В.С. ЖУРАВЛЕВ

Сравнительная тектоника Печорской Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы

V. S. ZHURAVLEV

COMPARATIVE TECTONICS OF THE PECHORA, CASPIAN AND NORTH SEA EXOGONAL DEPRESSIONS OF THE EUROPEAN PLATFORM

Transactions, vol. 232



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW
1972

В. С. ЖУРАВЛЕВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ПЕЧОРСКОЙ, ПРИКАСПИЙСКОЙ И СЕВЕРОМОРСКОЙ ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Труды, вып. 232

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1972

УДК 550 (4) + 551.24 + 551.247

Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы.
Журавлев В. С. Труды ГИН, вып. 232. М., «Наука», 1972 г.

Печорская, Прикаспийская и Североморская впадины лежат на внешних углах Европейской платформы, наращенных байкальской складчатостью, интенсивно раздробленных и весьма глубоко погруженных, обрамленных палеозойскими геосинклинальными складчатыми зонами. Они составляют особую категорию региональных отрицательных платформенных структур, для которых характерно аномально резкое погружение фундамента, сокращение мощности или почти полная переработка «гранитного» слоя, появление окон «базальтового» слоя и существенный подъем поверхности верхней мантии. В этих впадинах весьма велика мощность тех отложений платформенного чехла, которые по времени накопления синхронны геосинклинальному и орогенному этапам развития обрамляющих геосинклинальных систем.

Прикаспийская и Североморская впадины представляют собой крупнейшие регионы Европейской платформы, охваченные соляной тектоникой. Наметившаяся зональность распределения локальных структур, созданных соляной тектоникой, должна приниматься во внимание при поисках залежей нефти и газа в надсолевых отложениях. Черты сходства экзогональных впадин Европейской платформы позволят более обоснованно подойти к оценке перспектив нефтегазоносности этих глубочайших депрессий, недра которых, несомненно, заключают крупные и крупнейшие газовые и газоконденсатные месторождения. Таблиц 2. Иллюстраций 142. Библ. 987 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *А. Л. Яншин*

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

Academician *A. L. Yanshin*

2-9-2
№ 598—1972 г.

ВВЕДЕНИЕ

Определяя структурные связи платформ со складчатыми геосинклинальными областями, Н. С. Шатский (1947, стр. 54) указывал, что осложнения внешних углов древних платформ еще детально не изучены, что «... происхождение и условия образования и даже форма этих структур совершенно еще не ясны... Вопросы о структурах внешних углов можно только ставить, они еще далеко не разрешены». За двадцать лет, прошедших со времени опубликования цитированной статьи, были получены и продолжают поступать данные геологии и геофизики об особенностях строения и истории формирования внешних углов Европейской (Восточно-Европейской, или Русской) платформы,— наиболее исследованной из древних платформ. Однако до сих пор именно внешние углы платформы, в пределах которых лежат ее краеугольные, или экзогональные, впадины — Печорская, Прикаспийская и Североморская (Польско-Германская), по сравнению с внутренними территориями платформы остаются наименее изученными. Между тем сравнение структуры и истории формирования этих впадин необходимо для решения одной из теоретических задач современной геологической науки — проблемы структурных ограничений платформ. В неменьшей мере оно важно для сугубо практических целей — обоснованного выбора рационального направления поисков залежей нефти и газа в пределах этих заведомо нефтегазоносных впадин.

До последних лет на обзорных геологических картах территория Печорской впадины почти целиком, а территория Прикаспийской впадины в большей западной части в Прикаспийской низменности закрывались пеленой четвертичных отложений. На тех же картах в пределах Североморской впадины, на равнинных территориях севера Польши, ГДР и ФРГ (до долины р. Везер), показывалось сплошное распространение отложений неогена, а к западу от р. Везер и до Нидерландов включительно — четвертичных отложений. Только теперь накопились надежные данные геологии и геофизики, позволяющие определить характер тектоники подстилающих слоев на перечисленных территориях и, следовательно, выявить как общие основные черты строения Печорской, Прикаспийской и Североморской впадин, так и особенности структуры каждой из них в отдельности. Однако необходимо учитывать, что в этих впадинах еще имеются обширные площади, сведения о геологическом строении которых пока крайне ограничены. В Печорской впадине это Большеземельская тундра, в Прикаспийской впадине — южная часть междуречья Урала и Волги, перекрытая песками Северного Прикаспия (Рын-песками), и во всех впадинах — площади, залитые водами морей, которые в разной степени освещены морской сейсморазведкой.

Как и в любых регионах Земли, в упомянутых впадинах степень надежности данных неизбежно уменьшается с глубиной. Однако именно

для Печорской, Прикаспийской и Североморской впадин фактор «глубинности» становится определяющим, ибо глубина залегания их фундамента, а следовательно, и мощность их осадочного чехла уникальны для платформенных структур. Даже в наименее прогнутой Печорской впадине поверхность фундамента местами погружается до 5—7 *км*. Примерно на тех же глубинах по окраинам Прикаспийской впадины прослеживается подошва соленосных отложений кунгура, тогда как в ее центральных районах она опускается до 10 *км* и более, а поверхность фундамента — до 20—23 *км*. В северной части Североморской впадины, в Северном море, глубина залегания подошвы палеогена достигает 3,5 *км*, тогда как в центральных районах Европейской платформы скважины входят в породы фундамента на меньших глубинах. Аралсорская сверхглубокая скважина, заданная в западной части Прикаспийской впадины, на глубине свыше 6 *км* только лишь вошла в отложения верхней перми. Вряд ли можно ожидать, что в ближайшие годы технические возможности современного бурения позволят углубиться в погруженных частях Прикаспийской и Североморской впадин в еще неизвестные горизонты их платформенного чехла. Поэтому основой для познания особенностей глубинной структуры этих впадин еще надолго останутся данные геофизики, которые не всегда могут быть истолкованы однозначно. Выбор наиболее надежного варианта их интерпретации затруднителен, но возможен с учетом степени надежности как подтверждающих, так и отвергающих его положений. Существенную помощь в этом выборе может оказать сравнительный тектонический анализ, методические основы которого разработаны классиками тектонической науки — А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, Г. Штилле.

Другие затруднения при сравнительном тектоническом анализе Печорской, Прикаспийской и Североморской впадин были также обусловлены необходимостью правильного определения содержания ряда дискуссионных понятий, на первый взгляд выходящих за рамки поставленной темы, но в действительности имеющих к ней самое прямое отношение. Так оказалось необходимым определить содержание понятия «древняя платформа» в связи с вопросами о границах Европейской платформы, о положении байкальских складчатых поясов, обрамляющих ее основной эпикарельский остов, и о различиях в развитии частей этих поясов в палеозое.

Основой предлагаемой вниманию читателя работы послужили личные полевые исследования Прикаспийской (с 1944 г.), Печорской (с 1958 г.) и Североморский (с 1959 г.) впадин. Автор ознакомился с геологическими и геофизическими материалами, освещающими основные черты строения Польской и Северо-Германской низменностей, во время нескольких научных командировок в ПНР и ГДР в 1959—1968 гг. Однако возможность полного завершения работ по теме определялась трудами широкого круга геологов и геофизиков Москвы, Ленинграда, Ухты, Воркуты, Сыктывкара, Актюбинска, Гурьева, Уральска, Саратова, Волгограда, Астрахани, Алма-Аты, Варшавы, Кракова, Берлина, Лейпцига, Фрейберга. Именно к ним автор обращает первые слова благодарности.

По ряду общих и частных вопросов, затронутых в данной работе, автор выступал с сообщениями и докладами на коллоквиумах тектонических отделов Геологического института АН СССР и на заседаниях геологической секции Московского общества испытателей природы, на Втором Всесоюзном тектоническом совещании (Москва, 1963 г.), на Третьем междуведомственном координационном совещании по бортовой зоне Прикаспийской впадины (Саратов, 1967 г.), на симпозиумах, посвященных вопросам соляной тектоники (Львов, 1964 г.; Чернигов, 1966 г.; Москва, 1968 г.; Алма-Ата, 1969 г.), на Пятой, Шестой и Седьмой геологических конференциях Коми АССР (Сыктывкар, 1959, 1964, 1969 гг.) и пред-

ставлял доклады на VII и VIII конгрессы Карпато-Балканской геологической ассоциации (София, 1965 г.; Белград, 1967 г.), на XXII и XXIII сессии Международного геологического конгресса (Дели, 1964 г.; Прага, 1968 г.). Обобщающие доклады по теме работы были сделаны в 1959 и 1963 гг. в Горно-металлургической академии г. Кракова (Польша), в 1963 и 1968 гг.— в Германской академии наук в Берлине (ГДР).

Тексты упомянутых сообщений и докладов опубликованы в отечественной и зарубежной печати. Отдельные положения данной работы подробно изложены в индивидуальных и написанных с соавторами статьях. На большинство публикаций ниже сделаны необходимые ссылки.

Представления автора о глубинной структуре Печорской и Прикаспийской впадин нашли отражение на макетах тектонических карт этих впадин, вошедших в Международную тектоническую карту Европы (1964) и Тектоническую карту Евразии (1966).

Автор до сих пор испытывает чувство глубокой благодарности академику Н. С. Шатскому, много лет назад определившему направление его исследований. Они выполнены в отделе региональной тектоники Геологического института АН СССР, советы руководителя которого — академика А. Л. Яншина — были необходимы для их завершения. Весьма ценным оказалось обсуждение докладов автора на коллоквиумах тектонических отделов Геологического института АН СССР, так как для успеха любого научного поиска в равной мере нужны и дружеская поддержка и объективная критика.

Глава первая

ВОЗРАСТ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ПРИМЕЧАНИЯ К ПРИНЯТОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

Уже в первых вводных фразах настоящей работы были применены несколько непривычно звучащие термины: «Европейская платформа», «Североморская впадина». Необходимость их употребления аргументирована общими выводами выполненного исследования, но уже сейчас требует предварительного пояснения. Помимо этого следует определить наше понимание терминов «древняя платформа» и «краеугольная, или экзогональная, впадина».

О термине «Европейская платформа»

Термин «Европейская платформа» в 1964 г. предложил А. А. Богданов в подстрочном примечании в статье, посвященной некоторым общим вопросам тектоники древних платформ [1]. Он отметил, что вместо широко распространенного названия «Восточно-Европейская платформа» в свете современных данных «... еще более точным могло быть название «Европейская платформа», так как в ее пределы входит не только Восточная Европа, но и значительные пространства Центральной и даже Западной Европы» (Богданов, 1964, стр. 6). Однако в тексте упомянутой статьи он еще пользовался привычным термином «Восточно-Европейская платформа» и окончательно отказался от него лишь недавно (Богданов, 1968б). В отечественной геологической литературе до сих пор встречается термин «Русская платформа», как синоним термина «Восточно-Европейская платформа». Поэтому следует предпринять краткий исторический обзор, который позволит отдать предпочтение одному из упомянутых названий.

Еще в конце прошлого столетия в классическом труде «Лик Земли» Э. Зюсс (Suess, 1888) впервые воспользовался термином «Russische Tafel», который, как заметил А. А. Богданов (1964, стр. 5), при переводе монографии Э. Зюсса на французский язык (Suess, 1897) Э. Маржери передал как «plateforma russe» — Русская платформа. Между тем немецкое слово Tafel правильнее переводить как плита (Pawlowski, 1902, стр. 1255), хотя в современной немецкой геологической литературе оно употребляется и в значении платформа (Teschke, 1964, стр. 225).

В 1900 г. термином «Русская платформа» впервые воспользовался Э. Ог (Haug, 1900, стр. 644), который предложил и его синоним — «Московитская платформа» (там же, стр. 672). Позднее Э. Ог (Haug, 1907) употреблял только первый термин, хотя, как и до него Э. Зюсс, попрежнему вкладывал в него лишь морфологический смысл. По Э. Огу (Haug, 1900), Русская платформа вместе с Фенно-Скандинавским мас-

[1] В отечественной геологической литературе этот термин изредка встречался и ранее, например в заглавии одной из статей М. М. Толстихиной (1939).

сивом составляет единую площадь поднятия — aire de surélévation. Необходимо отметить, что Э. Ог под платформами понимал равнинные участки земной коры с близким к горизонтальному залеганием слоев. Геосинклиналям он противопоставлял не платформы, а континентальные площади — aire continentales, среди которых различал площади поднятия — aire de surélévation и площади погружения — aire d'ennoyage.

В 1921 г. В. Тейсер (Teisseyre, 1921, 1921—1922) впервые предложил термин «Восточно-Европейская платформа», но применил его в очень узком смысле — для обозначения форланда шарьяжей Польских Карпат. В русской геологической литературе территория Русской равнины, вслед за Э. Зюссом, тогда именовалась Русской плитой. Этим названием в 1919 г. впервые и единственный раз воспользовался А. П. Карпинский (1939а), хотя ранее он всегда предпочитал называть соответствующую территорию просто Европейской Россией.

В 1923 г. в первой сводке по геологии Европейской России А. Д. Архангельский впервые применил термин «Русская плита» в структурном смысле, лишь крайне редко заменяя его синонимом «Русская платформа» (Архангельский, 1923, стр. 6, 67, 71, 123, 133). Отождествление понятий «плита» и «платформа», по-видимому, было обусловлено неопределенностью термина, предложенного Э. Зюссом, а также отмеченной выше неточностью перевода его с немецкого языка. Характерно, что в вышедшей почти одновременно статье А. Д. Архангельский (1923—1924, стр. 243, 245) широко пользовался термином «Русская платформа», ввел его в заглавие и лишь изредка заменял термином «Русская плита».

В первой сводке по геологии Европейской России А. Д. Архангельский подчеркивал, что складчатый фундамент Русской плиты образован докембрийскими кристаллическими породами. Сбросовыми трещинами он рассечен на отдельные блоки, опущенные на разную глубину и, соответственно, в разной степени перекрытые нормальными осадочными образованиями. В связи с этим на площади Русской плиты А. Д. Архангельский (1923, стр. 11) различал горсты (в том числе подземные, следуя А. П. Карпинскому) и впадины, причем среди первых называл Северо-Западный, или Балтийский, кристаллический щит.

В 1932 г. первым, а в 1934 г. вторым дополнительным изданиями вышла в свет монография А. Д. Архангельского «Геологическое строение СССР». На ее страницах для обозначения единого геологического целого, которое представляет собой равнинная область Восточной Европы, А. Д. Архангельский применил название «Восточно-Европейская плита». Синонимами этого названия он считал «Фенно-Сарматию» Г. Штилле (Stille, 1924б) и «Скандо-Россию» Д. Н. Соболева (1926). Он указывал, что термин «Русская плита» «... несмотря на его приоритет, должен быть совершенно отброшен, так как, с одной стороны, название „русская“ при современных условиях трудно приложимо ко всей рассматриваемой площади, а с другой, и это главное, в понятие Русская плита в литературе никогда не включается Балтийский кристаллический щит» (Архангельский, 1932, стр. 6; 1934, вып. I, стр. 11). Однако, А. Д. Архангельский упустил, что именно он сам ранее рассматривал Балтийский щит в составе Русской плиты (Архангельский, 1923). Характерно, что в тексте статьи, написанной им совместно с Н. С. Шатским (Архангельский, Шатский, 1933, рис. 1) и опубликованной в промежутке времени между выходом в свет первого и второго изданий упомянутой монографии, был использован термин «Восточно-Европейская (Русская) докембрийская плита». В составе последней по глубине залегания фундамента предлагалось различать щиты, мосты и впадины.

В более поздних работах А. Д. Архангельский так и не отдал предпочтение какому-либо из ранее примененных им терминов. Упомянутую территорию он называл Восточно-Европейской, или Русской, платформой

или плитой (Архангельский и др., 1937), Восточно-Европейской, или Русской, платформой (плитой) (Архангельский, 1939а,б), в опубликованной посмертно статье — Русской платформой (Архангельский, 1940), а в третьем издании обобщающей монографии — Восточно-Европейской, или Русской, платформой, или плитой (Архангельский, 1941).

Н. С. Шатский к трактовке терминов «платформа» и «плита» подходил более строго. Уже в 1945 г. он рассматривал Русскую плиту как часть Восточно-Европейской платформы (Шатский, 1945а). Позже он подчеркивал, что «название „Русская плита" никак нельзя отождествлять с наименованием „Восточно-Европейская платформа", так как и Русская плита в объеме Э. Зюсса и Балтийский щит представляют не отдельные, лишь условно территориально ограниченные части Восточно-Европейской платформы, а самостоятельные структуры, входящие в состав этой платформы» (Шатский, 1946а, стр. 5). Еще годом позже Н. С. Шатский (1947) дал определение щитов и плит, причем в дальнейшем широко пользовался названием «Русская плита» (Шатский, 1948, 1952а, 1955 1960б, 1963б). Платформу он именовал либо Восточно-Европейской (Шатский, 1935, 1937а, б, 1947, 1963б), либо Русской (Шатский, 1939, 1940а, б, 1941, 1948, 1952а, 1960б, 1963а, 1964), но иногда в одной и той же статье называл то Восточно-Европейской, то Русской (Шатский, 1945а, б).

На изданных под редакцией Н. С. Шатского тектонических картах СССР эта платформа именовалась Русской (Тектоническая карта..., 1952 1956; Тектоническая карта..., Объяснительная записка, 1957). На Международной тектонической карте Европы (1964) и в сопровождающей ее объяснительной записке (Тектоника Европы, 1964) она была названа Восточно-Европейской, причем ее большая часть, скрытая под платформенным чехлом, в тексте рассматривалась как Русская плита. На Тектонической карте Евразии (1966) названия всех платформ не были даны, но в объяснительной записке к этой карте (Тектоника Евразии, 1966) приводилась характеристика Русской платформы и ее Русской плиты.

В отечественной геологической литературе при описании отдельных регионов упомянутой платформы исследователи чаще пользуются названием «Русская платформа», которое звучит привычнее и даже правомернее применительно к территориям, лежащим в пределах Европейской части СССР и относящимся к Русской плите. Однако даже термин „Восточно-Европейская платформа" недостаточно точно определяет ее географическое положение и должен быть заменен. По-видимому, следует согласиться с предложением А. А. Богданова (1964, 1968б) и в дальнейшем именовать эту платформу Европейской, а ее плиту — Русской.

О термине «древняя платформа»

Европейская платформа принадлежит к той категории платформ, которые возникли еще в докембрии и выделяются под общим названием древних. Этот термин впервые употребил еще Э. Зюсс (Suess, 1909), позднее он получил широкое распространение в отечественной и зарубежной геологической литературе. Синонимом его является предложенный Л. Кобером (Kober, 1921) термин «кратон», принятый Г. Штилле (Stille, 1924б, 1940) для обозначения древних платформ.

Учение о древних платформах было разработано и изложено Н. С. Шатским (1946а,б, 1947, 1948, 1955) в цикле статей, посвященных анализу их сравнительной тектоники. Древним платформам Н. С. Шатский противопоставлял платформы молодые, складчатый фундамент которых сформировался в конце палеозоя или в самом начале мезозоя. Это противопоставление отчетливо прозвучало уже в статье, написанной им совместно с А. Д. Архангельским (Архангельский, Шатский, 1933) при

определении различий между древней Восточно-Европейской (Русской) и молодой Урало-Сибирской плитами. Двумя годами позже Н. С. Шатский (1935) впервые применил термин «молодая платформа», содержание которого было впоследствии уточнено им (Шатский, 1938, 1939, 1947) и, особенно, А. Л. Яншиным (1951,1965; Janschin, 1967).

В 1939 г. Н. С. Шатский (1939, стр. 4) подчеркивал, что «...три типа платформ — мезозойская, т. е. возникшая в конце мезозоя, герцинская и каледонская — и древние платформы типа Русской, намечают основные этапы развития платформенных областей вообще». Основное различие между древними и молодыми платформами Н. С. Шатский (1939, 1947) видел в том, что структуры платформенного чехла на древних платформах не связаны со структурами фундамента, а на молодых платформах наследуют их некоторые черты.

Однако до сих пор еще не решен вопрос, к какой категории платформ — к древним или молодым — следует относить платформенные области с докембрийским, но байкальским возрастом складчатого фундамента. Первоначально этот вопрос не был достаточно острым, так как из состава докембрийских протерозойских отложений еще не были обособлены образования рифея. Их накоплению, как теперь установлено, отвечает огромный интервал времени — не менее миллиарда лет (от 1550—1650 до 550—600 млн. лет), который и по продолжительности вдвое превышает время, приходящееся на палеозой, мезозой и кайнозой. Как известно, Н. С. Шатский (1945б) обосновал необходимость выделения рифея в качестве крупного самостоятельного стратиграфического подразделения, причем еще ранее (Шатский, 1932, 1935) складчатость конца докембрия и начала кембрия он предложил называть байкальской.

Напомним, что еще в 1915 г. А. П. Карпинский объединял фундамент п-ова Канин и Тиманского кряжа с докембрийским фундаментом других частей Европейской платформы. Он указывал, что «все северо-западные и южные архейские и другие докембрийские (альгонкские) породы Европейской России образуют, надо думать, ее общий фундамент. Опускаясь в разных частях страны на различную глубину, они выступают на современную дневную поверхность также на Канинском п-ове, на Тимане, в Воронежской губернии, на Днестре и пр. ...» (Карпинский, 1939б, стр. 53).

Значительно позднее, уже на новой ступени развития геологической науки, тех же взглядов придерживался Н. С. Шатский. Анализируя строение Европейской (Восточно-Европейской) платформы, он подчеркивал, что «... основание платформы неоднородно и представляет совокупность складчатых систем различного докембрийского возраста» (Шатский, 1946а, стр. 24) и, соответственно, «...вся она „эпипротерозойская“, но некоторые части ее „эпиархейские“, другие „эпикарельские“, третьи — „эпирифейские“ и т. п.» (там же, стр. 7). Эти соображения Н. С. Шатский последовательно проводил в серии статей, посвященных сравнительной тектонике древних платформ (Шатский, 1946а, б, 1947, 1948, 1955). При этом характерно, что именно он установил наличие в платформенном чехле Европейской платформы заведомо докембрийских отложений, по времени накопления синхронных рифейским геосинклинальным отложениям ее окраин (Шатский, 1941, 1952а, б). Несмотря на это, Н. С. Шатский рассматривал окраинные области с рифейским складчатым фундаментом в составе древних платформ.

Необходимо отметить, что это положение теперь разделяется не всеми ведущими тектонистами нашей страны. Наиболее постоянно его поддерживал М. В. Муратов (1965а, б, 1966; Муратов и др., 1962). Однако в статье, написанной им в соавторстве с А. А. Богдановым и В. Е. Хаиным (Богданов и др., 1963), к древним платформам отнесены лишь те части земной коры, которые завершили стадию геосинклинального раз-

вития в протерозое или ранее, т. е. до начала байкальской — ассинтской тектонической эпохи, а в неогее (последние 1200 млн. лет) характеризовались платформенным режимом развития. Среди молодых платформ упомянутые авторы рекомендовали различать эпибайкальские, эпикаледонские и эпиварисцийские (эпигерцинские) платформы.

Между тем один из соавторов этой статьи — В. Е. Хаин (1954) ранее предлагал выделять эоплатформы (послеархейские), палеоплатформы (послепротерозойские), мезоплатформы (послекаледонские) и неоплатформы (послеварисцийские). Платформы двух первых групп, следуя взглядам Н. С. Шатского, он именовал древними, а двух последних — молодыми. Позднее В. Е. Хаин (1964) отмечал существенные различия и в развитии, и в строении между молодыми и древними (сложившимися к началу палеозоя) платформами, но указывал, что эпибайкальские платформы занимают между ними промежуточное положение.

Другой из соавторов той же статьи — А. А. Богданов (1964) позднее писал, что главным отличительным признаком древних платформ (кратонов) является добайкальский (дорифейский) возраст их складчатого фундамента. В соответствии с этим границы древних платформ, по его мнению, «... должны определяться положением обрамляющих их байкальских складчатых (геосинклинальных) поясов» (Богданов, 1964, стр. 6). Еще позднее А. А. Богданов (1968а), ссылаясь на принципы, разработанные у нас А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, а за рубежом Э. Зюссом, М. Бертраном, Г. Штилле, Э. Арганом и другими, предлагал различать по времени консолидации фундамента две главные категории платформ: древние («кратоны») — добайкальские и молодые — эпибайкальские и эпипалеозойские платформы.

Н. А. Штрейс (1964) впервые отчетливо показал, что в состав фундамента древних платформ Южного ряда — ряда Гондваны — входят чрезвычайно широко развитые и отчетливо выраженные складчатые пояса рифейского возраста. «Рифейские складчатые пояса располагаются не только по окраинам древних платформ ряда Гондваны, но и, если так можно сказать, их пронизывают, образуя как бы основной каркас этих крупнейших тектонических форм... Образование фундаментов древних платформ Южного ряда (Южно-Американская, Африканская, Индийская, Австралийская) завершилось в рифее после замыкания различных по протяженности и ширине геосинклинальных систем этого времени» (Штрейс, 1964, стр. 40). Между тем Н. А. Штрейс принимал, что становление платформ Северного ряда — Северо-Американской (за исключением Гренвиллского пояса), Европейской и Сибирской — произошло в дорифейское время.

А. Л. Яншин (1965) отметил, что вопрос о правомерности отнесения территорий с байкальским возрастом складчатого основания к молодым или древним платформам окончательно не выяснен. Однако в наиболее изученном северном полушарии, по его мнению, такие территории правильнее относить к молодым платформам на том основании, что нам неизвестны складчатые системы, возникшие здесь за огромный промежуток времени (почти в миллиард лет), разделяющий карельскую и байкальскую складчатости. «Большой перерыв во времени между карельской складчатостью и байкальской складчатостью,— писал он позднее,— является, с моей точки зрения, хорошим естественным рубежом для разграничения древних и молодых платформ по крайней мере для территории Евразии, лежащей севернее Тетиса» (Janschin, 1967, стр. 74). Кроме того, байкалиды и ранние каледониды, как указывал А. Л. Яншин (1965; Janschin, 1967), местами, например в Западном Забайкалье, связаны постепенными переходами по простиранию, и границу между ними провести либо очень трудно, либо невозможно.

Однако приведенные выше доводы ряда ведущих исследователей-тек-

тонистов нашей страны представляются все же недостаточными для пересмотра сути понятия «древняя платформа» в трактовке Н. С. Шатского. Установленная неодновременность становления древних платформ Северного и Южного рядов еще раз свидетельствует, что их формирование на нашей планете завершилось к началу палеозоя, т. е. к началу неогея в понимании Н. А. Штрейса.

Как известно, термин «неогей» был впервые предложен Г. Штилле (1964а; Stille, 1944), который геотектоническую историю Земли разделял на два большие периода: неогей и протогей. По его мнению, первый из них охватывал кайнозой, мезозой, палеозой и поздний альгонк, а второй — более древний включал ранний альгонк и архей. При этом Г. Штилле допускал, что ранний альгонк (карелий) в действительности может отвечать самостоятельному большому периоду — дейтерогею, и в этом случае протогею будет соответствовать только архей (Штилле, 1964а, стр. 392). Термином «неогей» в понимании Г. Штилле иногда пользовался Н. С. Шатский (1963а, б). Между тем Н. А. Штрейс (1964, стр. 41) с позиции выявленного им биполярного развития структуры земной коры убедительно возражал против включения рифея, или альгонка, с палеозойской и более молодыми эрами в единый неогейский мегахрон. По его мнению, естественными мегахронами являются неогей (начало которого соответствует началу палеозойской эры), мезогей (отвечающий рифею), палеогей (соответствующий раннему протерозою) и археогей (еще более древний мегахрон).

Ранние этапы становления древних платформ выяснены еще далеко не достаточно, но общая направленность этого процесса определена исследованиями Е. В. Павловского и М. С. Маркова (Павловский, 1962, 1964; Павловский, Марков, 1963, 1964; Марков, 1962). В архее в начальную, бесплатформенную и бесгеосинклинальную, нуклеарную стадию развития земной коры, по-видимому, формировалась ее базальтовая оболочка, что привело к возникновению изометричных «зеленокаменных ядер» континентов. Эта стадия развития земной коры завершилась массовыми по площади процессами гранитизации и появлением позднеархейских прогибов геосинклинального типа.

В начале протерозоя появились первые структуры платформенного типа — протоплатформы. По ряду особенностей они отличались от древних платформ, причем покрывавший их осадочный чехол местами подвергался региональному метаморфизму (фация зеленых сланцев), иногда сминался в складки и деформировался огромными гнейсо-гранитными куполами, а также прорывался интрузиями гранитоидов. В течение раннего протерозоя протоплатформы распались на отдельные более или менее крупные фрагменты, разделенные геосинклинальными трогами, наложенными на гранитизированный нуклеарный фундамент. После складчатости зоны этих трогов спаяли воедино фрагменты протоплатформ, которые в виде отдельных массивов вошли в состав гетерогенного фундамента древних платформ.

Гетерогенность фундамента основного эпикарельского блока Европейской платформы устанавливается по материалам геофизических исследований и наблюдениям над строением метаморфических докембрийских толщ, обнаженных на Балтийском щите, отчасти на Украинском щите и Воронежской антеклизе, а также вскрытых скважинами в разных районах Русской плиты (Варданянц, 1960; Гафаров, 1963а, б, 1966; Кратц, 1963; Семененко, 1964а, б; Зандер и др., 1967; Богданов, 1968а). Впервые она была подмечена еще Н. С. Шатским (1946а) и с учетом данных аэромагнитной съемки подтверждена Р. А. Гафаровым (1963а, б, 1966). Сейчас можно считать доказанным, что в пределах эпикарельского блока Европейской платформы система геосинклинальных трогов карелид и свекофеннид наложилась на протоплатформенное основание и разделила

его на неравные блоки. В позднекарельское время, в конце свекофенно-карельской тектонической эпохи, произошло замыкание геосинклинальных трогов и формирование соответствующих интрузий. Складчатые системы карелид и свекофеннид спаяли более древние беломорские блоки и образовали гетерогенный фундамент того основного эпикарельского блока древней Европейской платформы, который М. В. Муратов (1965а) образно назвал ее остовом.

В последние десятилетия установлено, что в составе платформенного чехла древних платформ Северного ряда принимают участие отложения рифея, которые в геосинклинальных формациях иногда прослеживаются по окраинам докембрийских платформ. Ниже мы увидим, что по окраинам остова Европейской платформы, сформировавшегося после свекофенно-карельской складчатости, наличие рифейского складчатого комплекса установлено на Тиманском поднятии и в фундаменте простирающейся к северу-востоку от него Печорской впадины. Он, вероятно, распространен на юго-востоке Прикаспийской впадины, в пределах Польской и Северо-Германской низменностей, а также в Северном море, причем на западном побережье последнего достигает Центральной Англии (Журавлев, 1964а, 1965а, б, 1966в, 1967а, б; Журавлев, Раабен, 1968; Shurawlew, 1965б, в). Таким образом, Печорская, Прикаспийская и Североморская впадины, являющиеся объектами нашего исследования, полностью или частично лежат на рифейском складчатом фундаменте. Поэтому мы обязаны определить, следует ли включать в состав древних платформ области с таким фундаментом. Я отвечаю на него утвердительно, хотя, как отмечалось ранее, этот вопрос в последние годы стал дискуссионным.

Анализируя данные о развитии древних платформ нашей планеты, М. В. Муратов (1965а) определил, что на их площади в течение докембрия проявилось не более пяти главнейших (платформообразующих) эпох складчатости. Первая и вторая (беломорская) из них были эпохами становления протоплатформ на рубежах 2500—2700 и 2000—1800 млн. лет назад. Протоплатформы первой эпохи известны на Канадском щите Северо-Американской платформы, на крайнем юге Африканской платформы; возможно, к ним относятся массивы Калгурли и Пилбара на западе Австралийской платформы. К протоплатформам второй эпохи, видимо, принадлежат район Алданского щита Сибирской платформы, значительная площадь Украинского щита Европейской платформы, отдельные массивы центральной и северной частей Африканской платформы, а также древние массивы Южно-Американской платформы. Третья (карельская, гудзонская) эпоха прекращения подвижности складчатого основания и возникновения платформенного режима проявилась около 1650—1700 млн. лет назад и привела к формированию остовов древних платформ Северного ряда. Четвертая и пятая главнейшие (платформообразующие) эпохи складчатости имели место в рифее.

Еще совсем недавно за рубежом Н. Магнуссон (Magnusson a. o., 1963; Magnusson, 1965), а у нас Н. П. Семененко (1964а, б) настаивали на необходимости обособления в составе фундамента Европейской платформы готского геосинклинального комплекса с возрастом 1400—1500 млн. лет. Однако теперь можно считать доказанным, что готская эпоха не является геосинклинальной, а отвечает времени окончательного становления платформенного режима в пределах остова Европейской платформы, времени его «кратонизации» и внедрения гранитов типа рапакиви (Богданов, 1967).

Выяснение тектонического значения готской эпохи позволяет теперь в составе байкальского геосинклинального цикла все более уверенно различать лишь ранние и поздние байкалиды. К ранним байкалидам (четвертая платформообразующая эпоха складчатости, по М. В. Муратову) принадлежат: на Европейской платформе — дальсландский комп-

лекс юго-запада Швеции, на Северо-Американской — серия Гренвилл восточной окраины Канадского щита, на Африканской — Восточные Анти-Атласиды и кибариды, на Индийской — сатпуриды, на Австралийской — рифейские геосинклинальные серии, развитые между массивами Калгурли и Пилбара. К поздним байкалидам (пятая платформообразующая эпоха, по М. В. Муратову) относятся: на Европейской платформе — причленившиеся к ней части Тимано-Уральской и Англо-Галицийской полос байкалид, на Сибирской — полоса байкалид, окаймляющая ее остов с севера, запада и юго-запада, на Африканской — катангиды, на Южно-Американской — бразилиды, на Австралийской — по-видимому, складчатая система Аделаиды (Журавлев, 1964а, 1965а, б, 1966в, 1967а, б; Колотухина, 1964а, б, 1966; Штрейс, 1964; Муратов, 1965а, 1966; Богданов, 1967; Белянкина и др., 1968; Журавлев, Раабен, 1968).

М. В. Муратов (1965а, 1966) справедливо подчеркивал, что в становлении древних платформ северных материков нашей планеты главную роль играла третья докембрийская платформообразующая эпоха складчатости, тогда как четвертая и пятая лишь нарастили их остовы. Между тем, на древних платформах южных материков две последние эпохи как бы взяли на себя ту роль, которую играла третья платформообразующая эпоха складчатости для платформ северных материков — они спаяли отдельные более древние массивы в монолитные платформы. Именно эту закономерность отметил Н. А. Штрейс (1964) в качестве основного явления биполярного развития земного шара. Она же является одним из доводов в пользу включения областей с рифейским складчатым фундаментом в состав древних платформ, ибо формирование последних повсеместно на нашей планете завершилось к началу палеозоя, т. е. к началу неогея, в понимании Н. А. Штрейса.

При включении областей с байкальским (рифейским) складчатым фундаментом в состав древних платформ северных материков автор имеет в виду, что байкальская складчатость отличалась от дорифейских складчатостей, что отложения рифея местами развиты в чехле эпикарельских частей древних платформ (на их остовах) и что эпибайкальские части древних платформ отличаются большей подвижностью.

Н. С. Шатский (1946а, стр. 32) указывал, что «...по сравнению с тиманидами карелиды имели иное значение в формировании Восточно-Европейской платформы: карелиды, в сущности, создали основную часть Восточно-Европейской платформы, спаяв воедино два более древних массива — Свекофеннийский и Украино-Воронежский; в это время вместо двух небольших последних массивов образовалась платформа почти таких же размеров и, возможно, очертаний, как и палеозойская, но без затиманской части». Однако, как было отмечено, в настоящее время обширные области с байкальским фундаментом установлены (или их наличие может предполагаться) не только на северо-восточной, затиманской, но и на юго-восточной и западной окраинах Европейской платформы.

Если карельскую складчатость можно считать основным этапом становления остова Европейской платформы, то байкальская складчатость была завершающим этапом формирования ее фундамента, во время которого площадь платформы значительно увеличилась. В отличие от недифференцированных и относительно узких карельских и свекофеннских геосинклинальных прогибов, разобщавших отдельные более древние стабильные блоки, полосы байкалид по окраинам остова Европейской платформы были весьма широки. При этом только лишь внешние, миогеосинклинальные, части рифейских геосинклиналей, по-видимому, закладывались на обломанном и глубоко погруженном эпикарельском фундаменте ее остова. Об этом, как увидим ниже, в частности, свидетельствует постепенный переход от тектонических условий эпикарельской части

Европейской платформы к миогеосинклинальным тектоническим условиям Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы.

В палеозое окраины древней Европейской платформы подверглись существенной переработке. Вдоль ее северо-западного края сформировалась система каледонид Британии и Скандинавии, которая на севере, под водами Баренцева моря, и на западе, в Центральной Англии, косо срезала северо-западные простирания структур, созданных байкальской складчатостью. Вдоль ее восточного края заложились уралиды, простирания которых на севере, против Печорской впадины, и на юге, против Прикаспийской впадины, также резко не соответствуют вероятной ориентировке байкальских структур. Вдоль южной окраины Европейской платформы протянулась полоса варисцид — ренид Г. Штилле (1964б; Stille, 1928), в ядрах которых местами (в Судетах, Лаузице, Рудных горах, Тюрингии, Чешском массиве и т. д.) обнажены геосинклинальные складчатые комплексы рифея.

Специфика платформенного развития возникших позднее обширных регионов с палеозойским складчатым фундаментом позволяет выделять их в особую категорию молодых платформ (Яншин, 1965). Однако по окраинам древней Европейской платформы с рифейским складчатым фундаментом, как и в пределах ее эпикарельского остова, палеозойские отложения (местами за исключением лишь кембрия или самых низов кембрия) входят в состав платформенного чехла. На ее эпикарельском остове отложения рифея прослеживаются в низах платформенного чехла, заполняя авлакогены Русской плиты. Ранее предполагали, что их объем ограничен лишь верхним рифеем. Однако теперь установлено, что к среднему рифею относится овручская серия северной части Украинского щита, кварцевые порфиры збраньковской свиты которой имеют абсолютный возраст 1190—1200 млн. лет (Дранник, 1968). К нижнему рифею принадлежит арланская свита низов платформенного чехла восточных районов Русской плиты, абсолютный возраст которой составляет 1530 млн. лет (Казаков и др., 1967), а также в основном отложения готского комплекса Южной Швеции, лежащие в возрастном интервале 1200—1700 млн. лет. Верхняя — терригенная серия этого комплекса (собственно иотний, или серия дала-песчаников) является типично платформенной, а его нижняя — вулканогенная серия (субиотний, или серия дала-порфиров) признается за вулканогенную молассу (Богданов, 1967). Наконец, недавно были высказаны соображения о том, что на Балтийском щите, в Карелии, дорифейские континентальные отложения ятулия Онежско-Сегозерской полосы дислокаций являются платформенными (Новикова, 1965; Новикова, Чахмахчев, 1967). Разрыв во времени между становлением складчатого фундамента Европейской платформы и началом накопления ее платформенного чехла по мере поступления новых данных все более сокращается. Именно величина этого разрыва ранее считалась одной из важных черт, различающих древние и молодые платформы, но теперь можно сказать, что она определялась лишь степенью нашей неосведомленности.

Бóльшую подвижность областей с байкальским складчатым фундаментом, вероятно, также нельзя считать доводом в пользу исключения их из состава древних платформ. Напомню, что Н. С. Шатский (1946а) указывал на большое сходство чехла Тимана и эпикарельского остова Русской плиты.

Сознавая условность установления хронологического рубежа между возрастом складчатого фундамента платформ, относимых к древним и молодым, мы все же склонны территории с байкальским возрастом складчатого фундамента рассматривать в составе древних платформ, и в том числе — в составе Европейской платформы.

О термине «краеугольная», или «экзогональная», впадина

Одной из отличительных особенностей Европейской платформы является развитие на ее окраинах глубоких впадин, погруженных гораздо глубже синеклиз, целиком лежащих в пределах ее эпикарельского остова. Такими впадинами являются Печорская, Прикаспийская и Североморская, которые заложились на интенсивно раздробленных и глубоко погруженных северо-восточном, юго-восточном и западном внешних углах Европейской платформы, наращенных байкальской складчатостью и обрамленных мобильными в палеозое геосинклинальными зонами. Сравнительный анализ этапов формирования этих впадин и их структуры является конечной целью предпринятого исследования, однако уже в самом начале его очевидно, что впадины эти являются негативными платформенными структурами особого типа, по многим признакам отличающимися от внутренних платформенных синеклиз. Н. С. Шатский (1948, стр. 5) уже давно указывал, что «Прикаспийская синеклиза не принадлежит к тем простым структурным формам, которые обычно принято называть синеклизами. Весьма вероятно, что это сложная структура, возможно, состоящая из синеклиз и подчиненных им антеклиз». Позднее он же подчеркивал, что «...это скорее не синеклиза, а сложная Прикаспийская плита» (Шатский, 1955, стр. 23).

В последнее время в геологической литературе наметилась тенденция к отождествлению этих окраинных впадин Европейской платформы с зонами перикратонных опусканий (Павловский, 1959; Богданов, 1961, 1964, 1968; Найдин, Петренко, 1961). Между тем, как увидим ниже, они отчетливо отличаются от тектонотипа зон перикратонных опусканий — от Ангаро-Ленского прогиба (по Е. В. Павловскому, 1959). В качестве региональных отрицательных платформенных структур особого типа их, по-видимому, следует называть краеугольными, или экзогональными, впадинами (Журавлев, 1964а, 1965б, 1966г, 1968б, 1969 г; Shurawlew, 1965б, в) [1].

Применяя в дальнейшем термин «экзогональные», т. е. внешнеугольные впадины, автор сознает, что при сравнении контуров платформ с многоугольником, согласно принятой в геометрии терминологии, возможно было бы точнее те углы Европейской платформы, на которых развились рассматриваемые впадины, назвать не внешними, а внутренними. Действительно, в геометрии принято именовать внешними углы, измеряемые за контуром треугольника или многоугольника и по отношению к его углам являющиеся смежными, т. е. лежащими на продолжении одной из сторон треугольника или многоугольника.

Однако в классических трудах по геотектонике — в серии статей по сравнительной тектонике древних платформ Н. С. Шатский (1946а, б, 1947, 1948) неоднократно подчеркивал угловатый характер структурных ограничений древних платформ. Он указывал, что прямолинейные отрезки этих ограничений нередко образуют либо внешние углы, которыми платформа вдается в складчатую зону, либо внутренние (входящие), где имеют место обратные соотношения. Именно Н. С. Шатский (1945а, 1946а, 1947, 1955, 1964) обращался неоднократно к анализу структур, связанных с внутренними (в его понимании) углами платформ. Термины «внутренний» и «внешний» углы платформы в понимании Н. С. Шатского уже давно вошли в геологическую литературу, общеизвестны, и нет никаких оснований для их принципиального пересмотра. Видимо, следует согласиться с В. Д. Наливкиным, который, оценивая современную тектониче-

[1] К вопросу о правомерности применения этого термина к данным структурам и выявлению черт их отличия от синеклиз и перикратонных прогибов я еще вернусь в заключительной главе монографии.

скую терминологию, указывал, что «споры о том, подходящим или неподходящим является то или иное слово, часто зависят от того, к каким выражениям привыкли спорящие и как они их понимают. В нашем языке есть немало слов очень странных и неточно отражающих понятие. Однако они не вносят затруднений, так как мы к ним привыкли. Сказанное, конечно, не оправдывает пренебрежительного отношения к выбору терминов. Оно лишь указывает на то, что этот выбор является второстепенным вопросом по сравнению с разработкой принципов классификаций и критериев выделения типов структур» (Наливкин, 1965, стр. 19).

О термине «Североморская экзогональная впадина»

Если географическое положение Печорской и Прикаспийской экзогональных впадин Европейской платформы общеизвестно и не требует пояснений, то совсем по-иному обстоит дело с Североморской впадиной. В отечественной и зарубежной геологической литературе для обозначения структуры, простирающейся к северу от палеозойских складчатых сооружений Средней Европы, в последние годы чаще всего пользуются термином «Польско-Германская впадина». Однако и его нельзя считать общепризнанным. Напомним, что еще С. Н. Бубнов (Bubnoff, 1926) в первой части классической сводки по геологии Европы именовал эту впадину Среднеевропейской, но в составе ее различал две частные структуры: Северо-Германскую впадину и Восточно-Балтийскую мульду. На юго-восточном продолжении последней он выделял Восточно-Прусско-Польскую впадину. Во второй части упомянутой сводки он же (Bubnoff, 1930) в палеогеографическом смысле обособлял Северо-Западно-Германский, Северо-Восточно-Германский и Балтийско-Польский бассейны, а в тектоническом— Восточно-Германско-Польский и Северо-Западно-Германский бассейны. Позднее С. Н. Бубнов (Bubnoff, 1934) дал первое подробное описание Восточно-Германско-Польского бассейна. Между тем в цикл публичных лекций по основным проблемам геологии, прочитанных незадолго до смерти, С. Н. Бубнов (1960, стр. 94) называл этот бассейн Северо-Германским. Ту же структуру другие геологи именовали Перибалтикумом (Stille, 1932), или Перибалтийской впадиной (Trusheim, 1957), Саксонской геосинклиналью (Becker, 1938), Северо-Европейской впадиной, или бассейном (Пожарыский, 1960а, б; Pożaryski, 1957а, б), Северо-Германско-Польской, или Северо-Германско-Балтийской, впадиной (Dorn, 1960), Польско-Германским перикратонным прогибом (Богданов, 1961) или, с учетом его продолжения под воды Северного моря, перикратонным прогибом Южной Прибалтики — Северного моря (Богданов, 1964, 1968а).

Последнее из приведенных названий на первый взгляд наиболее объективно отражает пространственное положение интересующей нас впадины. Действительно, как увидим ниже, бóльшая часть впадины скрыта под водами Северного моря, причем ее окраинами служат: на западе — берега Центральной Англии, на востоке — Датский архипелаг и южная часть Балтийского моря, а на юге — Северо-Германская и Польская низменности. Однако, по признанию самого А. А. Богданова (1964, стр. 20), такое название является несколько неопределенным и громоздким [1], а по моему мнению, и неточным в геологическом отношении, так как упомянутая впадина не может быть отнесена к структурам типа перикратонных прогибов. Географическая же часть названия этой впадины может быть заметно упрощена, если именовать ее Североморской (Журавлев, 1968б, 1969г, 1970в).

[1] Стремясь к его конкретизации и упрощению, А. А. Богданов (1968б) эту впадину называл Западным перикратонным прогибом Европейской платформы.

Термин этот не нов и в зарубежной геологической литературе был известен еще до сводок С. Н. Бубнова: его впервые предложил в 1917 г. К. Грипп (Gripp, 1917). Он проанализировал распространение по побережью Северного моря трансгрессий миоценовых и плиоценовых морей и пришел к выводу, что поскольку «... эти моря являются предками современного Северного моря, для них следует принять название морей Североморской впадины» (Gripp, 1917, стр. 46, 47). Однако сказанное справедливо и для более древних морей геологического прошлого — для морей палеогена, мезозоя и позднего палеозоя, в чем легко убедиться, перелистывая страницы геологической летописи и просматривая соответствующие палеогеографические схемы (Krutzch, Lotsch, 1958; Knetsch, 1963; Bartenstein, 1968; Grundriss der Geologie..., 1968; Hinz, 1968; и др.).

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Прежде чем перейти к анализу данных о составе и возрасте фундамента экзогональных впадин Европейской платформы, необходимо определить очертания ее внешних углов и ограничения осложняющих их впадин (фиг. 1). Это необходимо сделать для того, чтобы читатель яснее воспринимал логический ход рассуждений, приводящий к выводам о составе и возрасте фундамента экзогональных впадин и точнее представлял их пространственное положение.

В свете современных данных, северо-восточный внешний угол Европейской платформы на северо-западе, под водами Баренцева моря, ограничен надвинутым на него продолжением каледонид Британии и Скандинавии, а на северо-востоке — палеозойскими складчатыми сооружениями Новой Земли и Урала. Вдоль последних протягивается цепочка ванн Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, внешними ограничениями которой на континенте служат шовные структуры гряд Гамбурцева и Чернышева, сходящиеся почти под прямым углом. К югу от Яньюского поперечного поднятия южной части гряды Чернышева вдоль Урала прослеживается Предуральский краевой прогиб (Журавлев, 1964б).

В контуры северо-восточного внешнего угла Европейской платформы вписывается ее Печорская экзогональная впадина, лежащая на байкальском складчатом фундаменте. Ее северо-западная часть скрыта под водами Баренцева моря, а юго-восточная — расположена на континенте. Внутреннее, юго-западное, ограничение Печорской впадины определяется протяженной системой кулисных разломов, к которой на континенте принадлежат разломы, ограничивающие взброшенные блоки фундамента Тиманского кряжа, а в прибрежных водах Баренцева моря — надвиги п-ова Рыбачий и северной части п-ова Варангер.

Юго-восточный внешний угол Европейской платформы очерчен системой кулисных краевых швов субмеридионального и запад-северо-западного простираний. Его восточным ограничением на севере служит краевой шов, отделяющий Бельскую ванну Предуральского краевого прогиба от Зилаирского синклинория Уральской складчатой системы. Этот шов, по данным геологии и геофизики, прослеживается к району г. Актюбинска, но южнее затухает и кулисно подставляется другим краевым швом, который находится на простирании и проходит в непосредственной близости от Сакмарско-Кокпектинского разлома, отделяющего на севере Зилаирский синклинорий от Сакмарско-Уралтауской зоны уралид.

Юго-западное ограничение рассматриваемого угла Европейской плат-

формы также определяется системой кулисных краевых швов, намечающихся под водами северной части Каспийского моря и продолжающихся на континенте юго-восточной погребенной частью главного надвига Донбасса, а южнее — разломами запад-северо-западного простирания, отделяющими юго-восточную погруженную часть Украинского щита Европейской платформы от Скифской эпипалеозойской плиты.

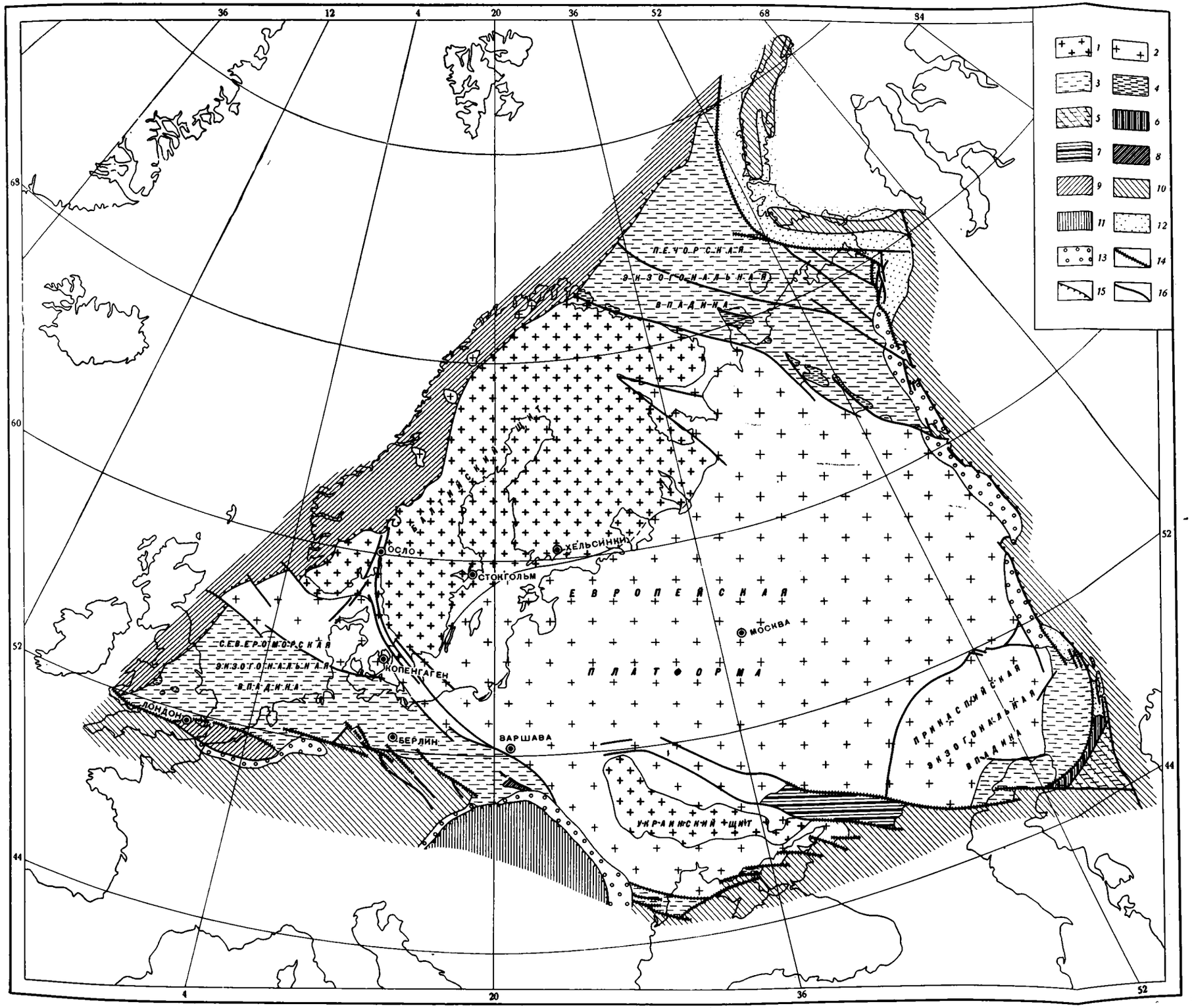
Вершина юго-восточного внешнего угла Европейской платформы косо срезана погребенным узким и протяженным Южно-Эмбенским сквозным авлакогеном, за которым лежит ограниченный запад-северо-западным и субмеридиональным погребенными разломами (или их системой) выколотый и глубоко погруженный Северо-Устюртский блок. Разлом северо-западного ограничения упомянутого авлакогена следует принимать за юго-восточную границу Европейской платформы на данном отрезке.

В отличие от северо-восточного внешнего угла Европейской платформы фундамент ее юго-восточного внешнего угла лишь на юго-востоке является байкальским. По геофизическим и, частично, геологическим данным, граница эпикарельского остова Европейской платформы в пределах этого угла на значительном протяжении намечается Хобдинским погребенным разломом, затем трассируется к северному побережью Каспия, далее принимает запад-северо-западное направление и фиксируется Азгирским погребенным разломом, а от дельты Волги совпадает с направлением главного надвига Донбасса.

В пределах юго-восточного косо срезанного внешнего угла Европейской платформы на разновозрастном докембрийском фундаменте лежит ее Прикаспийская экзогональная впадина. Только лишь самая южная, относительно небольшая по площади часть этой впадины скрыта под водами Каспийского моря. Внутренними ограничениями этой впадины служат погребенные разломы: на севере — Жадовский, на западе — Заволжский.

Вершина западного внешнего угла Европейской платформы достигает Центральной Англии. На северо-западе он ограничен надвигами каледонид Британии и Скандинавии, а на юге — системой кулисных краевых швов, за которой лежат палеозойские складчатые сооружения Средней Европы, и только на востоке, в юго-восточной части Польши, скрывается под надвигами Карпат. Фундамент этого угла платформы, как и ее юго-восточного внешнего угла, по-видимому, разновозрастен, причем на континенте, в Польской и Северо-Германской низменностях, а также в Центральной Англии он является байкальским. Граница эпикарельского остова Европейской платформы в пределах ее западного угла может быть намечена лишь условно, причем в Польше и, частично, в Балтийском море она, вероятно, проходит вдоль Датско-Польской борозды. Далее на запад она, по-видимому, протягивается вдоль южного склона погребенного поднятия Рингкёбинг-Фюн, пересекающего среднюю часть п-ова Ютландия, выходит в Северное море, а затем следует вдоль северного склона Среднесевероморского поднятия.

Положение внутреннего ограничения Североморской впадины, вписывающейся в контуры западного внешнего угла Европейской платформы, может быть определено лишь условно. В качестве его, видимо, следует рассматривать приконтинентальный борт Норвежского желоба Северного моря и разломы северо-западной части пролива Скагеррак, которыми определены очертания юго-западного края Балтийского щита,— области распространения докембрийского метаморфического комплекса Южной Норвегии. От поднятия Вендиссел на северной оконечности п-ова Ютландия внутренняя граница Североморской впадины следует вдоль Датско-Польской борозды, по северо-восточному склону Поморско-Куявского вала. К югу от нее, на юго-востоке Польши, лежит область распространения



Фиг. 1. Схема расположения экзогональных впадин Европейской платформы

1,2 — эпикарельский остов Европейской платформы:
1 — Балтийский и Украинский щиты,
2 — Русская плита;
3 — байкалиды в составе складчатого фундамента Европейской платформы;
4 — выходы байкальского складчатого фундамента в пределах Европейской платформы (на Тиманском кряже, полуостровах Канин, Рыбачий, Варангер и в Центральной Англии);
5 — Северо-Устюртский выколотый блок под платформенным чехлом:
6 — Южно-Эмбенский сквозной авлакоген;
7 — авлакоген Донбасса;
8 — дислокации Свентокшиских гор;
9 — каледониды;
10 — варисциды;
11 — альпиды;
12 — Северный и Южный периклинальные прогибы Уральской складчатой системы;
13 — краевые прогибы;
14 — краевые швы;
15 — краевые надвиги;
16 — главнейшие разломы (выделены в основном в экзогональных впадинах)

байкальского складчатого фундамента. Таким образом, бóльшая по площади северная часть Североморской впадины скрыта под водами Северного моря.

Выходы пород складчатого фундамента известны только в Печорской и Североморской впадинах. Они прослеживаются на Тиманском кряже и п-ове Канин во взброшенных краевых частях наклонных блоков фундамента Печорской впадины, а также в Центральной Англии, на крайнем западе Североморской впадины. Они подсечены скважинами в Печорской и Североморской впадинах, причем в пределах последней — на юге Польши, в Центральной Англии и Дании. Прямых сведений о составе фундамента остальных районов Североморской впадины, а также всей Прикаспийской впадины нет, но их недостаток может быть восполнен анализом геофизических полей с учетом геологических данных по смежным территориям. Именно такой анализ позволяет судить о составе и вероятном возрасте фундамента всех трех рассматриваемых впадин.

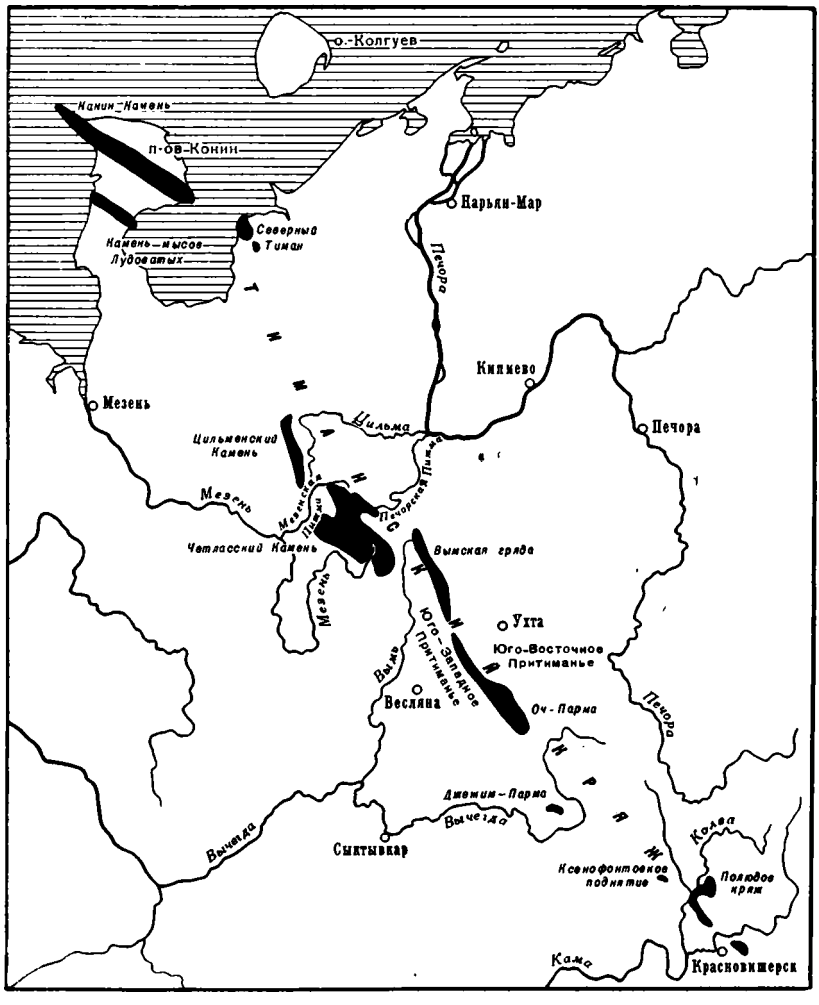
ВОЗРАСТ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Стратиграфическая последовательность свит фундамента

В пределах Тиманского кряжа породы фундамента обнажены на Ксенофонтовском поднятии, Джежим-Парме, Оч-Парме и Вымской гряде, Четласском и Цильменском Камнях, а также на Северном Тимане. На п-ове Канин они прослеживаются на Канином Камне (хр. Паё) и Камне мысов Лудоватых (фиг. 2).

Породы фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канин впервые были кратко охарактеризованы еще Ф. Н. Чернышевым (1915б), но только Б. В. Милорадович (1938) для Южного Тимана (Джежим-Парма), предложил первый вариант их стратиграфического расчленения. Позднее К. К. Воллосович (1944), П. Е. Оффман (1946, 1949, 1961), Э. А. Кальберг (1948; Кальберг, Вологдин, 1947), Е. В. Владимирская (1955), О. А. Солнцев (1959; Солнцев, Кушнарева, 1957), В. А. Калюжный (1959), В. С. Журавлев и М. И. Осадчук (1960, 1962, 1963), В. А. Разницын (1961, 1962а, б, 1964, 1965), А. Б. Наливкин (1962), О. С. Кочетков (1963), В. Г. Черный (1965) разработали разные, зачастую противоречивые стратиграфические схемы. Различия представлений их авторов определялись не только тем, что выходы пород фундамента на Тиманском кряже и п-ове Канин немногочисленны, разобщены и слабо обнажены, но, отчасти, и стремлением внести нечто новое в трактовку стратиграфии древних свит, данную предшественниками. Во многие стратиграфические схемы вводились новые свиты, а ранее установленные понимались в иных объемах, чем при их выделении, и помещались на иных стратиграфических уровнях.

Критический анализ стратиграфических схем, предложенных перечисленными исследователями, был предпринят нами ранее (Журавлев, Осадчук, 1962; Журавлев, Забродин и др., 1966), что позволяет здесь к нему не возвращаться. Это возможно еще и потому, что авторы позднее опубликованных стратиграфических схем либо повторяют уже имевшиеся (Разницын, 1964) неоправданные попытки посвитной корреляции местного разреза со стратиграфическим разрезом рифея Южного Урала (Волочаев и др., 1967), либо по-прежнему переставляют местные свиты в разрезе, предлагая рассматривать его в прямой или обратной последовательности (Разницын, 1968). Характерно, что даже противники предложенной нами стратиграфической схемы признают, что в настоящее время она принята большинством геологов (Разницын, 1968, стр. 205).



Фиг. 2. Обзорная схема выходов фундамента (выделены черным цветом) на п-ове Канин, Тиманском кряже и Полюдовом кряже

Согласно этой схеме, последовательность известной части разреза древних свит Среднего Тимана — Четласского Камня следующая [1]:

Мощность, *м*

1. Светлинская свита. Различные по тону серые кварциты с подчиненными тонкими прослойками алевролитовых песчаников и кварцево-серицитовых сланцев . . . . . более 1850

Четласская свита

2. Первая подсвита — чередование пачек различных по тону серых кварцитов (преобладают) и метаморфических сланцев с подчиненными прослойками филлитов, алевролитов, песчаников и кварцито-песчаников. В основании — маркирующая пачка (до 20 *м*) серых и светло-серых конгломератов с гальками и зернами белого

[1] Здесь и далее разрезы приведены в нормальной стратиграфической последовательности — снизу вверх. Порядковые номера, проставленные перед описанием отдельных свит и подсвит стратиграфического разреза Четласского Камня, соответствуют цифрам, размещенным справа от значений мощностей этих свит и подсвит на фиг. 3.

и голубого кварца, с редкими прослоями кварцитов и гравелитов, залегающая трансгрессивно, с резким угловым несогласием на кварцитах светлинской свиты... 600—700

3. Вторая подсвита — различные по тону тонкоплитчатые, тонко- и микрослоистые кварцево-серицитовые, серицито-кварцевые, углисто-глинисто-серицитовые, углисто-глинистые и серицитовые сланцы, содержащие прослои кварцито-песчаников, песчаников и алевролитов. От первой подсвиты отличается отсутствием кварцитов и филлитов, а также наличием прослоев известковистых песчаников... 500—550
4. Третья подсвита — напоминает по составу первую, но отличается от нее резким увеличением количества и мощности пачек кварцитов (иногда «пятнистых» из-за неравномерной вкрапленности бурых окислов железа) при полном отсутствии конгломератов и гравелитов . . . . . .700—750
5. Четвертая подсвита — чередование различных по тону серых тонко- и микрослоистых алевролитов, песчаников, реже серицито-кварцевых, кварцево-хлорито-серицитовых, глинисто-серицитовых, углисто-глинистых сланцев и полевошпатовых кварцитов. От первой и третьей подсвит отличается отсутствием мощных прослоев кварцитов, «пятнистых» кварцитов и филлитов. Прослои алевролитов и песчаников, входящие в ее состав, не выдержаны по мощности и замещаются по простиранию полевошпатовыми кварцитами . . . . . до 700

Джежимская свита

6. Первая подсвита — чередование пачек различных по тону серых кварцитов, алевролитов и сланцев . . . . . до 350
7. Вторая подсвита — серые и светло-серые полевошпатовые кварциты и аркозовые кварцито-песчаники с резко подчиненными прослоями алевролитов и сланцев до 500

Быстринская свита

8. Первая подсвита — различные по тону серые мраморизованные известняки и доломиты, водорослевые или слоистые, с редкими маломощными прослоями глинистых и известковисто-глинистых сланцев, а также известковистых песчаников. . . . . до 2000
9. Вторая подсвита — различные по тону серые, иногда желтоватые или зеленоватые, кварцево-серицитовые, серицито-глинистые и слюдисто-кварцевые сланцы с маломощными прослоями и линзами, реже — пачками доломитов, доломитизированных известняков и известняков. Отдельные прослои серых известняков иногда содержат плоскую гальку более светлых известняков . . . до 2000—2200

Кислоручейская свита

10. Первая подсвита — темно-серые и серые тонкослоистые кварцево-слюдистые, глинисто-слюдистые и слюдистые сланцы с прослоями темно-серых, реже темно-вишневых, слюдистых кварцитов и кварцито-песчаников. В сланцах широко развиты крупные порфиробластические выделения биотита. . . . . до 500—600
11. Вторая подсвита — чередование пачек (до 80 *м*) темно-серых или почти черных тонкополосчатых, кварцево-слюдистых, слюдисто-кварцевых и биотито-кварцевых сланцев с менее мощными (до 20 *м*) пачками мелкозернистых серицитовых (внизу) и биотитовых (вверху) кварцитов . . . . . до 800—900
12. Третья подсвита — чередование различных по тону серых, иногда темно-зеленых, микро-, тонко- и грубослоистых слюдисто-кварцевых, слюдисто-карбонатных, биотито-карбонатно-кварцевых, кварцево-карбонатных, карбонатно-кварцевых, биотито-кварцевых и кварцево-биотитовых сланцев. Для сланцев характерны крупные порфиробласты биотита, изредка кальцита, причем в нижней части подсвиты они содержат вкрапленность пирита, а в верхней — магнетита, до 700—800
13. Четвертая подсвита — различные по тону серые и желтовато-серые тонкослоистые кварцево-слюдистые, кварцево-полевошпато-слюдистые, кварцево-хлорито-слюдистые, биотито-серицито-хлорито-кварцевые, хлорито-слюдистые и графитовые кварцево-слюдисто-хлоритовые сланцы с резко подчиненными прослоями полевошпатовых кварцитов и кварцито-песчаников. В основании прослеживается пачка (до 40 *м*) серых мелкозернистых полевошпатовых кварцитов. . свыше 2000

Приведенная стратиграфическая схема составлена применительно к прослеживающейся на Среднем Тимане, на Четласском Камне, последовательности древних свит (фиг. 3), но с учетом соотношений, наблюдаемых на Тиманском кряже в других выходах пород фундамента. Наиболее древняя из известных — светлинская свита обнажена только на Четласском Камне в пределах Светлинского гольца и в долине р. Бобровой

(Журавлев, Осадчук, 1960, 1963). В других разрезах ни она, ни бо́льшая часть четласской свиты не прослеживаются. Только на Джежим-Парме выделяется сланцево-алевролитовая толща (до 700 *м*), отвечающая четвертой подсвите четласской свиты (Журавлев, Осадчук, 1960, 1963). Такое же стратиграфическое положение, вероятно, занимают сланцы и песчаники фундамента, подсеченные скважиной Большие Пороги на р. Вымь в Юго-Западном Притиманье (Кушнарева и др., 1965). Определения абсолютного возраста валовой пробы этих сланцев показали, что он составляет 1130 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961). Это наиболее древняя из цифр абсолютного возраста, установленных для пород фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канин (Журавлев, Осадчук, 1963; Ивенсен, 1964; Разницын, 1964, 1965).

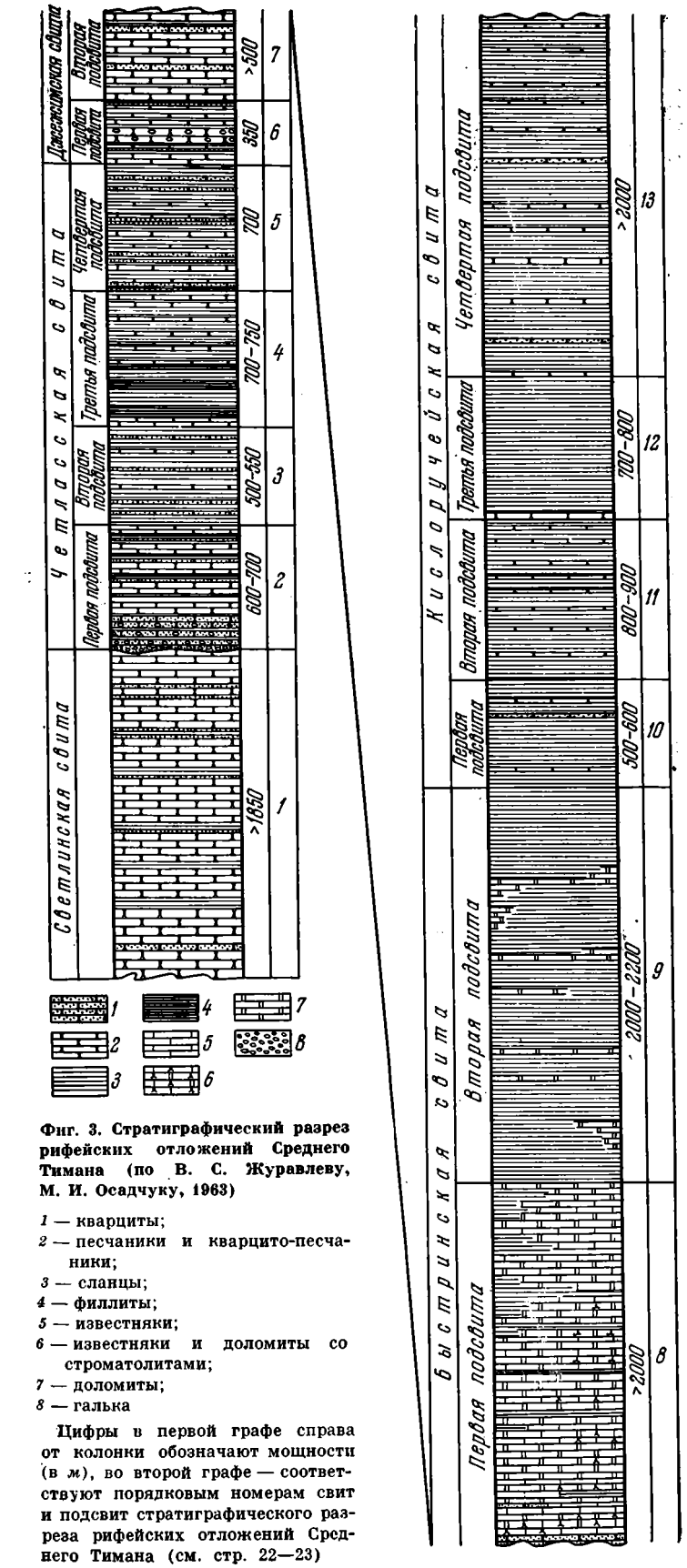
Джежимская свита, помимо Четласского Камня, известна на Джежим-Парме и Ксенофонтовском поднятии (Милорадович, 1938; Владимирская, 1955; Журавлев, Осадчук, 1960, 1963) и вскрыта скважинами Синдор-1 и Весляна-1 в Юго-Западном Притиманье (Кушнарева и др., 1965; Журавлев, Забродин и др., 1966). На Полюдовом кряже ей соответствует рассольнинская свита (Владимирская, 1955; Раабен, Журавлев, 1962).

Состав джежимской свиты при движении вдоль Тиманского кряжа на юго-восток не остается постоянным. Уже на Джежим-Парме она сложена буровато-красными, розовато-серыми, реже светло-серыми, кварцитами и кварцитовидными песчаниками (до 900 *м*), в отдельных прослоях конгломератовидными, с галькой кварца, полевых шпатов, кварцитов и сланцев (Милорадович, 1938; Владимирская, 1955; Журавлев, Осадчук, 1963). На Ксенофонтовском поднятии видимая верхняя часть джежимской свиты представлена переслаиванием разнозернистых песчаников, алевролитов и конгломератов. Алевролиты обладают малиновой окраской, а более грубые разности пород — зеленой, причем в составе крупногалечных конгломератов встречается галька гнейсовидных, жильных кварцево-полевошпатовых и интрузивных основных пород (Владимирская, 1955). Возможно, что смена состава пород джежимской свиты, намечающаяся по мере движения от Четласского Камня к Полюдову кряжу,— лишь кажущаяся и определяется исключительно степенью близости конкретных разрезов к внешнему краю рифейской геосинклинальной полосы (изменением состава этой свиты вкрест ее простирания).

Быстринская свита прослеживается почти повсеместно, причем в разрезах особенно устойчива карбонатная толща ее основания (первая подсвита). Эта толща известна на Камне мысов Лудоватых, на Цильменском и Четласском Камнях, на Оч-Парме и Джежим-Парме, на Ксенофонтовском поднятии и Полюдовом кряже.

Отсутствие карбонатных пачек в ниже- и вышележащих свитах фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канин определяет маркирующую роль упомянутой толщи при геологическом картировании. Насыщенность ее в ряде разрезов водорослевой проблематикой позволяет, с одной стороны, проверить ее одновозрастность, а, с другой — коррелировать ее с карбонатными свитами более полного разреза рифея Полюдова кряжа, а через него — со стратотипическим разрезом рифея Южного Урала (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964).

В большинстве разрезов (Джежим-Парма, Оч-Парма, Цильменский Камень, Камень мысов Лудоватых) карбонатная толща в значительной части представлена строматолитовыми доломитами. Она содержит комплекс строматолитов, основными элементами которого являются *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Inseria djejimi* Raab., *Conophyton miloradovići* Raab., *Parmites concrescens* Raab. (Раабен, 1964). На Джежим-Парме их сопровождает комплекс микрофитолитов, для которого особенно характерны



Фиг. 3. Стратиграфический разрез рифейских отложений Среднего Тимана (по В. С. Журавлеву, М. И. Осадчуку, 1963)

1 — кварциты;
2 — песчаники и кварцито-песчаники;
3 — сланцы;
4 — филлиты;
5 — известняки;
6 — известняки и доломиты со строматолитами;
7 — доломиты;
8 — галька

Цифры в первой графе справа от колонки обозначают мощности (в *м*), во второй графе — соответствуют порядковым номерам свит и подсвит стратиграфического разреза рифейских отложений Среднего Тимана (см. стр. 22—23)

Vesicularites elongatus Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. raabenae* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *Osagia maculata* Zabr. и некоторые другие формы (Забродин, 1968). Комплексы как строматолитов, так и микрофитолитов типичны для верхней (байдачинской) подсвиты низьвенской свиты Полюдова кряжа, а также для бьянкской подсвиты миньярской свиты западного склона Южного Урала (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964, 1968).

Аналогами немного более низких горизонтов миньярской свиты Южного Урала, по-видимому, являются строматолитовые доломиты Четласского Камня, отчасти Цильменского Камня и Оч-Пармы, содержащие *Gymnosolen asimmetricus* Raab. и *G. uralicus* (Kryl.). Обе формы свойственны той части низьвенской свиты, которая непосредственно подстилает ее верхнюю, байдачинскую, подсвиту на Полюдовом кряже, причем *Gymnosolen uralicus* (Kryl.) является одной из характернейших форм миньярской свиты западного склона Южного Урала.

Таким образом, строматолитовые доломиты Тиманского кряжа и п-ова Канин отвечают довольно ограниченному стратиграфическому интервалу. Карбонатная толща в целом может быть сопоставлена с миньярской свитой каратауской серии верхнего рифея западного склона Южного Урала. Вероятно, точное стратиграфическое положение кровли и подошвы карбонатной толщи несколько меняется от разреза к разрезу. Однако в ее составе особенно широкое, почти повсеместное, развитие имеет горизонт, соответствующий бьянкской подсвите миньярской свиты.

Вторая подсвита (оселковая, по Э. А. Кальберг, 1948) быстринской свиты отличается заметной фациальной изменчивостью, но в основном является сланцевой. К ней, по-видимому, относятся низы мощной толщи сланцев, которая на Оч-Парме перекрывает известняки и доломиты первой подсвиты быстринской свиты и имеет исключительное распространение на Вымской гряде. На Четласском Камне она обнажена по правому притоку р. Печорской Пижмы — р. Гнилой, а на Цильменском Камне прослеживается по правому притоку р. Цильмы — р. Коренной (Черный, 1965; Журавлев и др., 1966).

В разрезах по этим рекам над строматолитовыми доломитами и доломитизированными известняками прослеживаются светло-серые, серые, иногда буроватые алевролиты и алевролитовые сланцы (до 1100 *м* по р. Коренной, до 1500 *м* по р. Гнилой) с густой вкрапленностью обохренных кристаллов пирита и магнетита. По р. Гнилой в средней части толщи сланцев выделяется пачка (до 400 *м*) светло-серых полевошпатовых кварцито-песчаников.

Выше залегают серые глинистые, серицито-глинистые и углистые «оселковые» сланцы (до 1200 *м* по р. Коренной, до 800 *м* по р. Гнилой) с линзами известковистых сланцев (по р. Коренной) или песчаников (по р. Гнилой). В кровле, а по р. Коренной и в их подошве, обособляются пачки тонкополосчатых узловатых углистых сланцев с крупными кристаллами лейкоксена.

Над ними в обоих разрезах прослеживается пачка (200—300 *м*) диагональнослоистых известняков и доломитизированных известняков, которые по р. Гнилой содержат линзы песчаников.

В верхней части второй подсвиты быстринской свиты в обоих разрезах выделяется пачка (250—300 *м*) переслаивающихся светлых кварцито-песчаников и скаполитовых сланцев с мелкими линзами карбонатов.

Таким образом, на Среднем Тимане, на Четласском и Цильменском Камнях,— в составе быстринской свиты имеются две пачки карбонатных пород: нижняя, очень мощная (до 2000 *м*), со строматолитами, образующая первую подсвиту, и верхняя, относительно маломощная (200—300 *м*), без строматолитов, обособляющаяся в верхах второй подсвиты.

По свидетельству В. Г. Черного (1965), такая же пачка диагонально-слоистых известняков встречена в составе второй подсвиты быстринской свиты Оч-Пармы.

Краткая характеристика вышележащей кислоручейской свиты, выделенной на Среднем Тимане в верхнем течении р. Печорской Пижмы (Журавлев, Осадчук, 1962), приведена в описании разреза древних свит Четласского Камня (см. стр. 23). Здесь необходимо отметить, что ее породы отличаются значительным метаморфизмом и принадлежат к биотит-хлоритовой субфации зеленокаменной фации регионального метаморфизма. От нижележащих свит складчатого фундамента она отличается также наличием в ее составе (особенно в третьей подсвите) пачек сланцев, обогащенных магнетитом.

На р. Печорской Пижме четвертая подсвита кислоручейской свиты перекрыта пологолежащими отложениями среднего девона, но ее верхняя часть обнажена юго-восточнее, на Вымской гряде, нацело сложенной сланцами и кварцитами как кислоручейской свиты, так, вероятно, и сланцами второй подсвиты быстринской свиты.

Еще юго-восточнее, на Оч-Парме, над известняками и доломитами перной подсвиты быстринской свиты также прослеживается мощная сланцево-кварцитовая толща, верхняя часть которой, по-видимому, относится к кислоручейской свите (об этом, в частности, свидетельствует присутствие биотитовых сланцев в верховьях р. Седью).

Наличие верхней (по отношению к карбонатной первой подсвите быстринской свиты) сланцево-кварцитовой толщи на Вымской гряде и Оч-Парме позволяет предполагать, что именно к ней (в основном к ее кислоручейской свите) принадлежат подсеченные скважинами в Юго-Восточном Притиманье сланцы и кварциты фундамента, обладающие более высокой степенью метаморфизма, чем сланцы Оч-Пармы (Калюжный, 1959; Сердюченко, 1959).

К этой же толще, вероятно, относятся породы фундамента, вскрытые скважинами Усть-Цильма-1 и Кипиево-1 на широтном отрезке течения р. Печоры (Журавлев, Осадчук, 1962, 1963). В центральной части Печорской впадины скв. Кипиево-1 на глубине 2700 *м* вошла в наклоненные (до 20°) серые слюдистые сланцы и была в них остановлена при забое 2783 *м*. Основную массу этих сланцев слагает бластический перекристаллизованный агрегат, который состоит из кварца, мусковита и хлорита, прорастает крупными порфиробластами биотита и содержит зерна магнетита. По составу упомянутые сланцы неотличимы от сланцев третьей подсвиты кислоручейской свиты, хотя вскрывшая их скважина удалена более чем на 200 *км* от ближайших обнажений этой свиты на Среднем Тимане по р. Печорской Пижме.

На Северном Тимане этой сланцево-кварцитовой толще соответствует барминская свита, по В. П. Бархатовой, или румяничная, малочерноречка и ямбозерская свиты, по Л. Г. Коссовому. Б. А. Мальков и В. Н. Пучков (1963) объединили метаморфические толщи Северного Тимана и Канина Камня в канино-тиманскую свиту, а В. Г. Черный (1965) на Канином Камне различал нижнюю и верхнюю свиты. Несмотря на несколько более высокую степень метаморфизма древних толщ Северного Тимана и Канина Камня, В. Г. Черный уверенно доказал возможность их корреляции с верхами быстринской свиты и с кислоручейской свитой Среднего Тимана.

На самом юге Тимана, на Джежим-Парме и Ксенофонтовском поднятии, верхняя сланцево-кварцитовая толща не обнажена. Между тем на Полюдовом кряже ее литологических аналогов уже нет — на ее стратиграфическом уровне над доломитами низьвенской свиты залегает толща преимущественно терригенных пород, которая первоначально выделялась как чурочная свита и считалась ордовикской (Чочиа, Адрианова, 1952)

или, условно, кембрийской (Чочиа, 1955). В настоящее время в ее состав выделяется устьчурочинская, среднечурочинская, ильявожская и кочешорская свиты, причем считается, что две первые составляют чурочную серию, а две последние — ашинскую серию (Боровко и др., 1964; Келлер, 1966, 1968).

Устьчурочинская свита (500—1000 *м*) без видимого несогласия залегает на доломитах низьвенской свиты. Она представлена чередованием пачек зеленовато-серых, буроватых и малиновых (преимущественно вверху) алевролитов (преобладают), аргиллитов и песчаников. Отдельные разности песчаников обогащены глауконитом, и их абсолютный возраст равен 685—658 млн. лет.

Среднечурочинская свита (около 500 *м*) внизу сложена зелеными и малиновыми алевролитами с гравием, а выше — редкогалечными тиллитоподобными породами с ледниковой штриховкой галек и углисто-глинистыми сланцами с линзовидными прослоями светлых доломитов. По В. А. Бурневской, в нижней части тиллитоподобных пород обломочный материал представлен преимущественно хорошо окатанными, часто уплощенными гальками и валунами аргиллитов, алевролитов и песчаников. В его составе преобладают гальки размером 3—4 *см*, но изредка встречаются валуны до 15 *см* в поперечнике. Выше появляются сначала мелкие угловатые обломки жильного кварца и красного полевого шпата, а затем обломки кислых и кварц-полевошпатовых жильных пород. Еще выше к ним присоединяются гальки доломитов, мергелей, метаморфических сланцев и кварцитов.

Ильявожская свита (600—800 *м*) внизу сложена зеленовато- и голубовато-серыми песчаниками с прослоями алевролитов, а вверху — преимущественно глинистыми сланцами.

Наконец, кочешорская свита (800—1200 *м*) образована светлоокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Иногда песчаники содержат зерна глауконита. Абсолютный возраст этих песчаников равен 560 млн. лет.

Н. Г. Боровко и ее соавторы (Боровко и др., 1964) ильявожскую и кочешорскую свиты параллелизовали с ашинской свитой Южного Урала, которую теперь относят к венду. Эта серия сложена исключительно терригенными породами и состоит из урюкской, басинской, кук-карауукской и зиганской свит, которые наиболее уверенно выделяются на западном склоне Южного Урала между реками Лемеза и Нугуш (Келлер, 1968).

Устьчурочинская и среднечурочинская свиты, составляющие чурочную серию (sensu lata), прямых литологических аналогов в разрезе доашинских пород Южного Урала не имеют. Б. М. Келлер (1968, стр. 66) допускает, что «...фациальным ее аналогом является укская свита западного склона Южного Урала с абсолютным возрастом 620 млн. лет». Однако карбонатная укская свита лишь в самой нижней части содержит пачку терригенных пород — зеленовато-серых алевролитов, чередующихся с аргиллитами и содержащих прослои глауконитовых песчаников. Бóльшая же часть ее разреза (до 100 *м*) сложена онколитовыми известняками, сменяющимися кверху строматолитовыми доломитами. По данным Ю. Р. Беккера (1958), отложения укской свиты с небольшим перерывом залегают на породах миньярской свиты и перекрыты урюкской свитой основания ашинской серии. Ю. Р. Беккер считает, что укская свита венчает разрез каратауской серии. По мнению И. М. Гараня (1963, стр. 140), даже «вряд ли целесообразно отрывать укские отложения от миньярской свиты, несмотря на местные небольшие размывы, поскольку в составе верхней части последней среди карбонатных слоев присутствуют прослои терригенных пород». Тем более очевидны существенные различия состава укской свиты западного крыла Башкирского антиклинория и

чурочной серии Полюдова кряжа. Только лишь ашинская серия (ильявожская и кочешорская свиты) Полюдова кряжа по составу пород близка к одноименной серии западного склона Южного Урала.

Литологический состав чурочной и ашинской серий Полюдова кряжа резко отличен и от состава пород мощной сланцевой толщи, развитой над карбонатными отложениями быстринской свиты Тиманского кряжа. Подчеркивая это, Б. М. Келлер (1968, стр. 48) допускает, что предложенный нами разрез древних свит Тимана выглядит искусственным, и склонен считать кислоручейские сланцы аналогом четласской свиты. Однако он забывает, что истинное стратиграфическое положение кислоручейской свиты уверенно установлено в разрезах Четласского Камня и Оч-Пармы.

Кислоручейская свита располагается на стратиграфическом уровне чурочной свиты (sensu lata) или чурочной серии (sensu stricto) и ашинской серии Полюдова кряжа. Она и подстилающие ее сланцы второй подсвиты быстринской свиты залегают над карбонатными породами первой подсвиты быстринской свиты и резко трансгрессивно перекрыты отложениями платформенного чехла Печорской впадины, который начинается породами ордовика — седьиольской свитой. Тождественность быстринской и низьвенской (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964; Журавлев и др., 1966), седьиольской и полюдовской (Журавлев и др., 1967) свит в настоящее время можно считать установленной.

При сопоставлении разрезов рифея Тимана и Полюдова кряжа, видимо, нельзя настаивать на обязательном полном литологическом сходстве отдельных свит. Не следует забывать, что разрезы допалеозойских отложений Полюдова кряжа принадлежат еще к Уральскому отрезку Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы (Журавлев, Раабен, 1968) и являются окраинными разрезами ее относительно узкой миогеосинклинальной зоны. Последняя на Тиманском отрезке этой полосы резко расширяется. Возможно, что на заключительных этапах развития геосинклинальной полосы условия осадконакопления на Уральском и Тиманском ее отрезках были разными.

Заканчивая краткий анализ стратиграфической последовательности свит фундамента, обнаженных на Тиманском кряже и п-ове Канин, необходимо отметить, что их общая мощность на Среднем Тимане достигает 13,5 *км* (мощность светлинской, четласской и джежимской свит составляет не менее 5,4 *км*, быстринской свиты — 4 *км*, кислоручейской — 4,1 *км*). Над строматолитовыми доломитами и известняками первой подсвиты быстринской свиты лежит мощная (не менее 6 *км*) толща сланцев и кварцитов ее второй подсвиты и кислоручейской свиты. Стратиграфическое положение этой толщи позволяет говорить о тектонической зональности рифейского миогеосинклинального фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канин (Журавлев, Осадчук, 1962). В его составе более древние, но менее метаморфизованные и, как мы увидим ниже, слабее дислоцированные толщи прослеживаются в крайней западной полосе — на Четласском Камне, в Юго-Западном Притиманье, на Джежим-Парме и Ксенофонтовском поднятии. Восточнее, от Оч-Пармы до Канина Камня, параллельно этой краевой полосе рифейской миогеосинклинали протягивается полоса, в пределах которой развиты более молодые свиты фундамента, но заметно возрастает метаморфизм пород, усиливается и усложняется их складчатость, увеличивается количество и разнообразие прорывающих их интрузий. Судя по данным скв. Кипиево-1 и характеру магнитного поля, эта более восточная полоса является достаточно широкой и под платформенным чехлом Печорской впадины прослеживается от Тимана до шовных складок Печоро-Кожвинского вала.

В зоне раздела западной и восточной полос развита карбонатная быстринская свита, которая на всем протяжении выходов фундамента

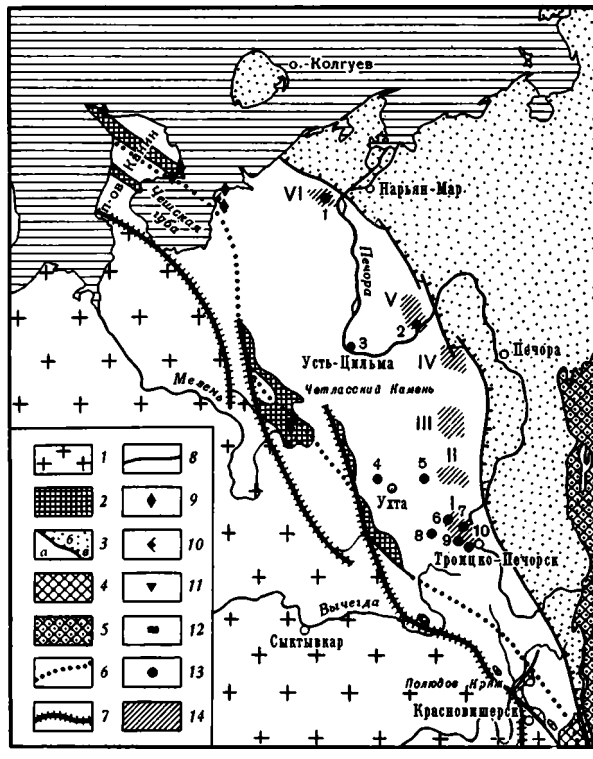
(от Камня мысов Лудоватых п-ова Канин до Джежим-Пармы) охарактеризована одинаковым комплексом строматолитов, онколитов и катаграфий, наиболее богатым в разрезах Южного Тимана. Она хорошо сопоставляется с низьвенской свитой Полюдова кряжа, а через нее — с миньярской свитой стратотипического разреза рифея западного склона Южного Урала, которой она, в общем, отвечает. Вопрос о том, насколько полно представлены аналоги миньярской свиты на Тимане, остается открытым ввиду неполноты данных о послойном строении быстринской свиты и неясности характера ее нижней и верхней границ. Большая мощность карбонатной толщи Южного и Среднего Тимана позволяет предполагать, что быстринская свита этих районов может соответствовать всей низьвенской свите Полюдова кряжа. В этом случае мы имели бы дело не только с аналогами миньярской свиты, но и с аналогами верхней (подинзерской) толщи катавской свиты. Литологические аналоги инзерской свиты западного склона Южного Урала здесь, как и на Полюдовом кряже, отсутствуют (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964). Открытым пока остается и вопрос об аналогах деминской свиты Полюдова кряжа и пестроцветной толщи катавской свиты западного склона Южного Урала. Деминская свита в пределах Тимана известна лишь на смежном с Полюдовым кряжем Ксенофонтовском поднятии (Владимирская, 1955). Возможно, что в Юго-Западном Притиманье ей соответствует вскрытая единственной скв. Весляна-1 мощная (338 *м*) пачка пестроцветных мергелей и известняков, которая подстилается черными сланцами и перекрыта серыми доломитами (Кушнарева и др., 1965).

Корреляция терригенных толщ фундамента Тимана со стратотипическим разрезом рифея Южного Урала возможна лишь в той степени, в какой выяснены их взаимоотношения с более точно привязанной быстринской свитой. Так, толщи, залегающие в разрезах фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канин, несомненно, ниже этой свиты (джежимская и четласская свиты), могут соответствовать лишь доминьярской части каратауской серии, т. е. низам верхнего рифея, а наиболее низкие терригенные толщи фундамента Тимана (светлинская свита), отделенные размывом и несогласием от вышележащих, могут являться аналогами более древних подразделений рифея, вернее всего юрматинской серии Южного Урала (средний рифей). Сланцевые толщи, перекрывающие аналоги миньярской свиты в разрезах фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канин, вероятно, отвечают по возрасту чурочной и ашинской сериям Полюдова кряжа или укской свите и ашинской серии западного склона Южного Урала.

Интрузии в составе фундамента

В пределах Тиманского кряжа и п-ова Канин рифейские магматические породы известны на Среднем Тимане (Четласский Камень), но наиболее широко распространены на Северном Тимане и Канине Камне. Скважинами они вскрыты в Юго-Восточном Притиманье, а также в низовьях р. Печоры по ее левобережью на Малоземельском валу (фиг. 4).

По данным Ю. П. Ивенсена (1964), на Северном Тимане и Канине Камне в составе рифейских магматических пород могут быть выделены три разновозрастные формации. Первая, наиболее древняя, формация представлена габброидами, образующими многочисленные мелкие силлы, штоки и дайки, дислоцированные совместно с вмещающими сланцами, будинированные и иногда амфиболизированные (метагаббро и метадиабазы). В локальных зонах течения и будинажа габброиды местами исключительно обильны и присутствуют в виде округлых метаморфизован-



Фиг. 4. Схема размещения интрузивных тел в составе геосинклинальной части Тиманского отрезка Урало-Тиманской геосинклинальной полосы (по Б. Я. Вассерману, В. С. Журавлеву и др., 1968)

1 — эпикарельский остов Европейской платформы;
2 — выходы миогеосинклинальных формаций рифея на Тиманском кряже и п-ове Канин;
3 — Урало-Тиманская рифейская складчатая геосинклинальная полоса:
а — миогеосинклинальная часть,
б — эвгеосинклинальная часть,
в — граница между ними;
4 — выходы миогеосинклинальных формаций рифея на Полюдовом кряже и Урале;
5 — выходы эвгеосинклинальных формаций рифея на Урале;
6 — граница между западной (краевой) и восточной полосами разрезов миогеосинклинальных отложений рифея на Урале; Тиманском кряже и п-ове Канин;
7 — краевые швы эпикарельского остова Европейской платформы;
8 — главнейшие разломы;
9 — граниты и жилы пегматитов (в южной части Канина Камня);
10 — сиениты (от нифелиновых до кварцевых) и кварцевые монцониты;
11 — габбро-диабазы, габбро и диориты;
12 — карбонатиты;
13 — скважины, вскрывшие породы фундамента;
14 — вероятное положение интрузивных тел типа батолитов в составе фундамента:
I — Омра-Сойвинского,
II — Тэбук-Савиноборского,
III — Лемью-Ираильского,
IV — Лыжско-Лузского,
V — Кипиевского,
VI — Седуяхинского.
Скважины (цифры на схеме):
1 — Седуяха-54,
2 — Кипиево-1,
3 — Усть-Цильма,
4 — Верхняя Чуть-12,
5 — Ванью,
6 — Южный Джьер-1,
7 — Западная Покча-1,
8 — Изкось-гора-1,
9 — Нижняя Омра-227,
10 — Нижняя Омра-1

ных будин. Участие габброидов в структурах будинажа позволяет считать, что они возникли до этапа главного метаморфизма.

Вторая формация магматических пород образована гранитами (Северный Тиман) и гранитными пегматитами (Канин Камень). В гранитах Северного Тимана встречаются многочисленные ксенолиты будинированных габброидов. Габброиды Канина Камня пересечены многочисленными, иногда довольно крупными жилами гранитных, обычно микроклиновых пегматитов, абсолютный возраст которых составляет 625—525 млн. лет. В морфологическом и возрастном отношении различаются две группы пегматитовых тел (Ивенсен, 1960):

а) послойные линзовидные жилы, переходящие в зоны грубых мигматитов, и складчатые жилы, иногда изогнутые в результате развития складок скалывания;

б) пересекающие их диагональные дайки, подчиненные трещинам скола в складках скольжения с изгибом, а также жилы со ступенчатыми контурами, образованные по комбинированной системе диагональных и послойных трещин в аналогичных складках.

Для гранитов характерно двух- или трехкратное внедрение расплава после раздробления ранее закристаллизовавшихся пород и широкое развитие метасоматической калишпатизации и окварцевания. Ю. П. Ивенсен (1964) считал, что граниты и большинство пегматитовых жил этой формации являются послескладчатыми.

Третья, наиболее молодая, формация магматических пород представлена сиенито-монцонитами, щелочными и нифелиновыми сиенитами, фенитами и связанными с ними жильными лейкократовыми породами типа грорудитов, гаутеитов и бостонитов. Абсолютный возраст сиенитов этой формации составляет 600—500 млн. лет.

На Среднем Тимане к упомянутой формации относятся щелочные сиениты, небольшое штокообразное тело которых выявлено по р. Косью (Четласский Камень).

Группа лампрофиров щелочной формации образована дайками оливиновых керсантитов (Канин Камень), амфиболовых, биотитовых и пироксеновых лампрофиров (Северный Тиман), пересекающими все более ранние производные магматического очага. На Среднем Тимане известны дайки ультраосновных лампрофиров (Четласский Камень).

После лампрофиров эманации щелочной магмы обусловили формирование различных метасоматитов: на Северном Тимане — грорудитов, гаутеитов, альбититов, ортоклаз-биотитовых и нифелин-ортоклаз-арфведсонит-эгириновых жил, а на Среднем Тимане (Четласский Камень) — карбонатитов, кварц-полевошпат-эгириновых жил (с сидеритом и другими карбонатами) и фенитизированных пород.

К востоку от Тиманского кряжа, в Юго-Восточном Притиманье, магматические породы ранее были установлены в разрезах немногочисленных скважин. В 1942 г. к северо-западу от г. Ухты скв. Верхняя Чуть-12 под отложениями верхнего девона в интервале 421—429 *м*[1] встречены двуслюдяные граниты (Калюжный, 1959; Сердюченко, 1959). В 1951 г. к юго-востоку от г. Ухты, на структуре Изкось-гора, непосредственно под эйфельскими отложениями (песчаниками III пласта) и маломощной корой выветривания, скв. Изкось-гора-4 в интервале 792—836,1 *м* вскрыла сиенит-монциониты, а пройденная от нее в 4 *км* скв. Изкось-гора-1 в интервале 807,1—803,1 *м* — кварцевые сиениты (Калюжный, 1956, 1959; Ивенсен, 1964). Наконец, в 1954 г. еще восточнее граниты были встречены опорной скв. Нижняя Омра-1 под песчаниками седьиольской свиты осно-

[1] Здесь и далее в этом разделе последняя цифра приведенных отметок отвечает забою скважины.

вания платформенного чехла Печорской впадины (Сердюченко, 1959; Солнцев, Кушнарева, 1957).

Учитывая данные о наличии интрузий в составе фундамента Тимана и Юго-Восточного Притиманья, а также заметное увеличение степени гранитизации его метаморфических сланцев в восточном направлении (от Оч-Пармы к Верхнеижемскому району и от Больших Порогов к району Ухты), Д. П. Сердюченко (1959) пришел к выводу о зональном метаморфизме сланцев и его усилении по мере приближения к «магматической оси» Тимана, расположенной восточнее орографической оси последнего. В противоположность ему П. Е. Оффман (1961) допускал, что допалеозойские породы Тиманского кряжа, отнесенные им к платформенному чехлу, метаморфизованы только в процессе длительного диагенеза в условиях нормальных глубин без влияния складчатости и без существенного привноса метаморфизирующих растворов. Интрузии, установленные на Тимане, по мнению П. Е. Оффмана, приурочены к сочленениям его блоков и связаны с формированием в раннем палеозое Тиманского антитетического вала между Печорской и Московской синеклизами.

Однако бурением в 1965—1966 гг. установлено наличие интрузивных тел не только на Тимане, но и в составе фундамента Печорской впадины (Вассерман и др., 1968). В северной части впадины, на Малоземельском валу, структурная скв. Седуяха-54 под нижнефранскими (по-видимому, кыновскими) отложениями с глубины 863 *м* вошла в кору выветривания, а в интервале 865—910 *м* вскрыла граносиениты. В южной части впадины по левобережью р. Печоры в пределах Омра-Сойвинской структурной террасы породы фундамента были подсечены разведочной скв. Нижняя Омра-227 в интервале 1786—2000 *м* и параметрическими скважинами Западная Покча-1 в интервале 1956—2169 *м* и Южный Джьер-1 в интервале 2093—2240 *м*. Расстояние между наиболее удаленными из этих скважин превышает 50 *км* по прямой. Между тем все они из базальных слоев платформенного чехла — кварцевых песчаников седьиольской свиты (мощностью 120—150 *м*) — вошли в интрузивные породы, что, безусловно, нельзя считать случайным совпадением.

Пробуренная в пределах Омра-Сойвинской структурной террасы опорная скв. Нижняя Омра-1 в интервале 1952—1970,1 *м* вскрыла бледно-розовые крупнозернистые двуслюдяные микроклин-плагиоклазовые граниты, по внешнему виду и минералогическому составу очень близкие к гранитам Верхней Чути (Сердюченко, 1959). Пройденная неподалеку от нее скв. Нижняя Омра-227 подсекла двуслюдяные граниты. Заданная севернее скв. Западная Покча-1 обнаружила гибридную породу состава двуслюдяного гранита. Пробуренная к северо-западу от нее скв. Южный Джьер-1 вошла в биотитовые гранодиориты. Форма и размеры Омра-Сойвинской террасы, сходные разрезы упомянутых скважин и значительные расстояния между ними свидетельствуют о том, что в основании этой террасы залегает громадное гранитное тело с сечением 50×25—30 *км* и площадью не менее 1000 *км*^{2}.

Возраст Омра-Сойвинского батолита, прорывающего сланцы кислоручейской свиты фундамента и перекрытого седьиольской свитой ордовика, относящейся к платформенному чехлу, ориентировочно может считаться вендским. С этим согласуются и определения абсолютного возраста гранитов опорной скв. Нижняя Омра-1 (глубина 1969 *м*), равного 585 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961).

Характерно, что наличие Омра-Сойвинского батолита не нарушает относительно однородный и спокойный характер магнитного и гравитационного полей западной части Печорской впадины. Это позволяет допустить, что в ее пределах имеются еще не выявленные бурением интрузивные тела типа батолитов. Их наличие может предполагаться в основании крупных тектонических элементов — Тэбук-Савиноборской,

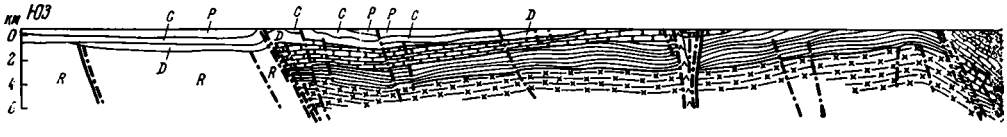
Лемью-Ираильской, Лыжско-Лузской структурных террас и Кипиевского выступа метаморфических сланцев (см. фиг. 4, 48, 51). Обнаружение гранитных интрузий в составе фундамента Омра-Сойвинской структурной террасы и Малоземельского вала подтверждает вывод Д. П. Сердюченко (1959) о зональном метаморфизме пород складчатого фундамента и об увеличении к востоку степени их гранитизации (Вассерман и др., 1968).

Структуры фундамента

Особенности залегания пород фундамента Печорской впадины можно непосредственно наблюдать в полосе их выходов на Тиманском кряже и п-ове Канин. Скважины, вошедшие в породы фундамента к северо-востоку от Тимана, немногочисленны, а полученные по ним керны не ориентированы и позволяют лишь судить об углах наклона слоев, зачастую резко различных в разных скважинах. Даже в обнаженных частях Тиманского кряжа и п-ова Канин при маршрутных геологических исследованиях, независимо от уровня квалификации наблюдателя и степени детальности его работы, могут остаться неопознанными определяющие черты тектоники древних свит, а частные особенности их структуры могут быть возведены в ранг общих закономерностей. Здесь, как и на любой другой территории, надежные выводы могут быть сделаны лишь при детальных площадных геологических съемках, обоснованных прослеживанием отдельных свит выверенного и правильно понятого стратиграфического разреза. Именно такими съемками геологи Ухтинского территориального геологического управления охватили территорию Среднего Тимана.

По данным этих геологосъемочных работ, Четласский Камень соответствует весьма крупной, пологой и асимметричной антиклинали, в ядре которой (на Светлинском гольце и по р. Бобровой) прослеживаются кварциты светлинской свиты. В пределах ее протяженного пологого юго-западного крыла углы наклона слоев джежимской и четласской свит возрастают на северо-восток, по направлению к своду, от 2—4 до 15—20°, в то время как на северо-восточном крыле антиклинали в отложениях четласской свиты они увеличиваются от сводовой части к периферии от 30 до 40—56°. Ее юго-западное крыло осложнено мелкими куполовидными, иногда несколько запрокинутыми и даже лежачими складками. Северо-восточное крутое крыло этой антиклинали косо срезано продольным разломом, за которым прослеживаются только верхние свиты фундамента — быстринская и кислоручейская (фиг. 5).

Этот продольный разлом ограничивает распространение поперечных разломов, вернее зон разломов, северо-северо-восточного простирания, рассекающих Четласскую антиклиналь на отдельные блоки. Вдоль зон поперечных разломов, по которым проложили свои долины реки Визинга, Боб-



Фиг. 5. Геологический профиль через Четласский Камень Среднего Тимана (по В. Г. Смирнову, 1968 г.; объемы и наименования древних свит изменены)

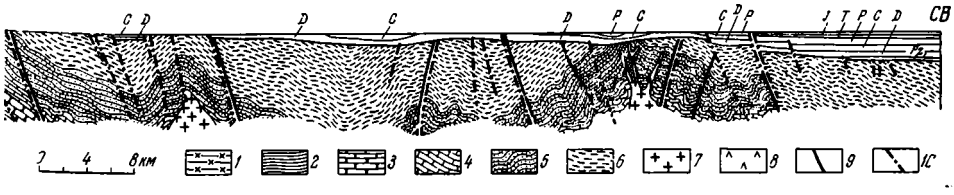
1—6 — свиты фундамента: *1* — светлинская, *2* — четласская, *3* — джежимская, *4* — быстринская (первая подсвита), *5* — быстринская (вторая подсвита), *6* — кислоручейская; *7* — граниты; *8* — карбонатиты; *9* — дайки основного состава; *10* — разломы.

ровая, Косью и Мезень, наблюдается брекчирование, рассланцевание пород и образование мелких изоклинальных складок и складок волочения. К зонам дробления и оперяющим их трещинам приурочены многочисленные и разнообразные по составу жилы, в том числе жилы лампрофиров (двух-трех генераций), плагиоклазитов и карбонатитов. К этим же зонам приурочено редкометальное и редкоземельное оруденение, причем в местах пересечения их с разломами северо-западного простирания иногда (в верхнем течении р. Косью) встречаются интрузивные тела карбонатитов и диоритов. В диоритах и карбонатитах р. Косью, прорывающих отложения джежимской свиты, наблюдаются ксенолиты сильно измененных основных пород, ортоамфиболитов и метаморфических пород четласской свиты.

Присутствие ксенолитов основных пород показывает, что на Четласском Камне на глубине имеются древние интрузивные породы основного состава. Наличие в жильных породах щелочных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов указывает на генетическую связь этих пород с щелочно-основными интрузивными породами добыстринского возраста, залегающими на глубине. Оруденелые тектонические зоны встречаются только среди метаморфических пород светлинской, четласской и джежимской свит и не наблюдаются за продольным разломом, в отложениях быстринской свиты.

За продольным разломом интенсивность складчатости возрастает (местами до изоклинальной), причем зеркало складчатости заметно погружается на северо-восток. Прослеживающиеся вдоль продольного разлома известняки и доломиты первой подсвиты быстринской свиты круто (под углами до 60°) погружаются на северо-восток под сланцы ее второй подсвиты, слагающие Светлинскую синклиналь и смежную с ней Гнильскую антиклиналь. На северо-восточном крыле последней появляются породы кислоручейской свиты, прорезанные р. Печорской Пижмой в ее верхнем течении (см. фиг. 5). Таким образом, продольный разлом, ограничивающий с северо-востока Четласскую антиклиналь, разделяет разные по возрасту, степени метаморфизма и характеру складчатости породы фундамента Среднего Тимана (Журавлев, Осадчук, 1963).

Как и Четласская антиклиналь, такое же краевое положение в пределах Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы занимают Юго-Западное Притиманье и Джежим-Парма. Если в Юго-Западном Притиманье породы фундамента, судя по немногочисленным скважинам, наклонены под углами от 10—15 до 45° (Кушнарева и др., 1965), то Джежим-Парме отвечает весьма крупная пологая антиклиналь северо-западного простирания. В ее ядре обнажены по р. Виль и вскрыты шурфами на тропе, идущей от развалин починка Джежим-Парма к р. Ваполке, сланцы четласской свиты. Углы наклона слоев в кварцитах джежимской свиты на юго-западном пологом крыле этой антиклинали не превышают 10°, но возрастают к ее своду и достигают 56° в



Отложения платформенного чехла: *R* — рифейские, Pz_1 — нижнепалеозойские (додевонские), *D* — девонские, *C* — каменноугольные, *P* — пермские, *T* — триасовые, *J* — юрские.

сланцах четласской свиты. В доломитах быстринской свиты, прослеживающихся только на более крутом северо-восточном крыле Джежимской антиклинали, в верховьях р. Ваполки и ее левого притока — р. Вой-вож, а также по р. Ышкымес, наклон слоев уменьшается до 40—30° (Владимирская, 1955; Журавлев, Осадчук, 1963).

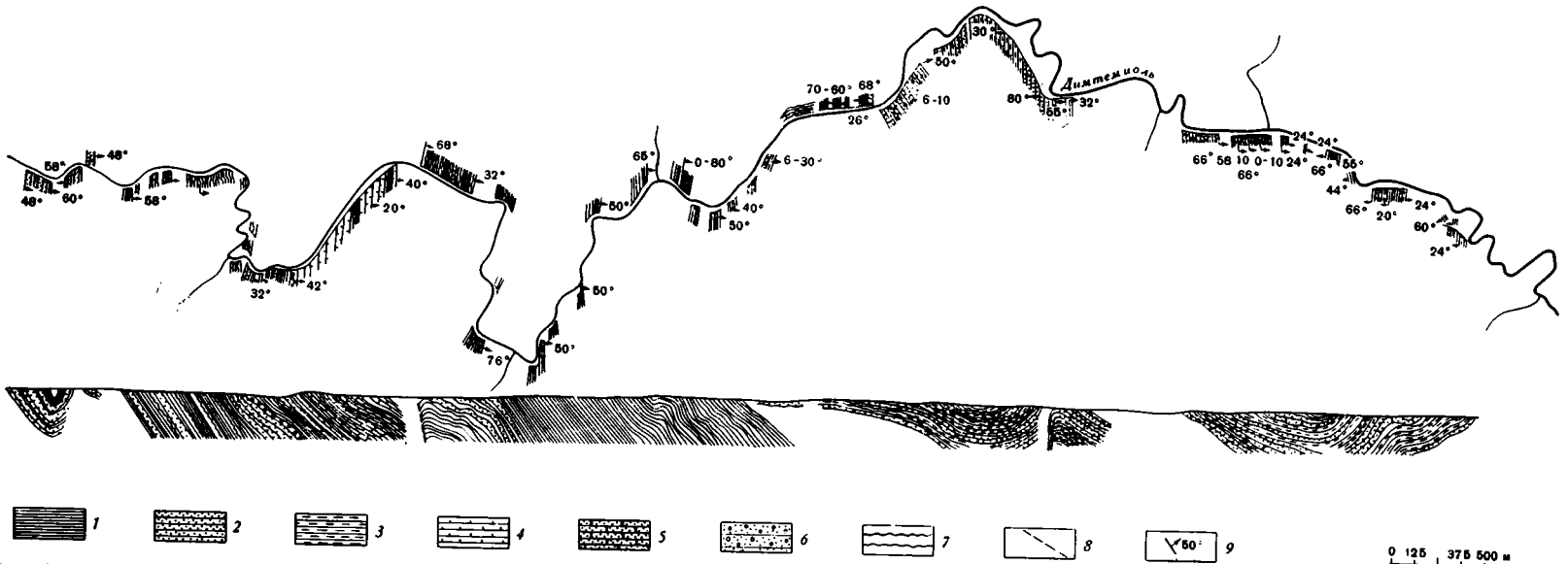
По мере удаления на восток от западной краевой зоны Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы, характер дислокаций древних свит становится более сложным. Так, на Оч-Парме, вдоль ограничивающего ее с юго-запада разлома, в верховьях рек Ропча, Потью, Оч и других, прослеживается узкая полоса карбонатной первой подсвиты быстринской свиты, над которой залегает толща сланцев, почти повсеместно затронутых кливажем, секущим первичную слоистость, и наклоненных на северо-восток под углами до 50—60°. Учитывая значительную ширину их выходов (до 20 *км*), следует допустить, что их однообразное одностороннее падение обусловлено наличием изоклинальных, опрокинутых на юго-запад и сильно сжатых складок. Судя по присутствию в этой сланцевой толще биотитовых сланцев, можно думать, что в ее составе принимают участие отложения кислоручейской свиты.

Продолжающая Оч-Парму Вымская гряда протягивается далеко на северо-северо-запад до крутой излучины р. Умбы — правого притока р. Печорской Пижмы. С запада она ограничена Вымским разломом большой амплитуды, по которому слагающие ее сланцы рифея к югу от р. Вымь приведены в контакт с породами перми. Общая монотонность сланцевой толщи при ширине ее выходов 4—8,5 *км* и наклоне на северо-восток под углами в среднем до 75°, установленном вкрест ее простирания по рекам Кыквож, Димтемиоль и Изъиоль, позволяет предполагать, что эти сланцы, несомненно принадлежащие к верхней сланцево-кварцитовой толще, образуют ряд изоклинальных складок. Местами, в частности по р. Димтемиоль, в этой толще наблюдаются обратные, юго-западные, падения слоев (фиг. 6).

К северо-северо-западу от Вымской гряды и вплоть до Чешской губы породы складчатого фундамента Тимана не обнажены. Только у самого моря они прослеживаются на Северном Тимане (Тиманском Камне), на мысах Бармином и Румяничном, а также в тундре по рекам Васькиной и Камбальнице. Обнаженные здесь сланцы отличаются от сланцев р. Печорской Пижмы и Вымской гряды бо́льшим метаморфизмом, более темной окраской и роговиковым обликом, более грубой и менее ясно выраженной сланцеватостью, зачастую перпендикулярной к слоистости. Здесь выделяются три антиклинальные складки: Северо-Тиманская, Нижнекаменская и Мотинская, расположенные кулисообразно и разделенные сопряженными с ними синклиналями.

Выходы сланцев на Северном Тимане находят свое продолжение на Канине Камне. Еще Ф. Н. Чернышев подметил наличие непосредственной связи между Тиманским и Каниным Камнями под водами Чешской губы, указывая, что «...от Микулкина мыса к Чайцыну и Бармину мысам дно моря представляет барьер, резко отделяющий упомянутую губу от Ледовитого моря» (Чернышев, 1915б, стр. 120). На южной оконечности Канина Камня выделяются Западно- и Восточно-Микулкинская антиклинали, разделенные Мурсейягинской синклиналью, а в северной части Канина Камня — Западно- и Восточно-Канинская антиклинали, разобщенные Мязгинской синклиналью.

По данным детальных геологосъемочных работ, проведенных в последние годы и обобщенных В. Г. Черным, В. Г. Смирновым, И. П. Черной и В. П. Абрамовым, складки фундамента Северного Тимана и Канина Камня принадлежат Канинско-Ижемскому антиклинорию. Они обладают отчетливым северо-западным простиранием при углах падения крыльев



Фиг. 6. Характер складчатости метаморфических сланцев Вымской гряды в обнажениях по р. Димтемиоль (по В. Г. Гецену, 1968 г.)

1 — кварцево-серицитовые сланцы;
2 — алевролиты;
3 — биотитовые сланцы с магнетитом;
4 — кварциты;
5 — кварцито-песчаники;
6 — кварцито-песчаники с галькой и гравелиты;
7 — мелкая складчатость в сланцах;
8 — разломы;
9 — углы падения слоев

до 85° и осложнены интенсивной гофрировкой, соответствующей их простиранию. В их пределах наблюдаются многочисленные симметричные и асимметричные, реже изоклинальные, складки низших порядков. Ширина их колеблется от 300—600 *м* до первых десятков метров, но изредка встречаются складки шириной до 1,5—2,5 *км*. Оси складок ориентированы в северо-западном направлении (300—320°) и ундулируют как на северо-запад, так и на юго-восток под углами 15—35°. Крылья складок наклонены под углами от 20—25 до 80—85° и нередко осложнены складками волочения и интенсивным кливажом, секущим первичную слоистость. Слагающие их сланцы прорваны разнообразными интрузиями — от гранитов до габбро, причем, по мнению Д. П. Сердюченко (1959), степень первичного динамометаморфизма сланцев несколько снижена за счет явлений диафтореза.

Необходимо отметить, что из всех исследователей Тимана, ныне уже многочисленных, только П. Е. Оффман (1945, 1946, 1961) неуклонно придерживается мнения, что сланцы Тиманского кряжа принадлежат к платформенному чехлу, залегают практически горизонтально и дислоцированы только на флексурах, сочленяющих тектонические ступени. Это мнение оправдано теоретическими позициями, занятыми упомянутым исследователем, но находятся в явном противоречии со всеми приведенными выше данными о составе и условиях залегания рифейских сланцев Тиманского кряжа, п-ова Канин и западной части Печорской впадины.

Возраст и состав фундамента восточной части Печорской впадины

До самого недавнего времени прямые геологические данные о породах фундамента восточной части Печорской впадины отсутствовали, и поэтому в печати продолжалась полемика о их вероятном возрасте и составе. Одни исследователи считали, что он образован складчатыми эвгеосинклинальными формациями рифея, а другие допускали, что фундаментом Большеземельской тундры служит глыба дорифейской консолидации.

Соображения о байкальском возрасте фундамента всей Печорской впадины были впервые высказаны Н. С. Шатским (1935) и им же впоследствии существенно развиты (Шатский, 1946а). Они получили надежное подтверждение в материалах проведенных позднее аэромагнитных исследований, анализ которых с учетом данных по Уралу позволил нам (Журавлев, Гафаров, 1959а,б) высказать предположение, что фундамент Большеземельской тундры сложен складчатыми эвгеосинклинальными формациями рифея. Этой точки зрения мы продолжали придерживаться и в дальнейшем (Журавлев, 1962б, 1963а, 1964а, 1965б, 1966г, 1969г; Shurawlew, 1965б,в; Гафаров, 1963а,б, 1966), причем она была принята рядом других исследователей (Калинина, Фотиади, 1959; Разницын, 1960; Варсанофьева, 1961; Херасков, Перфильев, 1963; Перфильев, Херасков, 1964; Яншин, 1964; Дедеев, 1965; и др.).

Дискуссия о рифейском или более древнем возрасте фундамента Большеземельской тундры имеет свою предысторию. Еще в 1837 г. ботаник А. Г. Шренк (1855) якобы обнаружил на побережье тундры к западу от р. Черной, в районе возвышенности Пытков Камень, выходы кристаллических сланцев. Эти выходы уже были отмечены на геологической карте Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кейзерлинга (1849) и их наличие учитывал в 1894 г. А. П. Карпинский (1939а, стр. 145), предполагая, что Пытков Камень и другие возвышенности Большеземельской тундры имеют северо-восточное направление, параллельное Полярному Уралу и ограничению Кольского п-ова со стороны горла Белого моря.

В самом начале нашего столетия штурман А. Н. Новосильцев (1901, 1907) посетил район Пыткова Камня и доставил образцы горных пород, на основании которых Ф. Н. Чернышев (1907) допускал, что там развиты серицитовые и глинистые сланцы, подобные обнаженным на Тимане. Учитывая это, в 1919 г. А. П. Карпинский (1939а, стр. 175) наметил положение горста Пыткова Камня, влиянием которого объяснял возникновение обращенной на северо-восток дуги, образованной Полярным Уралом и Пай-Хоем. Однако уже в 1935 г. Н. С. Шатский указывал, что коренные выходы серицитовых сланцев в Большеземельской тундре не были обнаружены сотрудниками Северного геологического треста. Отсутствие этих выходов было подтверждено полевыми исследованиями, проведенными в 1939 г. И. И. Красновым (1947), в 1947 г. А. А. Черновым, а также косвенно — расчетами глубин до поверхности магнитовозмущающих масс (Журавлев, Гафаров, 1959б; Гафаров, 1963а). В 1959 г. Коми-Ненецкое геологическое управление на возвышенности Пытков Камень пробурило картировочную скважину, которая при забое 218 *м* не вышла из четвертичных отложений (Афанасьев, 1968).

Миф о Пытковом Камне (по образному выражению Г. А. Чернова, 1962а) был развеян, но продолжало сохраняться представление о жесткой глыбе фундамента (причем еще более древнего, дорифейского) в Большеземельской тундре. В близких контурах, но под разными названиями ее выделяли Н. Н. Тихонович (1946), Р. А. Гафаров, О. А. Калинина, М. В. Касьянов (все трое — на тектонических схемах 1955 г.). Г. Штилле (Stille, 1955, 1958) считал, что она служит южным окончанием древней платформы Баренции, отделенной от Фенносарматии (собственно Европейской платформы) узкой зоной тиманид. Он указывал, что «...древнейший континент Фенносарматия в широком смысле состоит из двух глыб, границы которых большинством понимаются одинаково: собственно Фенносарматии в узком смысле и древнейшего континента Баренции, прослеженного далее на север. Обе глыбы первоначально были отделены друг от друга узкой ортогеосинклинальной бороздой, зоной Тиманид. Складчатость, которая придала этой узкой зоне платформенный характер и тем самым сплавила собственно Фенносарматию и Баренцию в единый кратон (Фенносарматию в широком смысле, или Баренцесарматию), с наибольшей вероятностью может считаться ассинтской. Таким образом, полосу, получившуюся из первоначального рва тиманид, следовало бы обозначать как эоевропейскую» (Stille, 1955, стр. 221).

В своем последнем докладе Н. С. Шатский (1964) отказался от последовательно развивавшегося им (Шатский, 1935, 1946а) представления о байкальском возрасте фундамента всей Печорской впадины. Он предложил рассматривать Тиман как внутриплатформенную борозду, разделяющую Русскую и гипотетическую Баренцеву плиты. Такие расположенные внутри платформ узкие и протяженные зоны большой подвижности и мощности осадков Н. С. Шатский рекомендовал называть авлакогенами (бороздой рожденными). Классификацию авлакогенов Н. С. Шатский разработать не успел, но к структурам этой категории он считал возможным относить такие разные по морфологии и генезису структуры, как прогиб Большого Донбасса, Пачелмский прогиб и Тиман. Последний, по его мнению, следует считать не основной структурой типа Донбасса, а зоной ее юго-восточного выклинивания. Попытку систематизации авлакогенов позднее предпринял А. А. Богданов (1961), который отнес Тиман к сквозным авлакогенам, рассекающим поперек тело платформы.

Очертания авлакогена Тимана Н. С. Шатский определял по выходам сланцев в его пределах, а северо-восточную границу его трассировал от п-ова Канин к Юго-Восточному Притиманью, не учитывая, что она рассекает надвое Канино-Тиманский региональный минимум магнитного поля. Однако пробуренные позже далеко на северо-восток от упомянутой

границы скважины Кипиево-1 и Ванью-55 показали, что тиманские сланцы составляют фундамент всей западной части Печорской впадины и распространены в контурах Канино-Тиманского регионального магнитного минимума. Ширина последнего составляет не менее 300 *км* и уже поэтому область распространения тиманских сланцев не является узкой бороздой.

Вероятно, в связи с этим при анализе данных о характере фундамента Печорской впадины В. А. Разницын (1962а, 1963, 1964, 1965) эту область называл рифейской миогеосинклиналью Тимана в пределах древней Баренцевой плиты (см. Разницын, 1964, рис. 32), а З. И. Цзю (1964, 1965) — внутриконтинентальной геосинклиналью, применяя термин, предложенный А. Д. Архангельским (1941, стр. 346) для всех геосинклинальных систем, развитых в областях с материковым типом строения земной коры. Оба эти исследователя, ранее единодушно разделявшие представление о распространении эвгеосинклинальных формаций рифея в составе фундамента Большеземельской тундры, стали допускать, что в ее пределах лежит жесткая глыба — область развития архейско-карельского складчатого комплекса древней Баренцевой плиты (по терминологии В. А. Разницына). Несомненно, основной причиной изменения взглядов этих исследователей послужили высказанные Н. С. Шатским и А. А. Богдановым (1961) соображения о том, что к северо-востоку от внутриматериковой борозды Варангер — Рыбачий — Канин — Тиман простирается Баренцева плита Европейской платформы.

Независимо от них П. Е. Оффман (1961) считал область Большеземельской тундры антеклизой платформы, отделенной от ее основной части Тиманской рифейской синеклизой. Г. А. Чернов (1962б, 1968), возрождая в новой модификации миф о Пытковом Камне, придерживался мнения о существовании Большеземельского срединного массива, разделявшего Тиманскую и Уральскую рифейские геосинклинали. Наконец, М. И. Залипухин (1963) при интерпретации данных аэромагнитной съемки принял гипотезу о существовании в Большеземельской тундре области с дорифейским возрастом консолидации.

Многие из сторонников этой гипотезы (Чернов, 1962б, 1968; Разницын, 1962а, 1963, 1964; Залипухин, 1963; Цзю, 1964, 1965) считали, что наличие древнего жесткого блока фундамента на востоке Печорской впадины весьма естественно объясняет резкий перелом простирания уралид на Полярном Урале и Пай-Хое. Между тем еще в 1935 г. Н. С. Шатский убедительно показал, что для объяснения дугообразного изгиба Полярного Урала и Пай-Хоя нет необходимости прибегать к этому допущению, так как аналогичные изгибы могут проявляться в зависимости от структуры основания сминаемой зоны.

Для решения вопроса о составе и возрасте фундамента восточной части Печорской впадины немаловажное значение имеет, с одной стороны, оценка достоверности гипотезы о Баренцевой плите, якобы, продолжающейся в Большеземельскую тундру, а, с другой — проверка надежности связей магнитных аномалий Большеземельской тундры с простираниями доуралид в составе Уральской складчатой системы.

Гипотеза о существовании древнейшего континента Баренции базировалась на широко распространенном представлении о наличии в восточной части Шпицбергена древнего «архейского» — дорифейского складчатого фундамента (Sandford, 1955; Harland, 1959; Клитин, 1960, 1964). Однако сейчас это представление оспаривается многими из прежних сторонников наличия гипотетической Баренцевой плиты, или платформы (Winsnes, 1965; Harland a. o, 1966). Радиогеологические данные не подтверждают архейский возраст гранито-гнейсов Северо-Восточной Земли (Gayer a. o., 1966), а закономерности изменения разрезов рифея не позволяют считать северо-восточные из них приплатформенными.

Имеющиеся материалы показывают, что под водами Северного Ледовитого океана скрыта вовсе не Баренция, а северное продолжение Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы — ее Арктический отрезок (Журавлев, Раабен, 1968). Его наличие выявляется аллохтонными сериями миогеосинклинального рифея п-ова Рыбачий и северной части района Тана- и Варангер-фьордов (Келлер и др., 1963; Siedlecka, Siedlecki, 1968). Эти серии на севере выходят к архипелагу Шпицберген, где геосинклинальный рифей является составной частью формации Гекла-Хук, испытавшей каледонскую складчатость и прорванную синорогенными гранитами (Harland, Wilson, 1956; Wilson, 1958, 1961; Harland a. o., 1966).

В развитии рифейской геосинклинали Шпицбергена различаются два этапа: ранний, представленный эвгеосинклинальными формациями (нижняя Гекла-Хук) и поздний — миогеосинклинальный (средняя Гекла-Хук). На рубеже между ними признаки региональных перерывов или складчатости пока не установлены (Harland, Wilson, 1956; Wilson, 1958, 1961), однако он знаменуется резкими различиями в степени метаморфизма (Harland, Wilson, 1956) и фиксируется отдельными древними цифрами абсолютного возраста метаморфических толщ нижней Гекла-Хук (Gayer a. o., 1966).

Средняя Гекла-Хук по возрасту отвечает верхнему рифею Урала, о чем свидетельствует сходство комплексов строматолитов и микропроблематики (Голованов, Раабен, 1967). Оба разреза обнаруживают сходные ряды формаций. Наибольшие отличия отмечены для верхних горизонтов, которые, однако, в обоих случаях являются терригенными и содержат пачки тиллитов. Малая мощность и преобладание глинистых сланцев и глинисто-карбонатных пород отличают эту часть формации Гекла-Хук от более мощных и грубых по составу отложений, накапливавшихся в миогеосинклинальной зоне Тимано-Уральской полосы на заключительном этапе ее развития.

Между средней, допалеозойской, и верхней Гекла-Хук, принадлежащей к нижнему палеозою, угловые несогласия не установлены, но ряд значений абсолютного возраста (порядка 670—570 млн. лет), полученных из нижней и средней Гекла-Хук (Harland, Wilson, 1956; Gayer a. o., 1966), свидетельствует об этапе минералообразования, совпадающем по времени с байкальской складчатостью. О неоднократных движениях, падающих на тот же интервал времени, свидетельствуют следы местных перерывов, фиксируемых по конгломератам (горизонт Дракен, низы серии Эльбобрен), а также характер валунного материала тиллитов Вильсонбрен, содержащих породы подстилающих толщ (Красильщиков и др., 1965). Валуны сургучно-красных гранитов в тиллитах указывают на внедрение кислых пород в допалеозойское время.

Таким образом, для позднего рифея Шпицбергена характерно наличие палеотектонических связей с Тимано-Уральской полосой байкалид. В то же время формационно сходны низы верхнего рифея Тимано-Уральской полосы и близкие к ним по возрасту серии Мойн и Торридон Северной Шотландии (Johnson, 1965). Однако намечающаяся по выходам упомянутых серий Атлантическая рифейская геосинклинальная полоса (Журавлев, Раабен, 1968), в отличие от Тимано-Уральской, не замкнулась в конце рифея, а продолжала свое развитие уже в составе каледонской геосинклинали. Каледониды Британии и Скандинавии от Англии под водами Северного моря направляются к берегам Скандинавии и, следуя вдоль них, выходят в Баренцево море. Южнее остается ныне залитая его водами область вероятного распространения рифейского складчатого фундамента, принадлежащая Печорской впадине Европейской платформы. Севернее, в пределах зоны каледонид, лежит архипелаг Шпицберген. Разрезы его верхней Гекла-Хук обнаруживают большое сходство с мио-

геосинклинальным нижним палеозоем севера Шотландии — юго-западной окраины гипотетической платформы Эриа (Walton, 1965).

В свете сказанного, гипотеза о древней Баренции более чем сомнительна. Она явно не может свидетельствовать о дорифейском возрасте фундамента Большеземельской тундры — предполагаемого южного продолжения Баренции на континенте (Stille, 1955, 1958; Разницын, 1962а, 1963, 1964, 1965; Цзю, 1964, 1965). Предположения же о том, что Большеземельская глыба является осколком собственно Европейской платформы, отвергается анализом магнитных полей с учетом установленных в Уральском хребте временных и пространственных соотношений между уралидами и доуралидами (Журавлев, Гафаров, 1959б; Гафаров, 1963а,б, 1966; Журавлев, 1964а, 1965б; Журавлев и др., 1965). Этот анализ показывает, что представления, которые до 1960 г. последовательно развивал Н. С. Шатский (1935, 1946а), остаются до сих пор наиболее достоверными.

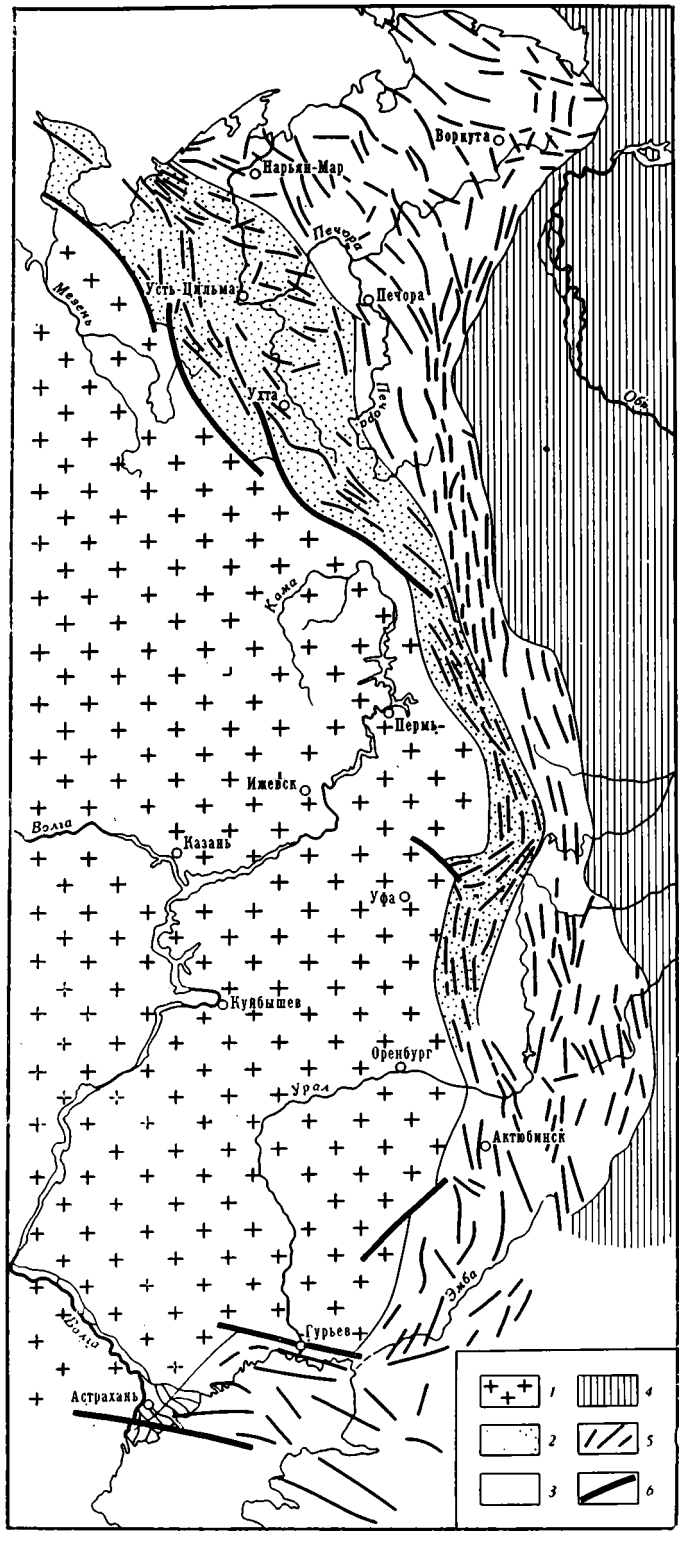
Как известно, деление геосинклинальных отложений Уральской складчатой системы на уралиды и доуралиды впервые провел Н. П. Херасков (1948) на юге Урала и позднее подтвердил его на севере Урала. Основные структурные элементы доуралид — мио- и эвгеосинклинальная зоны, а также крупные синклинории и антиклинории часто не совпадают по контурам с аналогичными элементами уралид. Такое несовпадение особенно характерно для наиболее северных и южных частей Урала, где во многих местах структуры уралид явно являются наложенными. Образования уралид обычно залегают на доуралидах с резким угловым, а иногда и азимутальным несогласием. Все это вместе взятое позволяет рассматривать доуралиды и уралиды как более или менее самостоятельные последовательные геосинклинальные циклы тектонического развития Уральской складчатой системы. Наличие доуралид намечает положение Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы на восточном ограничении эпикарельского остова Европейской платформы (Журавлев и др., 1965; Журавлев, Раабен, 1968).

В целом для доуралид довольно отчетливо намечаются две основные структурно-фациальные зоны: мио- и эвгеосинклинальная (фиг. 7). Миогеосинклинальная зона лучше всего обнажена и изучена в ядре Башкирского антиклинория (Шатский, 1945б, 1960б; Гарань, 1959, 1960). Мощность отложений доуралид здесь достигает 12 *км*. Вопрос об их возрасте однозначно не решен, однако большинство исследователей, вслед за Н. С. Шатским, относит их к рифею. Не исключено, что самые верхи их разреза (ашинская свита) отвечают венду.

На севере Башкирского антиклинория, в ядре Тараташской антиклинали, обнажены лежащие в основании комплекса доуралид гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные гранитами типа рапакиви, возраст которых 1550—1650 млн. лет. Эти образования сходны с породами кристаллического основания эпикарельского остова Европейской платформы.

Доуралиды Башкирского антиклинория принято делить на три крупные серии, каждая из которых отвечает циклу осадконакопления, начинающемуся толщами песчаников с линзами конгломератов и заканчивающемуся сланцами и доломитами. Между сериями, а иногда и внутри них имеются размывы и небольшие угловые несогласия. Снос обломочного материала, по-видимому, в основном происходил с запада, с выступов смежной части эпикарельского остова Европейской платформы. Только обломочный материал грубых полимиктовых песчаников и конгломератов ашинской свиты, венчающий разрез доуралид, поступал с востока. Грубообломочные образования этой свиты характеризуют заключительный (орогенный) этап развития доуралид Башкирского антиклинория.

По направлению на восток в разрезах доуралид появляются сланцевые толщи, а карбонатные породы исчезают. Еще восточнее, в Уралта-



Фиг. 7. Принципиальная схема структурного плана доуралид (по В. С. Журавлеву и др., 1965; с уточнениями)

1 — эпикарельский остов Европейской платформы;
2 — миогеосинклинальная зона доуралид;
3 — эвгеосинклинальная зона доуралид;
4 — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты;
5 — простирания доуралид по геологическим и геофизическим данным;
6 — краевые швы эпикарельского остова Европейской платформы

уском антиклинории Южного Урала, среди сланцев начинают встречаться пачки вулканогенных пород, которые широко развиты далее к востоку (Гарань, 1959; Горохов, 1964). Поэтому можно думать, что граница между мио- и эвгеосинклинальной зонами доуралид на Южном Урале проходит вдоль Уралтауского антиклинория.

К северу от Башкирского антиклинория, на Среднем Урале, миогеосинклинальные образования доуралид прослеживаются в ядре Кваркушского антиклинория и обнажены в бассейнах рек Косьвы, Усьвы и др. Они близки к отложениям доуралид Башкирского антиклинория, но отличаются заметным увеличением сланцевых толщ и появлением тиллитоподобных конгломератов (Есипов, 1963). Разрез доуралид здесь, как и в Башкирском антиклинории, венчается ашинской свитой. Граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами доуралид на Среднем Урале, по-видимому, проходит под Улс-Велсовской синклиналью, выполненной ордовикскими и силурийскими отложениями. Отложения доуралид к востоку от этой синклинали отличны от доуралид, развитых западнее ее, и по составу тесно связаны с эвгеосинклинальными разрезами доуралид. Здесь нередко появляются локальные зоны дислокационного метаморфизма и перекристаллизации. Вероятнее всего, по границе мио- и эвгеосинклинальной зон Среднего Урала проходил крупный глубинный разлом, в зоне которого впоследствии развилась узкая шовная Улс-Велсовская синклиналь уралид.

Севернее, в зоне сочленения Тимана и Урала, на Полюдовом кряже обнажены доордовикские миогеосинклинальные свиты, сопоставимые с древними свитами Башкирского антиклинория (Келлер, 1952; Владимирская, 1955; Чочиа, 1955; Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964). К северу от широты Полюдова кряжа миогеосинклинальные отложения доуралид на Урале неизвестны. Однако можно считать доказанным, что от Полюдова кряжа миогеосинклинальная зона доуралид поворачивает на северо-северо-запад и скрывается под платформенным чехлом западной части Печорской впадины, обнажаясь лишь на Тиманском кряже и п-ове Канин.

Сланцы миогеосинклинальной зоны Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы практически немагнитны. Повышенной магнитностью обладают лишь отдельные пачки и прослои биотитовых и магнетит-биотитовых сланцев кислоручейской свиты, а также будинированные прослои и пласты метадиабазов и ортоамфиболитов Северного Тимана и п-ова Канин. Магнитная восприимчивость наиболее магнитоактивных разновидностей пород кислоручейской свиты достигает $1000—9000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, а интенсивность приуроченных к ней локальных линейных аномалий колеблется от 20—50 до 600—800 *гамм*. Наличие этих аномалий позволяет установить простирание пород кислоручейской свиты под платформенным чехлом и, в частности, способствует определению вероятного стратиграфического положения пород фундамента Северного Тимана и Канина Камня.

Область распространения упомянутых сланцев очерчивается обширным Канино-Тиманским региональным минимумом магнитного поля, который в районе Полюдова кряжа смыкается с Западно-Уральским магнитным минимумом, приуроченным к рифейским миогеосинклинальным образованиям доуралид в Уральской складчатой системе. Он охватывает Тиман и всю западную часть Печорской впадины до Печоро-Кожвинского и Малоземельского валов на востоке и северо-востоке. На всем протяжении от Полюдова кряжа на юге до горла Белого моря на северо-западе этот минимум граничит с Мезенско-Вычегодской зоной региональных полосовых максимумов и минимумов магнитного поля, которая находит естественное северо-западное продолжение в Кольской зоне карелид Балтийского щита (Гафаров, 1966).

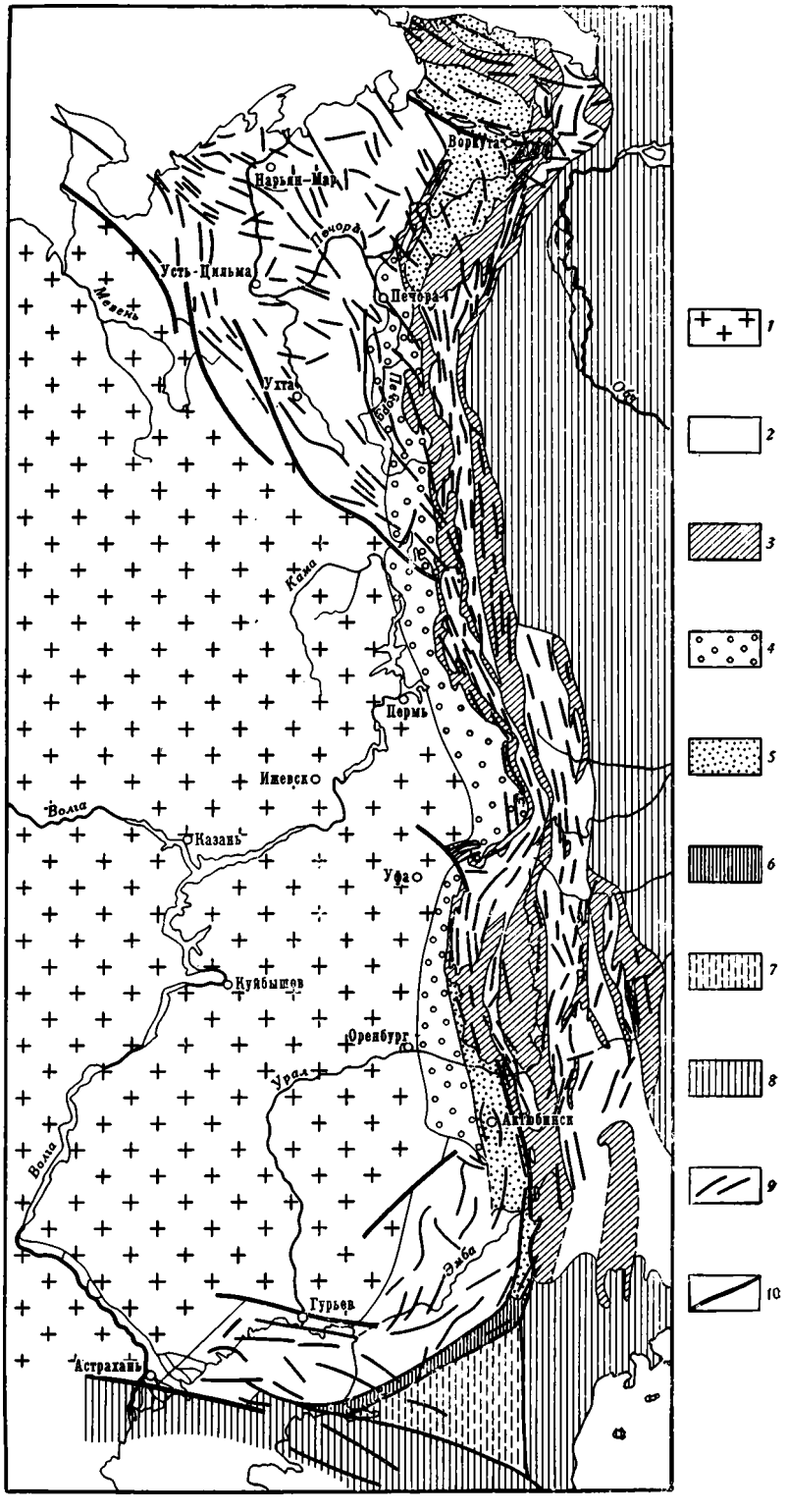
Раздел между разнородными магнитными полями, намечающий северо-восточное ограничение эпикарельского остова Европейской платформы, имеет угловатый характер и выявляет положение системы его кулисных краевых швов. Этим швам в современной структуре Тиманского кряжа соответствуют последовательно подставляющие друг друга региональные разломы типа крутых надвигов, ограничивающих выколотые блоки его фундамента. Упомянутая система разломов находит отчетливое продолжение в кулисно расположенных крутых надвигах, отделяющих рифейские платформенные отложения Мурманского побережья (о. Кильдин и п-ов Средний) и Северной Норвегии (южная часть п-ова Варангер) от аллохтонных миогеосинклинальных серий рифея п-ова Рыбачий и северной части п-ова Варангер (Келлер и др., 1963; Журавлев, 1965б; Siedlecka, Siedlecki, 1968).

Миогеосинклинальная зона Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы протягивалась вдоль окраины эпикарельского остова Европейской платформы, которая в рифее не была переработана. Если не целиком, то в своей краевой части эта зона лежит на обломанном, глубоко погруженном и переработанном эпикарельском фундаменте. Об этом, в частности, свидетельствует наличие тараташской серии с гнейсами и железистыми кварцитами в основании стратотипического разреза рифея Башкирского антиклинория, а также запад-северо-западные простирания магнитных аномалий в этом районе, вероятно, отражающие простирания структур эпикарельского фундамента (Симоненко, Толстихина, 1963). Это подтверждается и постепенным переходом от миогеосинклинальных тектонических условий Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы к тектоническим условиям окраины эпикарельского остова Европейской платформы (ее Притиманского прогиба), намечающимся между упомянутыми региональными разломами (Журавлев, 1964а, 1965б; Shurawlew, 1965б, в).

На востоке и северо-востоке Канино-Тиманский региональный минимум магнитного поля граничит с Большеземельской аномальной зоной. Раздел между ними от шовных структур Печоро-Кожвинского вала постепенно принимает меридиональное направление и, пересекая Верхнепечорскую ванну Предуральского краевого прогиба, выходит на Урал близ Полюдова кряжа.

Для Большеземельской аномальной зоны характерно наличие полосовых магнитных максимумов, простирание которых при движении на север от Полюдова кряжа изменяется от меридионального на северо-западное, причем в Большеземельской тундре местами намечаются довольно резкие виргации этих аномалий. Уже в северной части Предуральского краевого прогиба заметно, что они ориентированы косо по отношению к отчетливому меридиональному простиранию Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба. Севернее они пересекают шовные структуры гряды Чернышева и Косью-Роговскую ванну Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (фиг. 8). Причины наметившихся несоответствий между простираниями магнитных аномалий и уральских структур могут быть выяснены при анализе данных о простираниях доуралид в северной части Урала.

К северу от Полюдова кряжа эвгеосинклинальные образования доуралид Вогульско-Уралтауского антиклинория имеют явное меридиональное простирание, выдерживающееся до Кожимского поперечного поднятия Приполярного Урала. Однако на широте северного окончания Тимаизского поперечного поднятия внутреннего борта Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба (Журавлев, Гафаров, 1959б; Журавлев, 1965б) в структурах доуралид появляются резкие коленообразные изгибы. Они приурочены к полосе северо-западного простирания, лежащей на продолжении линии шовных антиклиналей Печоро-Кожвинского вала. По-ви-


Воркута
Нарьян-Мар
Печора
Усть-Цильма
Мезень
Печора
Ухта
Вятка
Обь
Кама
Пермь
Ижевск
Волга
Казань
Уфа
Куйбышев
Оренбург
Урал
Актюбинск
Волга
Эмба
Гурьев
Астрахань
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

димому, крупный глубинный разлом, по которому проходит раздел между мио- и эвгеосинклинальной зонами доуралид в Печорской впадине, затухая, прослеживается на юго-восток, в глубь эвгеосинклинальной зоны доуралид, где его следы фиксируются появлением коленообразных изгибов структур (Журавлев и др., 1965; Перфильев, 1968).

На Кожимском поперечном поднятии структуры доуралид имеют разные простирания. В его западной части, в районе горы Сабля, выделяется синклинорий (вернее, его восточная часть), сложенный породами маньинской свиты. Этот синклинорий и осложняющие его структуры имеют долготное простирание, сменяющееся к северу на северо-северо-западное. К Саблинскому синклинорию доуралид приурочены вулканогенные образования «западной зоны относительных прогибаний» (Малашевский, Попович, 1961). Ему отвечает четкая полоса максимумов магнитного поля, которая далее к северу, уже там, где доуралиды скрываются под более молодыми образованиями, постепенно поворачивает на северо-запад. С северо-западными простираниями эта полоса прослеживается далеко в пределы Печорской впадины.

К востоку от Саблинского синклинория расположено крупное поднятие, сложенное породами хобеинской и, возможно, более древних свит. Его частные синклинали выполнены существенно сланцевыми фациями маньинской свиты, фиксирующими положение «центральной зоны относительных поднятий», по В. Н. Малашевскому. Западный склон этого поднятия имеет меридиональное простирание, а восточный — северо-восточное, и поэтому в плане его форма близка к треугольной и резко суживается на юг.

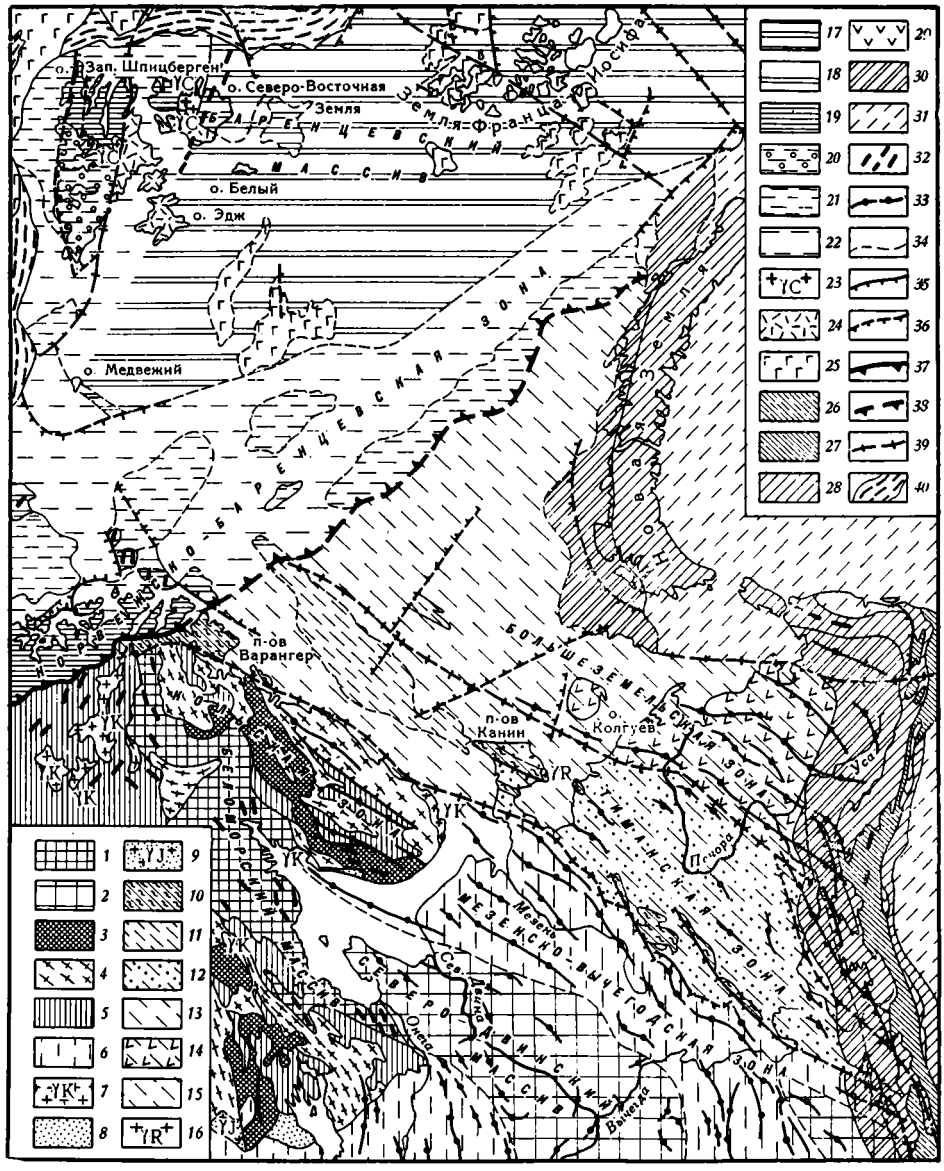
Еще восточнее, по-видимому, протягивается синклинорий, сложенный породами маньинской свиты — «восточная зона относительных прогибаний», по В. Н. Малашевскому. На юге Кожимского поперечного поднятия он имеет долготное простирание, которое севернее сменяется северо-восточным. С северо-восточными простираниями он погружается далеко на север, к Лемвинскому синклинорию, под палеозойские толщи уралид.

В более северной части Урала, приобретающей северо-восточную ориентировку, строение доуралид неясно. Вблизи Сынья-Войкарского гипербазитового массива появляются заведомо доордовикские глубоко метаморфизованные образования, обычно имеющие северо-восточные простирания. К северу от рек Собь и Елец доуралиды слагают ядра крупных антиклинальных структур Собского поперечного поднятия Полярного Урала, где намечается сложный узел виргации доуралид. В верховьях рек Собь и Лонгот-Юган, на их междуречье, выделяется крупная синклинальная зона северо-западного простирания, к северу (в верховьях р. Лонгот-Юган) и югу (в верховьях р. Собь) от которой расположены субширотные антиклинальные структуры, контролирующие размещение фаций в отложениях доуралид (Херасков, Перфильев, 1963). Несколько восточнее, в среднем течении р. Лонгот-Юган, доуралидам свойственны широтные простирания, но западнее, на хр. Енгано-Пэ, они ориентированы в северо-северо-западном направлении. Таким образом, в Собском поперечном поднятии доуралиды образуют сложный структурный рисунок с одно-

---

Фиг. 8. Схема соотношения структурного плана уралид и доуралид (по В. С. Журавлеву и др., 1965; с уточнениями)

1 — эпикарельский остов Европейской платформы; *2* — доуралиды в фундаменте Европейской платформы и в поднятиях Уральской складчатой системы; *3* — геосинклинальный комплекс уралид; *4* — Предуральский краевой прогиб; *5* — Северный и Южный периклинальные прогибы Уральской складчатой системы; *6* — Южно-Эмбенский сквозной авлакоген; *7* — Северо-Устюртский выколотый блок; *8* — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол Западно-Сибирской, Туранской и Скифской эпипалеозойских плит; *9* — простирания доуралид по геологическим и геофизическим данным; *10* — главнейшие разломы по окраинам Европейской платформы



Фиг. 9. Схема тектоники фундамента севера Европейской платформы (по Р. А. Гафарову, 1966)

1, 2 — область архейских складчатостей:
1 — архейские массивы на поверхности,
2 — то же под платформенным чехлом;
3—7 — область карельской складчатости:
3 — архейские массивы, переработанные карельской складчатостью,
4 — докарельские гранитоиды в переработанных массивах,
5 — складчатые зоны карелид на поверхности,
6 — то же под платформенным чехлом,
7 — позднеорогенные гранитоиды карелид;
8, 9 — иотнийский комплекс:
8 — слабо дислоцированные отложения иотния,
9 — гранитоиды рапакиви;
10—15 — область байкальской складчатости:
10 — рифейский складчатый фундамент на поверхности,
11 — то же, подводные выступы,
12 — предполагаемая миогеосинклинальная зона на суше,
13 — то же, подводная часть,
14 — предполагаемая эвгеосинклинальная зона на суше,
15 — то же, подводная часть;
16 — позднеорогенные гранитоиды байкалид;
17—23 — область каледонской складчатости:
17 — докаледонский складчатый фундамент на поверхности,
18 — то же, подводная часть под платформенным чехлом, частично переработанным каледонской складчатостью,

временным развитием структур широтного, северо-западного и северо-северо-западного простираний.

К северу от верховьев р. Лонгот-Юган доуралиды вновь приобретают меридиональные простирания, которые в самой северной части Урала довольно резко сменяются широтными и северо-западными. В северо-западной части Пайхойского антиклинория доуралиды также имеют северо-западное, а на южном острове Новой Земли — широтное простирания.

Следовательно, к северу от Полюдова кряжа на Урале появляются зоны виргаций структур доуралид, в которых отчетливо намечаются «ветви» структур, уходящих на северо-запад и срезанных под углом меридиональными и северо-восточными структурами уралид. По мере движения на север частота появления таких зон возрастает, вплоть до полной смены меридиональных структур субширотными. Видимо, это связано с наличием к северу от Урала, в пределах Северного Ледовитого океана, крупного, в целом субширотного складчатого пояса, состоящего из геосинклинальных систем разного возраста (Херасков, 1963).

В самой северной части Урала для уралид в целом характерен тот же структурный план, что и для доуралид. Меридиональные структуры здесь довольно резко сменяются северо-западными и субширотными. При этом в строении структур и в истории их развития постепенно исчезают черты, типичные для уралид. Так, палеозойские образования Новой Земли (особенно ее северного острова) резко отличаются от типичных уралид по формациям, типу структур и магматизму (Демокидов и др., 1957; Бондарев, 1960). Однако смена долготных структур уралид палеозойскими структурами иных направлений происходит значительно севернее, нежели в структурах доуралид. Поэтому уралиды, наследуя меридиональные или близкие к ним простирания доуралид, оказываются резко секущими по отношению к северо-западным структурным элементам в зонах виргаций доуралид. Это отчетливо видно в поднятии Полюдова кряжа, в Кожимском поперечном поднятии Приполярного Урала, в Собском поднятии Полярного Урала и т. д.

Наличие непосредственных связей между простираниями структур эвгеосинклинальной зоны доуралид в составе Уральской складчатой системы и полосовых магнитных аномалий Большеземельской аномальной зоны уже неоднократно подтверждалось в литературе (Журавлев, Гафаров, 1959б; Гафаров, 1963а, б, 1966; Журавлев, 1964а, 1965б, 1969г; Журавлев и др., 1965; Shurawlew, 1965б; Перфильев, 1968; и др.). Именно эти связи исключают возможность трактовки Большеземельской аномаль-

---

19 — складчатые зоны каледонид на поверхности,
20 — то же под платформенным чехлом,
21 — подводные выступы складчатых зон каледонид,
22 — подводные части складчатых зон каледонид под платформенным чехлом,
23 — гранитоиды каледонид;
24 — наземные мезозойско-кайнозойские вулканогенные излияния;
25 — подводные вулканогенные излияния основного состава;
26—28 — область герцинской складчатости:
26 — зоны развития миогеосинклинальных формаций рифея на Урале,
27 — зоны развития эвгеосинклинальных формаций рифея на Урале,
28 — выходы складчатого палеозоя на Урале и Новой Земле;
29 — основные и ультраосновные интрузии на Урале;
30 — краевой прогиб;
31 — область эпипалеозойской платформы;
32 — общие простирания в складчатых областях;
33 — оси магнитных аномалий;
34 — границы тектонических зон и распространения отложений под платформенным чехлом и в акватории;
35 — сбросы, взбросы и крутые надвиги установленные;
36 — то же, предполагаемые;
37 — региональные надвиги установленные;
38 — то же, предполагаемые;
39 — тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.);
40 — зоны активизированных глубинных разломов (преимущественно на внешней границе континента)

ной зоны как дорифейской жесткой глыбы, обтекаемой доуралидами и уралидами.

Сейсмические профили, проложенные через Большеземельскую тундру, выявили наличие зон линейных дислокаций северо-западного простирания в отложениях ее платформенного чехла. Подобные им структуры на эпикарельском остове Европейской платформы неизвестны, и сторонникам гипотезы о жестком фундаменте Большеземельской тундры еще предстоит объяснить причины их появления. Однако вряд ли это необходимо, так как сейчас уже имеются прямые данные бурения о составе пород фундамента восточной части Печорской впадины.

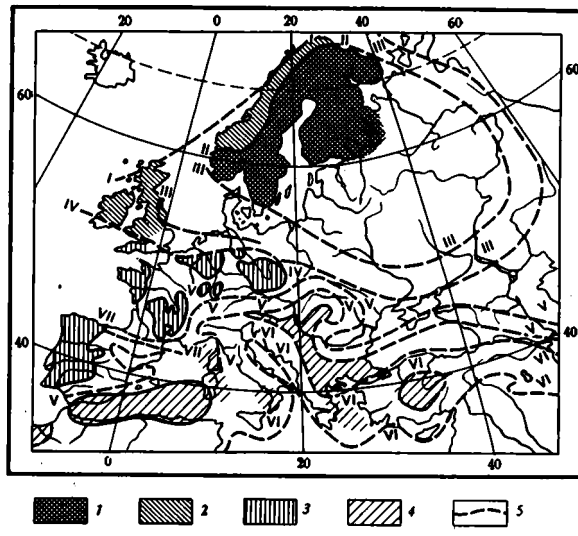
В 1971 г. в Большеземельской тундре на Возейской структуре Колвинского вала скв. 51 под платформенными отложениями силура с глубины — 4388 *м* вошла в породы фундамента, представленные кварцевыми порфирами и альбитофирами, с ксенолитами серицито-хлоритовых сланцев и кварцитов (Вассерман, Литвиненко, 1971). В том же году к востоку от Колвинского вала, в Хорейверской впадине скв. Баганская-1 на глубине — 4384 *м* под горизонтально залегающими отложениями ордовика подсекла красно-бурые выветрелые ниже сероцветные круто наклоненные (до 60—90°) кварц-карбонат-хлорит-серицитовые сланцы. Эти первые данные с породах фундамента Большеземельской тундры отвергают гипотезу о жесткой дорифейской глыбе на северо-востоке Печорской впадины.

По данным морской геологии и геофизики, на шельфе Баренцева моря прослеживается подводное северо-западное продолжение Канино-Тиманской и Большеземельской аномальных зон магнитного поля (Атласов и др., 1964; Гафаров, 1966). Таким образом, под водами моря скрыта северная часть Печорской впадины, в пределах которой сохраняются различия состава ее рифейского складчатого фундамента — миогеосинклинального на юго-западе, эвгеосинклинального на северо-востоке. На северо-западе она почти под прямым углом срезана Норвежско-Баренцевской зоной, продолжающей на северо-восток полосу каледонид Британии и Скандинавии. Норвежско-Баренцевская зона прослеживается от мыса Нордкап к северной оконечности Новой Земли, определяя положение северо-западной границы Европейской платформы и ее Печорской экзогональной впадины под водами Баренцева моря (фиг. 9).

ВОЗРАСТ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Для суждения о возрасте весьма глубоко погруженного фундамента Прикаспийской впадины имеется несравненно меньшее количество косвенных данных, однако все исследователи считают его докембрийским. Именно таким, без более дробного расчленения, он показан на новейшей схематической тектонической карте фундамента Европейской платформы (Неволин и др., 1968, рис. 1). Между тем анализ магнитного поля Прикаспийской впадины выявляет принципиальные отличия его юго-восточной части, которая трактуется либо как область предполагаемого распространения протерозойского, или саксаганского, складчатого комплекса (Соколов, 1962), либо как зона карелид (Гафаров, 1963б), либо как зона байкалид (Шатский, 1946а; Журавлев, 1962а, 1969г; Муратов и др., 1962; Журавлев и др., 1965; Журавлев, Раабен, 1968). Справедливость той или иной точки зрения можно проверить, если, по аналогии с Печорской впадиной, предпринять геологическую интерпретацию магнитного поля с учетом установленных в Уральском хребте временных и пространственных соотношений между уралидами и доуралидами (Журавлев и др., 1965).

Необходимо отметить, что впервые вероятное продолжение метаморфи-



Фиг. 10. Основные структурные элементы Европы (схема из литографированного курса лекций Ф. Н. Чернышева, воспроизведенная А. Д. Архангельским в 1941 г.)

1 — область докембрийской складчатости (гуронской); *2* — область додевонской складчатости (каледонской); *3* — ядра каменноугольной складчатости (арморикано-варисцийской); *4* — древние ядра, охваченные альпийской складчатостью (альпийской и динарской); *5* — границы складчатых областей.

Цифрами на схеме обозначены:

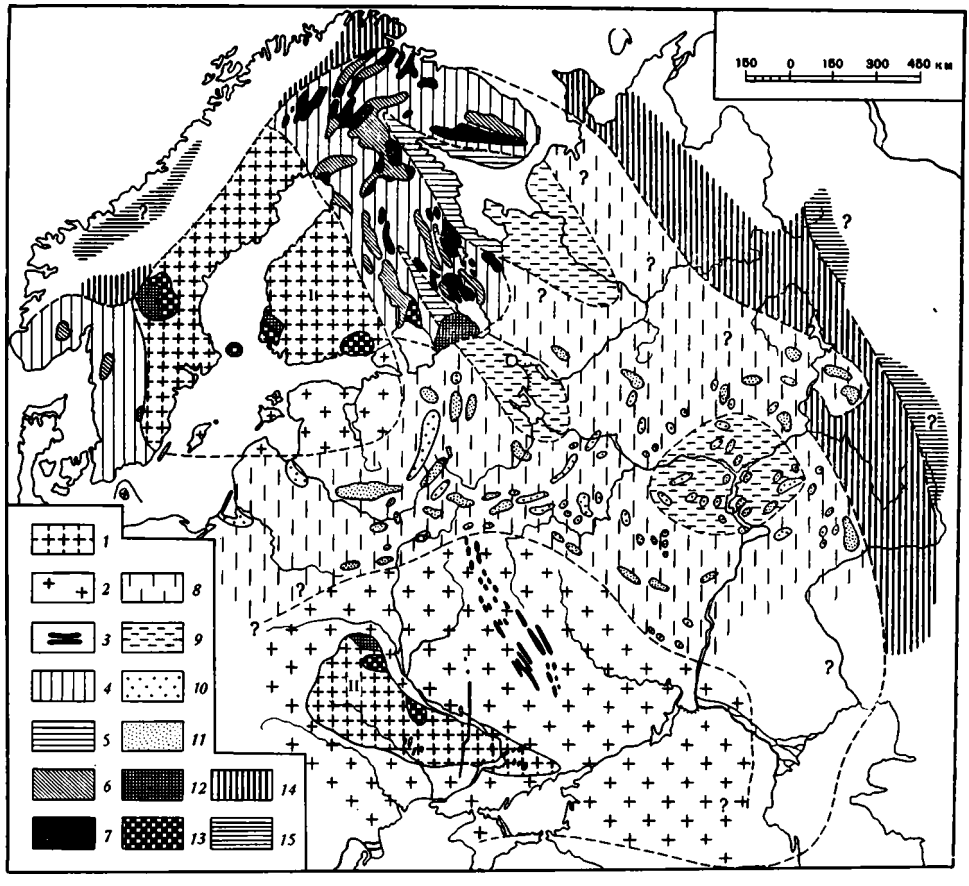
I—I — северная граница каледонской складчатости; II—II — южный край Скандинавского шарьяжного покрова; III—III — зона периферической складчатости Скандинавского горста и Русской платформы; IV—IV — северный и западный края арморикано-варисцийской складчатости; V—V — альпийская складчатость; VI—VI — динариды; VII—VII — пиринейская складчатость

ческих серий фундамента Тиманского кряжа далеко на юг допускал Ф. Н. Чернышев (1915а). На карте основных структурных элементов Европы он показал, что метаморфические сланцы, обнаженные на Тимане, под платформенным чехлом распространены не только в прилегающей к нему части Печорской впадины, но и протягиваются к западу от Уральского хребта и могут быть встречены в северо-западной части Прикаспийской впадины (фиг. 10).

А. Д. Архангельский (1923, 1941) рассматривал Тиман в составе Русской плиты (платформы), но указывал, что восточная граница последней для докембрийского времени неизвестна. Учитывая соотношения между различными системами магнитных аномалий, А. Д. Архангельский (1941) отмечал, что свойственные Тиманскому кряжу запад-северо-западные аномалии к югу сменяются меридиональными, а затем совершенно постепенно переходят в близкие к широтным аномалии Керенско-Чембарских поднятий и Подмосковной котловины. А. Д. Архангельский допускал, что положение этих аномалий соответствует простиранию складчатых сооружений раннепалеозойского возраста — Тимано-Волгид [1].

Полученные вскоре после опубликования монографии А. Д. Архангельского данные бурения в Москве, на Самарской Луке и в Туймазах показали, что фундамент платформы в тех местах, где были выделены Тимано-Волгиды, имеет не раннепалеозойский, а докембрийский возраст.

[1] Метаморфические свиты Тимана А. Д. Архангельский, следуя А. Г. Вологдину, относил к кембрию, а складчатость Тимано-Волгид- к позднему кембрию или среднему силуру, отождествляя ее с таконской складчатостью.



Фиг. 11. Строение докембрийского основания Европейской платформы (по Н. С. Шатскому, 1946)

1 — докарельские (архейские) массивы, выходящие на поверхность (I — Свекофеннийский, II — Украинско-Воронежский);
2 — докарельские (архейские) массивы, покрытые осадочным чехлом;
3 — саксаганиды (железистые кварциты), аномалии Z_0 — 10 000—20 000 *гамм* (магнетитовые кварциты — магнитные хребты Курских аномалий);
4 — область карельской складчатости на поверхности;
5 — внутрикарельские массивы на поверхности;
6 — выходы осадочного карельского комплекса;
7 — выходы эффузивного карельского комплекса;
8 — область карельской складчатости под осадочным чехлом;
9 — внутрикарельские массивы под осадочными образованиями;
10 — аномалии Z_0 — 1000—2500 *гамм*;
11 — то же, 200—1000 *гамм*;
12 — иотнийские (овручские) песчаники;
13 — граниты рапакиви;
14 — область распространения рифейской складчатости (тиманиды, спарагмит);
15 — вероятное распространение рифейских формаций типа внутренних частей геосинклинальной области

Эти поправки, весьма существенные для решения вопроса о вероятном продолжении на юг полосы метаморфических сланцев Тимана, не опровергали заключения А. Д. Архангельского о возможной разновозрастности складчатого фундамента платформы и о соответствии систем магнитных аномалий структурным линиям этого фундамента.

Позднее Н. С. Шатский (1946а) на схеме строения докембрийского основания Европейской платформы наметил положение внешней границы распространения рифейской складчатости. Он считал, что внешняя граница области распространения рифейской складчатости от Варангер-фьорда идет вдоль Кольского полуострова, причем уже за ней,

в области тиманид, лежат п-ов Рыбачий и о. Кильдин. Далее она трассируется на юго-юго-восток, отделяет принадлежащий к тиманидам п-ов Канин, протягивается западнее Тиманского кряжа, выходит на р. Вычегду близ устья р. Выми (выше Сыктывкара) и, отклоняясь к юго-востоку, направляется к верховьям Камы, выходя на нее выше устья р. Весляны. Следуя в том же, юго-восточном направлении, она вновь пересекает р. Каму выше Перми и резко огибает острый выступ эпикарельского фундамента в районе Уфимского плато. От устья р. Белой внешняя граница тиманид протягивается в долготном направлении, выходит на р. Урал у устья р. Илек, а в Прикаспийской впадине достигает северо-восточного побережья Каспийского моря в дельтовых разливах р. Эмбы (фиг. 11).

Примерно в те же годы И. О. Брод (1945, 1946), ссылаясь на представления Ф. Н. Чернышева, пришел к выводу, что тиманиды (которые он считал каледонскими складчатыми сооружениями) под платформенным чехлом протягиваются через Уфимское плато к Оренбургу и далее на юго-запад, через Хобдинский и Аралсорский региональные гравитационные максимумы центральной части Прикаспийской впадины. В ядрах поднятий, отвечающих этим максимумам, по его мнению, могут быть заключены складки каледонских горных сооружений.

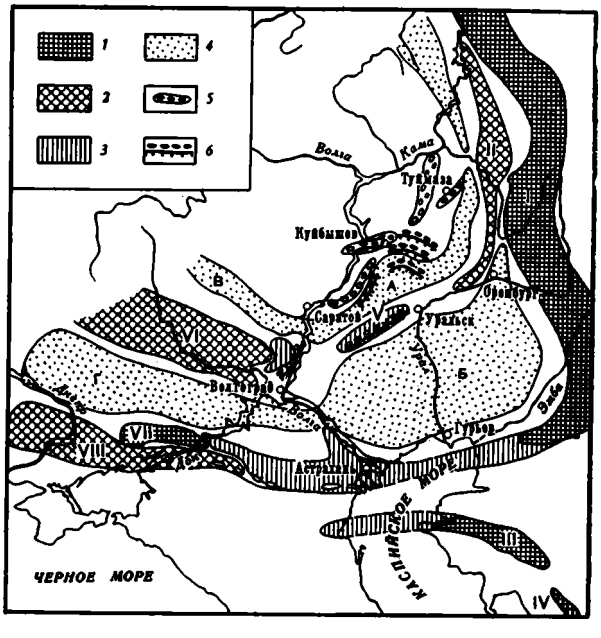
Позднее И. О. Брод (Брод, Васильев, 1949; Брод, Еременко, 1953, 1957; Брод, 1962; Брод, Злизина, 1962; Брод и др., 1962) утверждал, что упомянутые региональные гравитационные максимумы отвечают не поднятиям, а областям наибольшего прогибания и что погребенные нижнепалеозойские складчатые сооружения проходят севернее, под южными отрогами Общего Сырта, в пределах Новоузенско-Озинковского регионального гравитационного минимума. Здесь, по его мнению, имеется погребенный Узени-Ичкинский кряж, которому в рельефе отвечает возвышенная гряда, протягивающаяся от бассейнов рек Еруслан и Торгун на западе-юго-западе до бассейна р. Чеган на востоке-северо-востоке. Этот

Фиг. 12. Основные структурные элементы Северо-Каспийского бассейна и его обрамления (по И. О. Броду, А. Г. Злизиной, 1951 г., из работы И. О. Брода, Н. А. Еременко, 1957)

1 — складчатые сооружения на поверхности;
2 — срезанные до корней складчатые сооружения;
3 — их предполагаемое продолжение;
4 — основные прогибы;
5 — зоны поднятий и структурных террас на склонах бассейнов;
6 — флексуры.

Цифрами обозначены:
I — Уральское сооружение;
II — Уфимское поднятие и его погруженные продолжения;
III — Мангышлак;
IV — Туаркыр;
V — Узени-Ичкинский кряж;
VI — Воронежский свод;
VII — Донбасс;
VIII — Азово-Подольский массив.

Буквами обозначены впадины:
А — Узени-Иргизская,
Б — Хобдинско-Аралсорская,
В — Моршанско-Баландинская,
Г — Днепровско-Донецкая



кряж отделяет Узени-Иргизскую мульду (Бузулукскую впадину) от простирающейся к югу от него Хобдинско-Аралсорской мульды, которая, судя по тектоническим схемам И. О. Брода (Брод, Еременко, 1953; Брод, Злизина, 1962), отвечает почти всей Прикаспийской впадине и на севере сливается с Бельской ванной Предуральского краевого прогиба, а на западе — с Преддонецким прогибом (фиг. 12).

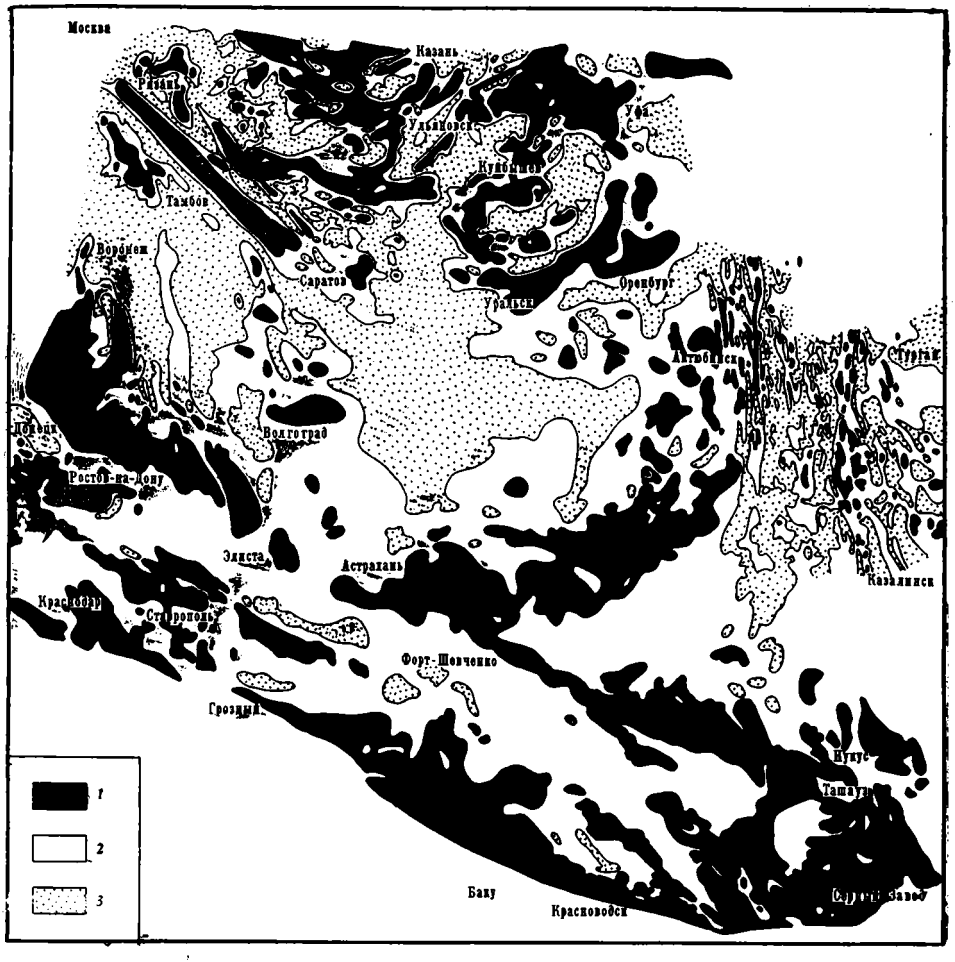
За восточное продолжение Узени-Ичкинского погребенного кряжа И. О. Брод принимал полосу поднятий, которая, по его мнению, протягивается вдоль р. Урал между Уральском и Оренбургом. Он считал, что эта полоса связывает Узени-Ичкинский погребенный кряж с зоной Рязано-Охлебинских поднятий, вытянутой параллельно Уралу. Разделяя соображения А. И. Олли (1937), И. О. Брод допускал, что зона этих поднятий соответствует южной части сглаженного до кристаллического основания раннепалеозойского палео-Урала и расположена непосредственно на продолжении Тиманского кряжа. Такую же тектоническую природу, по И. О. Броду, имеет и северная часть Воронежского кристаллического массива, лежащая на вероятном западном продолжении Узени-Ичкинского кряжа.

Ссылаясь на последнюю тектоническую схему А. Д. Архангельского (1941), И. О. Брод утверждал, что по южному обрамлению Хобдинско-Аралсорской мульды проходит погребенная верхнепалеозойская складчатая полоса, которая от Уральского хребта через зону Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и район Астрахани идет на соединение с Донбассом и с прилегающей к нему частью Азово-Подольского массива.

Таким образом, И. О. Брод допускал, что Прикаспийская впадина в самой северной части имеет нижнепалеозойский, а в самой южной — верхнепалеозойский складчатый фундамент, в то время как основная, центральная, ее часть «...может рассматриваться в качестве сильно расширенного предгорного прогиба погребенного палеозойского складчатого сооружения, являющегося соединительным звеном между складками западного склона Урала и Донецкого бассейна» (Брод, 1962, стр. 18).

Однако данные геологии и геофизики, которые уже имелись в период опубликования упомянутых статей И. О. Брода и продолжают поступать, убедительно опровергают высказанную им концепцию. Сейчас уже можно утверждать, что вся Прикаспийская впадина лежит в пределах юго-восточного внешнего угла Европейской платформы (Яншин, 1955; Журавлев, 1960б, 1964а; Яншин и др., 1961; Гарецкий и др., 1962). Однако это не снимает вопрос о возможной неоднородности и разновозрастности ее фундамента. Поэтому последовательные приверженцы гипотезы о наличии Узени-Ичкинского кряжа допускают, что ему отвечает пояс уже не раннепалеозойской, а байкальской или более ранней консолидации (Брод и др., 1963; Левин и др., 1964; Розанов и др., 1965; Левин, Толстой, 1966).

Между тем, если мы обратимся к анализу структурных соотношений между уралидами и доуралидами на юге Урала, то обнаружим определенные черты сходства с их соотношениями, установленными на севере Урала (Журавлев и др., 1965). При прослеживании доуралид к югу от широты Полюдова кряжа выясняется, что их структуры, огибая Уфимский выступ эпикарельского остова Европейской платформы, образуют в плане широкую дугу, обращенную выпуклостью на восток (Шатский, 1946а). Южнее они вновь сохраняют долготные простирания, однако в самой южной части Урала намечаются некоторые особенности структуры доуралид, сближающие их с доуралидами северной части Урала (см. фиг. 7, 8). Так, на Сакмарском поднятии структуры доуралид образуют в плане коленообразный изгиб, с отклонением простираний к северо-западу (Херасков, Милановский, 1953). Восточнее, в Урало-Тобольском



Фиг. 13. Схема региональных аномалий геомагнитного поля Прикаспийской впадины и смежных территорий (по Д. П. Касаткину, 1966а)

1 — области положительных аномалий повышенной интенсивности (свыше +200 *гамм*);
2 — области слабых положительных аномалий (ниже +200 *гамм*);
3 — области отрицательных аномалий (до — 200 *гамм*, реже ниже)

антиклинории, на этой же широте появляются северо-восточные и северо-западные структуры доуралид.

Наметившийся слабый узел аномальных простираний доуралид, по-видимому, является самым северным проявлением расположенного значительно южнее торцового сочленения долготных структур Уральской системы с субширотными варисцийскими структурами. Область этого сочленения находится в пределах Туранской плиты, южнее Аральского моря (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Вольвовский и др., 1966).

Как и в северных районах Урала, в зоне изменчивых простираний Сакмарского поднятия структуры уралид оказываются наложенными по отношению к доуралидам. В районе такого наложения также происходит некоторое поперечное воздымание структур Урала. По аналогии с северными районами Урала естественно допустить, что внешняя граница доуралид поворачивает на юго-запад, на соединение с широтными структурами, севернее, чем происходит смыкание долготных уралид и субширотных варисцид.

Аэромагнитные съемки показали, что для западной, бóльшей по площади части Прикаспийской впадины характерно почти недифференцированное отрицательное магнитное поле, сходное с магнитным полем тех частей Воронежской антеклизы, которые имеют заведомо архейский фундамент (Соколов, 1962), а также с магнитным полем Беломорского массива Балтийского щита (Гафаров, 1963б). Восточнее протягивается положительное магнитное поле с интенсивными полосовыми аномалиями. В его северной части, суженной и приближенной к Уральскому хребту, эти аномалии приобретают отчетливую меридиональную ориентировку, которая на Урале, к северу от широты Оренбурга, характерна как для уралид, так и для доуралид. К югу от широты Оренбурга это магнитное поле расширяется, отклоняется на юго-запад и оставляет на востоке меридионально ориентированную полосу Уральской складчатой системы (фиг. 13).

Подобные соотношения между магнитными полями доуралид и структурами уралид установлены в северной части Уральской складчатой системы. Поэтому есть все основания считать, что магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины фиксирует положение полосы распространения доуралид. В этом случае резко очерченная угловатая граница раздела западного и восточного магнитного полей Прикаспийской впадины определяет положение внешнего края эпикарельского остова Европейской платформы. На значительном протяжении она совпадает с Хобдинской гравитационной ступенью, ограничивающей с юго-востока одноименный региональный гравитационный максимум и отвечающей разлому глубокого и древнего заложения (Журавлев, 1957б, 1960б). От северного побережья Каспийского моря она круто поворачивает на запад-северо-запад и в южной части междуречья Урала и Волги следует направлению Азгирского разлома (Журавлев, Кузьмин, 1960). Затем она вновь поворачивает на юго-запад, выходит к дельте Волги и опять простирается на запад-северо-запад, совпадая с направлением главного надвига Донбасса (см. фиг. 7, 8).

Анализ структурных планов уралид и доуралид на восточном ограничении Европейской платформы (Журавлев и др., 1965) позволяет определить восточные ограничения той ее эпикарельской части, которая в рифее не была вовлечена в геосинклинальное развитие. На севере граница этой части платформы определяется системой кулисных краевых швов, которым в современной структуре соответствуют разломы, ограничивающие крутые блоки Тиманского поднятия. От широты Полюдова кряжа она круто поворачивает на юг и следует вдоль современного Уральского хребта, проходя под Предуральским краевым прогибом, несколько западнее структур горста Каратау и Башкирского антиклинория. К югу от р. Урал она постепенно отходит от Уральского хребта, причем в Прикаспийской впадине ее положение фиксируется упомянутым принципиальным разделом магнитных полей.

Необходимо напомнить, что эта граница на юге впервые в общих чертах была намечена еще Н. С. Шатским (1946а), а позднее лишь уточнена нами (Журавлев и др., 1965) в соответствии с новыми данными геологии и геофизики. Они достаточно убедительно показывают несостоятельность попыток выделения байкалид (тиманид) к западу (Брод, 1945, 1946, 1962; Брод, Васильев, 1949; Брод, Еременко, 1953, 1957; Брод, Злизина, 1962; Брод и др., 1962; Брод и др., 1963; Левин и др., 1964; Розанов и др., 1965; Левин, Толстой, 1966) или непереработанных карелид (Соколов, 1962; Гафаров, 1963б) к востоку от этой границы.

Палеозойские складчатые сооружения Урала ограничивают с востока те части Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы, которые в период существования уралид не были вовлечены в геосинкли-

нальное развитие и нарастили эпикарельский остов Европейской платформы. Такими частями являются на севере — территория Печорской впадины, а на юге — территория юго-восточной части Прикаспийской впадины (см. фиг. 8).

К сожалению, пока еще нет данных, позволяющих уверенно говорить о том, какая (или какие) зона (или зоны) Уральской рифейской геосинклинальной полосы вошли в состав фундамента юго-восточной части Прикаспийской впадины.

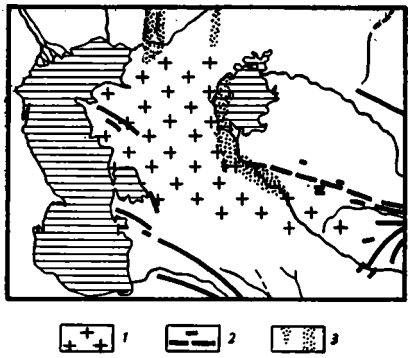
В пределы южной оконечности Урала выходит эвгеосинклинальная зона доуралид. Здесь, в Мугоджарском мегантиклинории, обнажены более или менее глубоко метаморфизованные многокилометровые толщи преимущественно терригенных отложений с подчиненным количеством вулканогенных пород. Они расчленяются на каиндинскую (свыше 10 *км*), талдыкскую (до 3,5 *км*) и узынкайрактинскую (до 4 *км*) серии. Нижняя из них представлена амфиболитами, плагиогнейсами, аплитовидными гнейсами и кварцитами, средняя — аплито-гнейсами, кварцитами, часто графитистыми и слюдистыми, биотит-мусковитовыми сланцами, плагиогнейсами и амфиболитами, а верхняя — черными графитистыми кварцитами, актинолитовыми амфиболитами, филлитовидными сланцами и метаморфизованными песчаниками.

В строении доуралид Мугоджар различаются три крупных цикла осадконакопления, отвечающие трем упомянутым сериям и разделенные эпохами усиленного интрузивного магматизма и, вероятно, складчатости. Вследствие этого каиндинская серия чрезвычайно сильно дислоцирована и несет на себе следы нескольких последовательных этапов регионального метаморфизма, а также контактового метаморфизма, связанного с многократно внедрявшимися интрузивными породами гипербазитовой и главным образом плагиогранитной формаций. Соответственно степень метаморфизма ее пород достигает амфиболитовой фации, а пород узынкайрактинской серии — фации зеленых сланцев. Вулканическая деятельность в процессе формирования отложений доуралид Мугоджар проявлялась неоднократно, но была наиболее интенсивной в конце эпохи накопления каиндинской серии и в начале эпохи накопления талдыкской серии (Фонарев и др., 1966).

Принимается, что все три упомянутые серии соответствуют рифею, причем узынкайрактинская серия отвечает верхнему рифею или только венду (Миловский и др., 1966). Данные об истории развития южной оконечности Урала в начале палеозоя, на раннем этапе формирования уралид, весьма ограничены. На западном крыле Кемпирсайского антиклинория к кембрию условно отнесены образования акайской толщи — темно-зеленые и серо-зеленые сильно рассланцованные и измененные основные эффузивы. Начавшееся, возможно, в конце кембрия накопление продуктов вулканической деятельности продолжалось в ордовике, хотя и прерывалось этапами преимущественного накопления осадочных пород.

Вопрос о вероятном южном продолжении миогеосинклинальной зоны доуралид более сложен. Можно думать, что миогеосинклинальные свиты стратотипического разреза рифея Башкирского антиклинория, погружаясь под породы палеозоя, уходят далеко на юг. На их вероятном простирании расположен крупный и весьма интенсивный Актюбинский минимум силы тяжести, который не может быть объяснен только за счет многокилометровых скоплений соли. Подчеркивая это, Э. Э. Фотиади (1958) допускал, что он в значительной мере имеет природу, аналогичную со столь же обширным гравитационным минимумом, выявленным на западном склоне Южного Урала и обусловленным большими мощностями древних свит Башкирского антиклинория.

Положительное магнитное поле юго-восточной части Прикаспийской впадины с его интенсивными полосовыми магнитными аномалиями за-

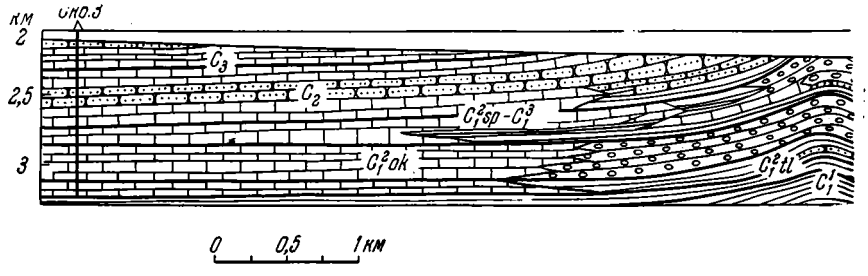


Фиг. 14. Гипотетический подземный докембрийский выступ Устюрта (по А. Д. Архангельскому, 1923)

1 — подземный докембрийский выступ Устюрта;
2 — складчатые дислокации;
3 — валы

метно отличается от отрицательного, слабо дифференцированного магнитного поля западной части Печорской впадины, фундамент которой образован миогеосинклинальными формациями рифея. Оно, пожалуй, скорее напоминает магнитное поле восточной части Печорской впадины, и не исключено, что фундамент в его пределах в основном образован рифейскими эвгеосинклинальными формациями. Если это так, то миогеосинклинальная зона Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы по мере движения к югу постепенно выклинивается. Возможно, это обусловлено ее «расплыванием» в мощных платформенных отложениях рифея, наличие которых можно предполагать в западной части Прикаспийской впадины, лежащей на эпикарельском фундаменте, в пределах остова Европейской платформы.

Магнитное поле, свойственное юго-восточной части Прикаспийской впадины, распространяется и на Северный Устюрг (Касаткин, 1969а, б), что обязывает внимательно подойти к оценке новых данных сейсморазведки о глубинной тектонике этого плато. Прежде всего напомним, что еще А. Д. Архангельский (1923) высказал идею о существовании подземного докембрийского горста Устюрта, отделяющего систему складчатых сооружений Урала и Южного Тянь-Шаня от несколько более молодой системы Донбасса и Мангышлака (фиг. 14). Позднее он изменил свою точку зрения и считал (Архангельский и др., 1937), что выявленная между р. Эмбой и северными чинками Устюрта полоса положительных аномалий силы тяжести (зона Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума) фиксирует подземную связь Урала и Донбасса. Эта гипотеза впоследствии была поддержана многими исследователями, но сам А. Д. Архангельский (1941) в своей последней монографии вы-



Фиг. 15. Геологический разрез через Южно-Эмбенское погребенное краевое поднятие подсолевого ложа (приведенный к подошве меловых отложений) по меридиональному профилю скважин в районе Туресая (по А. Л. Яншину, Р. Г. Гарецкому и др., 1961)

1 — известняки; *2* — аргиллиты; *3* — песчаники;
4 — конгломераты и гравелиты; *5* — разломы.
Индексами обозначены отложения: $D_3fm_2^1$ — зоны *Prolobites* верхнего фамена, $D_3fm_2^2$ — зоны

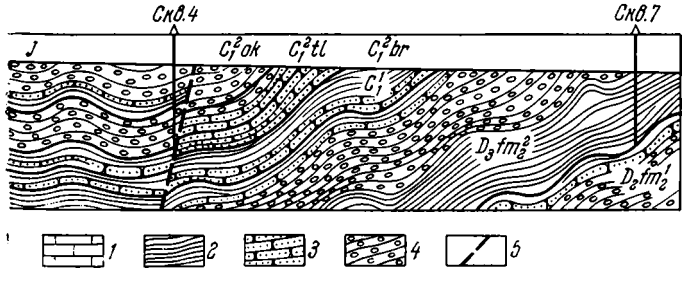
сказывал сомнения в ее достоверности и к истолкованию аномалий геофизических полей подходил сдержанно.

А. Л. Яншин (1945), анализируя материалы о фациальной изменчивости пермских и мезозойских отложений, пришел к выводу о наличии между Прикаспийской впадиной и Мангышлаком субширотной полосы погребенных герцинских горных сооружений, протягивающихся от п-ова Бузачи через Устюрт к Султануиздагу. Гипотезу о связи Урала и Донбасса А. Л. Яншин не разделял. Первоначально он предполагал, что полоса погребенных субширотных герцинид образует острый угол с погребенным южным продолжением герцинид Урала, которые от мыса Актумсук и островов Аральского моря поворачивают на юго-восток, к Тянь-Шаню.

Впоследствии А. Л. Яншин (1947, 1948, 1951), прослеживая по поднятиям в отложениях платформенного чехла отдельные антиклинории герцинид Урала, пришел к заключению, что Уральская складчатая система, не изменяя меридионального простирания, постепенно погружается к югу по мере приближения к субширотной полосе погребенных герцинид. Последняя от южных берегов Аральского моря направляется к п-ову Бузачи на Каспийском море и далее к дельте Волги. В клине между субмеридиональными и субширотными герцинидами, по мнению А. Л. Яншина, заключены верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов, погребенные под более молодыми образованиями.

Этот клин отчетливо отсекается зоной Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, тектоническая природа которой в течение многих лет вызывала оживленную дискуссию. Суть ее сводилась к двум основным точкам зрения: согласно первой, северному «склону» упомянутой зоны отвечает погребенный краевой плакантиклинал Европейской платформы (Яншин, 1955; Журавлев, 1957, 1960; Яншин и др., 1961; Гарецкий и др., 1962; и др.), согласно второй, вдоль этого «склона» протягивается герцинский краевой прогиб (Неволин, 1958а; Прошляков, Васильев, 1962; Арабаджи, и др., 1965; Васильев, 1969; и др.).

Сторонники первой точки зрения в ее подтверждение указывали, что скважины 5 и 1а (Тугаракчан), 3 и 2а (Туресай), пробуренные на северном «склоне» максимума, вскрыли под мезозоем платформенные отложения нижней перми и карбона (до тульского горизонта визейского яруса), а скважины 4 и 7 (Туресай), 10 и 11 (Жанасу), заложенные на южном его «склоне», обнаружили граувакковые толщи франского и фаменского ярусов верхнего девона, а также турнейского, визейского и

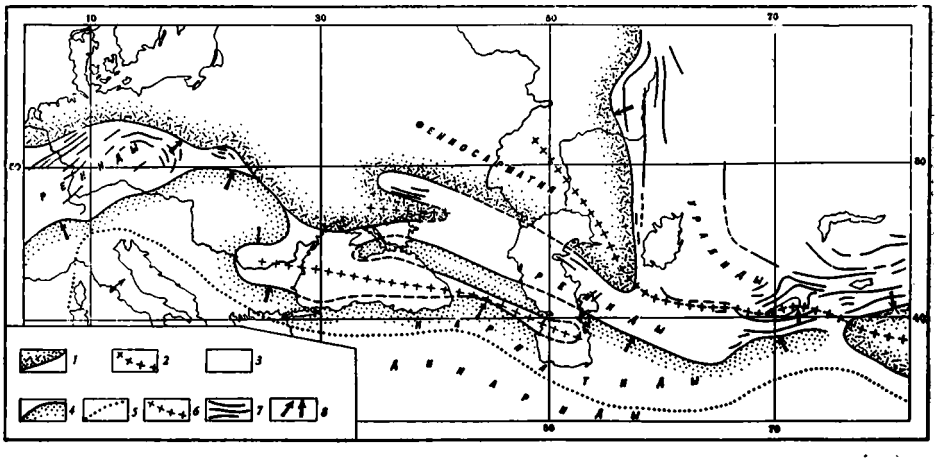


Laevigites верхнего фамена, C_1^1 — турне, C_1^2 br — бобриковского горизонта яснополянского надгоризонта визе, C_1^2 tl — тульского горизонта яснополянского надгоризонта визе, C_1^2 ok — окского надгоризонта визе, C_1^2 — C_1^3 sp — серпуховского надгоризонта визе и намюра, C_2 — среднего карбона, C_3 — верхнего карбона, J — юры

намурского ярусов нижнего карбона (фиг. 15). Отложения верхнего девона и нижнего карбона представлены здесь грубозернистыми песчаниками, конгломератами и аргиллитами с редкими прослоями известняков. Основной кластический материал в них составляют обломки кремнистых и эффузивных пород, сцементированных хлоритом (Гарецкий и др., 1961; Яншин и др., 1961; Гарецкий и др., 1962). Состав пород, значительные углы их падений (30—50°, реже — 70—80°, в отложениях нижнего карбона в скв. 4 — не более 10—20°) и большая мощность (до 1800 *м* только отложений фаменского яруса по скв. 10 и 11) позволяли считать, что отложения палеозоя южного «склона» Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума принадлежат к миогеосинклинальной зоне герцинской складчатой области (Яншин и др., 1961; Гарецкий и др., 1962). Наличие этой области принималось и сторонниками другой трактовки тектонической природы Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума.

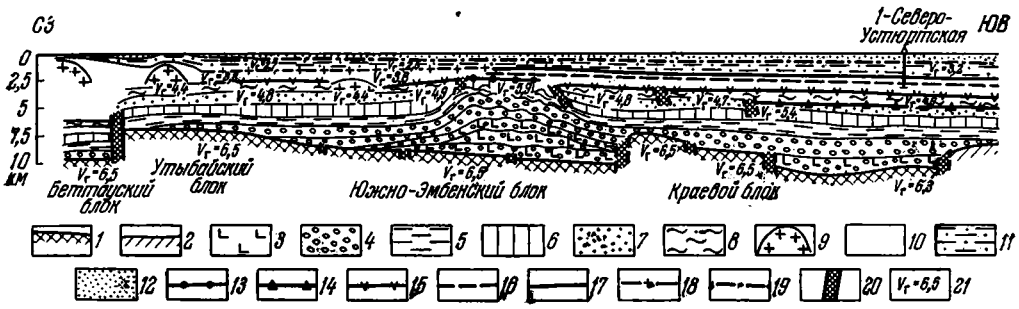
По установившейся традиции территория, простирающаяся к югу от зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, обычно рассматривалась как северная часть Туранской плиты, складчатый фундамент которой образован погребенными субширотными герцинидами (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Вольвовский и др., 1966). В соответствии с этим на мелкомасштабных тектонических картах, изданных в последние годы (Тектоническая карта СССР, 1952; Международная тектоническая карта Европы, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966) территория Северного Устюрта была покрыта тускло-серой гаммой тонов, принятых для изображения платформенного чехла, развитого на молодых платформах.

Между тем в литературе периодически появлялись высказывания, подтверждающие ранние представления А. Д. Архангельского о погребенном докембрийском горсте Устюрта. Первым их поддержал Г. Штилле (Stille, 1928), который на одной из тектонических схем (фиг. 16) наметил очертания докембрийского клина, разобщающего, подобно волнорезу, субмеридиональные уралиды и субширотные рениды. Он указы-



Фиг. 16. Основные элементы тектоники Юго-Восточной Европы и Передней Азии (по H. Stille, 1928)

1 — южная окраина Фенносарматии;
2 — Фенносинийская зона форланда — Фенносинийский бар, разделяющий Северо- и Южно-Азиатский варисцийские орогены;
3 — варисциды: северный ствол — уралиды (тяньшаниды), западный ствол — рениды (алаиды);
4 — доживетские осадочные отложения;
5 — северная граница динарид;
6 — Месхийский бар;
7 — основные простирания складок;
8 — направления общего запрокидывания складок



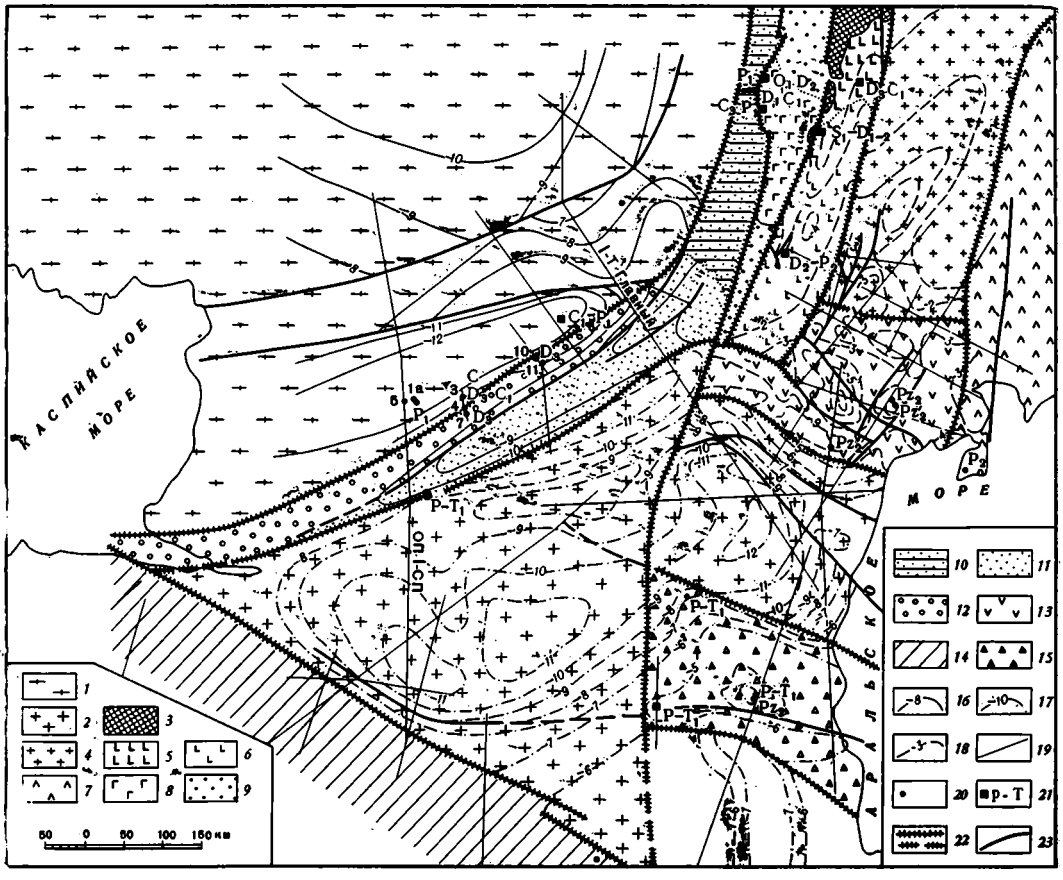
Фиг. 17. Сейсмо-геологический разрез юго-восточного отрезка профиля I-Т Главный (по Н. Я. Кунину, Р. Б. Сапожникову, 1969)

1 — поверхность докембрийского фундамента Южно-Эмбенской зоны;
2 — поверхность фундамента Северо-Устюртской впадины;
3 — доживетские эффузивы;
4 — доживетские осадочные отложения;
5 — девон;
6 — нижний и средний карбон;
7 — верхний карбон;
8 — нижняя пермь;
9 — соленосные отложения кунгура в соляных массивах куполов;
10 — верхняя пермь, триас и юра;
11 — мел;
12 — кайнозой;
13—19 — преломляющие границы по поверхности отложений:
13 — нижнего карбона,
14 — верхнего карбона,
15 — артинского яруса,
16 — пермо-триаса,
17 — рэт-лейаса,
18 — юры,
19 — мела;
20 — зоны тектонических нарушений;
21 — граничная скорость (в *км/сек*)

вал, что, «исходя из общей картины складчатости Юго-Восточной Европы и представлений Архангельского, примерно под Устюртом следует ожидать присутствия южного окончания обширного Фенносарматского форланда. Тогда, с выклиниванием этого форланда, оба ствола варисцийских складок (т. е. рениды на юге и уралиды на востоке), далеко отодвинутые друг от друга в Европе благодаря наличию форланда, здесь, по-видимому, сильно сближаются и в конце концов смыкаются» (Штилле, 1964б, стр. 128).

Позднее высказывания о докембрийском возрасте фундамента Устюрта и необходимости его включения в состав Европейской платформы встречаются в работах О. С. Вялова (1933), Ю. А. Косыгина (1952), Э. Э. Фотиади (1958), Н. В. Неволина (1958б; Неволин и др., 1962), Н. А. Калинина (1963), В. Л. Соколова (1964) и А. А. Богданова (1964). М. П. Казаков (Казаков, Знаменский, 1957; Казаков, 1963) считал, что роль тектонического «клина», разделяющего субмеридиональные и субширотные варисциды, принадлежит каледонскому срединному массиву Северного Устюрта. Н. В. Неволин (1965, рис. 4) в пределах плато Устюрт намечал положение Бинеуского, Северо-Устюртского и Барсакельмеского дорифейских срединных массивов, обтекаемых зонами рифейско-нижнепалеозойских и нижне-среднедевонских (эйфельских) складчатых образований.

В последние годы получены данные сейсморазведки, уже частично опубликованные (Бакиров и др., 1968; Кунин, Сапожников, 1969), позволяющие оценить достоверность предложенных гипотез. Проложенные через плато Устюрт сейсмические профили КМПВ (фиг. 17) показали, что на Северном Устюрте поверхность докембрийского фундамента прослеживается на несколько меньшей глубине (9—11 *км*), чем на юго-восточной окраине Прикаспийской впадины (12—14 *км*). Относящиеся к платформенному чехлу основные преломляющие горизонты, в том числе и палеозойские, залегают спокойно, а мощность отложений, заключенных между ними, изменяется незначительно и постепенно. Только мощность отложений, прослеживающихся между горизонтом $П_2$ (отождествляемым



Фиг. 18. Схема строения фундамента Северного Приаралья и Северного Устюрта (по З. Е. Булекбаеву и др., 1970; с изменениями)

1 — Прикаспийская впадина;
2 — Северо-Устюртский массив;
3 — выход на поверхность пород палеозойского складчатого фундамента на юге Мугоджар;
4 — Урало-Тобольская зона;
5 — Зеленокаменная зона под мезозойско-кайнозойскими отложениями;
6 — то же под мощными мезозойско-кайнозойскими отложениями;
7 — Прииргизская зона;
8 — Кокпектинский ультрабазитовый массив;
9 — верхнедевонско-нижнекаменноугольный прогиб на продолжении Уралтауской зоны;
10 — Атжаксинский позднепалеозойский периклинальный прогиб;
11 — Предустюртское поднятие (породы силура — девона?), перекрытое мощной толщей эпигеосинклинальных отложений позднего палеозоя;
12 — Южно-Эмбенский позднедевонско-раннекаменноугольный геосинклинальный прогиб;
13 — субширотные герциниды Северо-Западного Приаралья;
14 — Бузачино-Байчагырская ветвь субширотных герцинид;
15 — Кассарминская миогеосинклинальная (?) ветвь субширотных герцинид;
16—18 — стратоизогипсы (в *км*):
16 — по преломляющей границе с $V_г$ = 6,3—6,5 *км/сек* (поверхность докембрийского фундамента),
17 — по преломляющей границе с $V_г$ = 6,0—6,2 *км/сек*,
18 — по преломляющей границе с $V_г$ = 5,4—6,3 *км/сек*;
19 — сейсмические профили КМПВ, послужившие основой для составления схемы;
20 — скважины, вскрывшие отложения палеозоя (индексом указан возраст);
21 — группа скважин, вскрывших отложения палеозоя (индексом указан возраст);
22, 23 — разломы:
22 — региональные,
23 — прочие

с кровлей нижнего карбона) и поверхностью фундамента, резко увеличивается (до 8 *км*) в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума по сравнению с установленной на Северном Устюрте (2,5 *км*) и на юго-восточной окраине Прикаспийской впадины (4,5 *км*).

Вся сумма имеющихся данных позволяет допускать, что в пределах Северного Устюрта лежит вершина юго-восточного внешнего угла Европейской платформы, точнее, ее осколок — Северо-Устюртский массив (Бакиров и др., 1968), или Аральская глыба (Андреев и др., 1966; Абдулин, 1968),— отделенный от основной части платформы узким и протяженным Южно-Эмбенским авлакогеном, открывающимся в Уральскую геосинклиналь (фиг. 18). Точные очертания этой отсеченной вершины — Северо-Устюртского выколотого блока — еще не определены, трактуются различно и, несомненно, подлежат уточнению. Однако уже сейчас ясно, что Южно-Эмбенская полоса складчатого палеозоя не только не принадлежит к внешней, миогеосинклинальной, зоне варисцийской складчатой области (Яншин и др., 1961; Гарецкий и др., 1962), но и не является внутриплатформенным грабеном (Калинин, 1963, рис. 14), а скорее относится к категории сквозных авлакогенов (по терминологии А. А. Богданова, 1961) [1].

Вопрос о вероятном возрасте фундамента Северо-Устюртского блока решается его положением в аномальном магнитном поле, к которому относится и юго-восточная часть Прикаспийской впадины. По-видимому, он является байкальским (см. фиг. 7, 8).

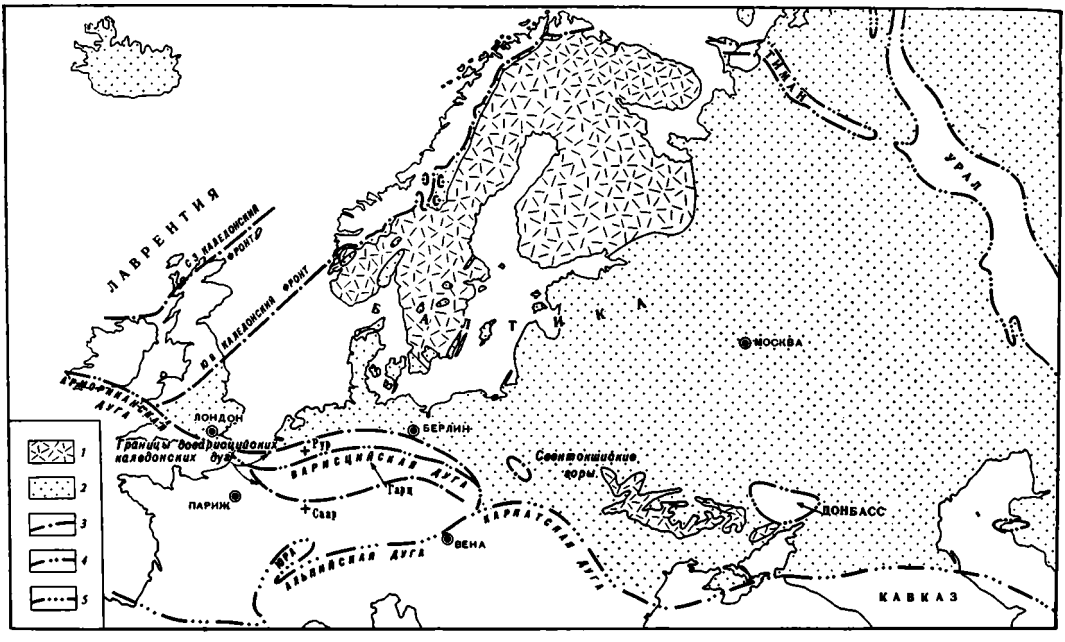
В свете сказанного, за юго-восточную границу Прикаспийской впадины (и, соответственно, Европейской платформы на данном отрезке) следует, как и ранее (Журавлев, 1960б; Яншин и др., 1961), принимать зону раздела между платформенными отложениями карбона северного «склона» Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и грауваккковыми толщами верхов девона и низов карбона его южного «склона». Она, по-видимому, отвечает разлому глубокого и древнего заложения, проходящему вдоль оси регионального гравитационного максимума и служащему северо-восточным ограничением Южно-Эмбенского сквозного авлакогена.

ВОЗРАСТ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Решение вопроса о возрасте и составе фундамента Североморской впадины зависит от еще во многом дискуссионной проблемы определения пространственного положения юго-западной границы Европейской платформы. Эта проблема неоднократно обсуждалась при подготовке первого и второго изданий Международной тектонической карты Европы, и именно ей были посвящены сессии редакционного комитета этой карты, состоявшиеся в сентябре 1963 г. в г. Закопане (Польша) и в марте 1968 г. в г. Фрейберге (ГДР). Анализ эволюции идей, с ней связанных, содержится в статьях Г.-Р. Гертнера (Gaertner, 1950, 1960), А. А. Богданова (1961, 1964, 1968а, б), Е. Зноско (1964; Богданов и др., 1964; Znosko, 1964, 1965, 1966), Г. Кёльбеля (Kölbel, 1959, 1963, 1968; Богданов и др., 1964), Д. Франке (Franke, 1967а, б) и В. С. Журавлева (Shurawlew, 1965в), что позволяет кратко остановиться на основных аспектах продолжающейся дискуссии.

---

[1] К заключению о необходимости отнесения этой полосы к структурам типа авлакогенов пришли также А. А. Бакиров, Р. И. Быков, В. П. Гаврилов (1968), Н. Я. Кунин и Р. Б. Сапожников (1969).



Фиг. 19. Тектоническая карта Европы (по E. Bailey, 1928a; схематизирована)

1 — выходы фундамента Балтики;
2 — платформенный чехол Балтики и Лаврентии;
3 — границы каледонских дуг;
4 — границы варисцийских дуг;
5 — границы альпийских дуг

Анализ представлений о пространственном положении юго-западной границы Европейской платформы

Впервые вопрос о положении юго-западной границы Европейской платформы поставил А. Енч (Jentsch, 1888). В качестве возможного северо-восточного ограничения распространения палеозойских структур в Польской низменности он принимал тектоническую линию Сандомир—Иновроцлав — Скания. Двадцать лет спустя А. Торнквист (Tornquist, 1908, 1910) эту линию, за которой позднее в геологической литературе утвердилось название «линия Торнквиста», принял за юго-западную границу Русской плиты. В. Тейссер (Teisseyre, 1919, 1921) проводил эту границу несколько северо-восточнее, а в 1924 г. Г. Штилле (Stille, 1924б) — несколько юго-западнее этой линии, вдоль Куявского вала, далее по Темпельбургской оси [1] и через северную часть п-ова Ютландия.

Примерно так же, но значительно позднее ее намечал Н. С. Шатский (1946а, стр. 13, 14): вдоль северо-восточного края полосы положительных аномалий силы тяжести, выявленной к югу от Варшавы по левобережью рек Вислы и Сана, вдоль Темпельбургской оси и далее, несколько кулисообразно, вдоль Гримменской оси [2], а затем вдоль регионального максимума силы тяжести, пересекающего среднюю часть п-ова Ютландия. Н. С. Шатский допускал, что этот максимум служит продолжением положительных аномалий высокого архейского плато Южной Норвегии, причем границу между докембрийской платформой и палеозойской складчатой зоной он проводил по его южному «склону».

[1] Темпельбургская ось получила название от г. Темпельбург (ныне г. Чаплинек Кошалинского воеводства Польши), расположенного в осевой зоне Поморского вала.
[2] Гримменская ось получила название от г. Гриммен (округ Росток, ГДР), расположенного в пределах одноименного пологого платформенного поднятия.

Однако еще Э. Бейли (Bailey, 1928а, б) предположил, что «половина поверхности Европы избежала горообразовательных деформаций с начала кембрийского времени. Эта устойчивая область, которую мы можем назвать Балтикой, имеет форму равностороннего треугольника. Две из его границ расходятся в разные стороны от Южного Уэльса. Одна из них следует приблизительно шведско-норвежской границе, а вторая, весьма сложная в своем развитии, проходит южнее Лондона и Берлина и к северу от Крыма и Кавказа. Третья сторона Балтики образована Уралом...» (Bailey, 1928б, стр. 163). Вероятное продолжение Балтики далеко на запад Э. Бейли обосновывал наличием в Центральной Англии выходов докембрийских дислоцированных пород и пород палеозоя, не затронутых каледонской складчатостью. Тем самым он определил очертания Европейской платформы (фиг. 19) такими, какими они представляются нам более сорока лет спустя после опубликования его статей. Той же точки зрения Э. Бейли продолжал придерживаться и позднее (Bailey, Holtedal, 1938) [1].

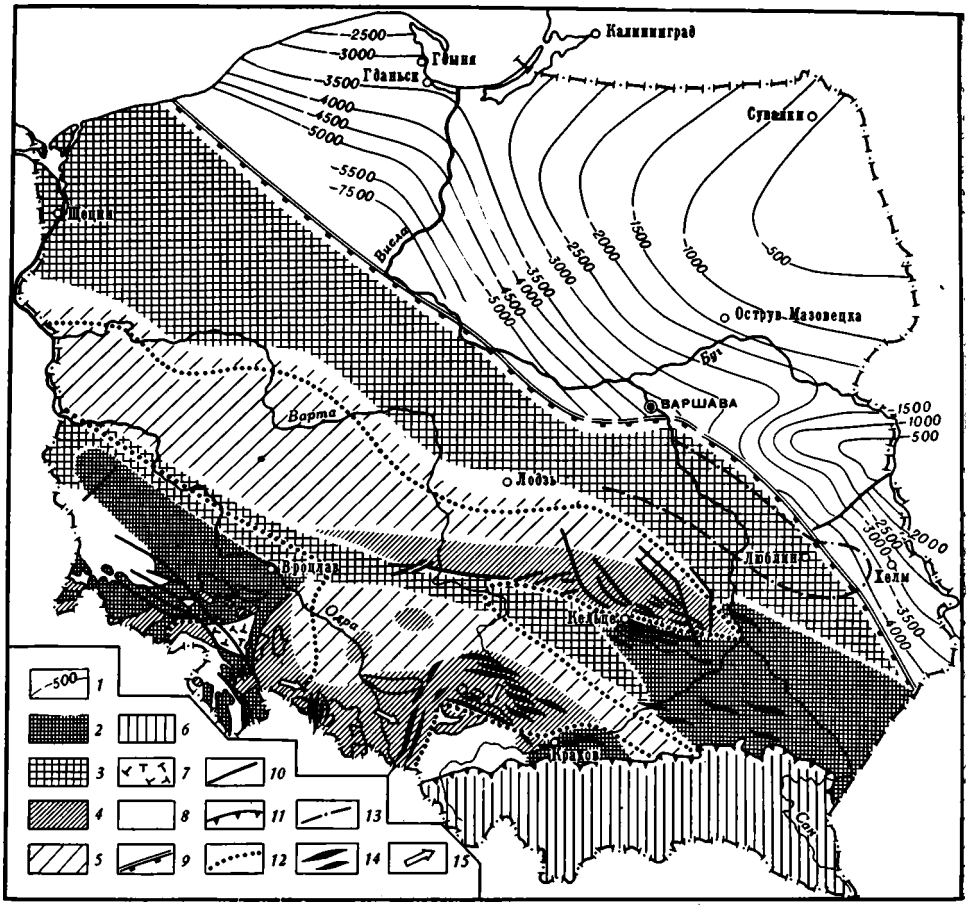
Видимо, учитывая соображения Э. Бейли, Г. Штилле (Stille, 1928) на одной из тектонических схем Средней Европы юго-западную границу докембрийской платформы провел в широтном направлении значительно южнее линии Торнквиста (см. фиг. 16). С. Бубнов (Bubnoff, 1930) и Г. Штилле (Stille, 1934) допускали, что складчатый фундамент п-ова Ютландия и восточной части Северо-Германской низменности является докембрийским.

Вопрос о возможной природе тектонической линии, или зоны, пересекающей по диагонали территорию Польши, до сих пор обсуждается польскими геологами. В 1957 г. В. Пожарыский (Pożaryski, 1957а) пришел к выводу, что юго-западный край Фенносарматии (в понимании Г. Штилле) на территории Польши намечен верхним и нижним уступами кристаллического фундамента, причем на его погруженной ступени лежит верхнемезозойская краевая синклиналь, а за нижним уступом (собственно краем платформы) протягивается Датско-Польский прогиб — мезозойская седиментационная борозда геосинклинального характера. Эта борозда является частью Северо-Европейского бассейна, южную границу которого В. Пожарыский (Pożaryski 1957б) намечал от Радома через Калиш, Франкфурт-на-Одере, Берлин и Обисфельде (в 50 *км* к северо-западу от г. Магдебурга). Он указывал, что эта граница нигде ясно не выражена, является широкой зоной общего погружения варисцийских структур к северу, и поэтому нет никаких оснований предполагать, что фундамент Северо-Европейского бассейна не содержит варисцийских и каледонских структур.

С. Соколовский и Е. Зноско (Sokołowski, Znosko, 1959) границу докембрийской платформы трассировали иначе. По их мнению, от истоков р. Припять она протягивается на запад почти широтно и выходит к р. Висле несколько южнее Варшавы, откуда следует на северо-запад, вдоль северо-восточного склона Куявского вала. Затем у г. Быдгоща она вновь принимает широтное направление, отделяет Куявский вал от Поморского и вдоль юго-западного склона последнего направляется на северо-запад, к низовьям р. Одры (Одер), куда выходит южнее г. Щецин. Южнее этой границы С. Соколовский и Е. Зноско выделяли волнисто изогнутую варисцийскую предгорную впадину, а еще южнее — варисцийскую складчатую зону под платформенным чехлом, простирающуюся на юг до Карпат и Судет.

Позднее Е. Зноско (Znosko, 1962; Зноско, 1964), учитывая данные геофизики, принимал, что юго-западная граница докембрийской платфор-

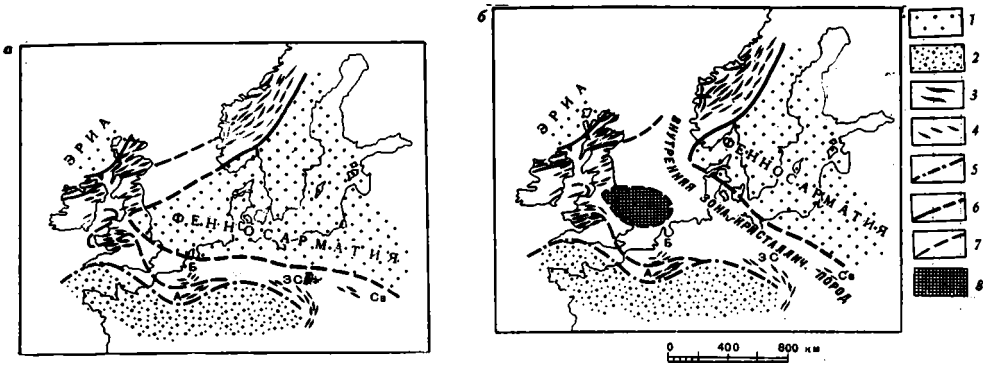
[1] Примерно в границах, намеченных Э. Бейли, но значительно позднее принимал западные очертания Фенносарматии Л. А. Полканов (1956, фиг. 3).



Фиг. 20. Схематическая карта складчатого основания внекарпатской части Польши (по Е. Зноско, 1964)

1 — изолинии абсолютной глубины залегания поверхности докембрийского кристаллического фундамента (в *м*);
2 — каледонское складчатое основание (на поверхности или вскрытое скважинами);
3 — предполагаемое распространение каледонского складчатого основания;
4 — варисцийское складчатое основание (на поверхности или вскрытое скважинами);
5 — предполагаемое распространение варисцийского складчатого основания;
6 — карпатский флиш;
7 — срединный гнейсовый массив Совьих гор;
8 — отложения варисцийских межгорных впадин;
9 — глубинный разлом (тектонический шов) — граница докембрийской платформы;
10 — некоторые сбросы;
11 — границы надвигов;
12 — граница распространения отложений кульма и варисцийской геосинклинали;
13 — предполагаемая граница варисцийской предгорной впадины в ее юго-восточной части;
14 — установленные антиклинали или тектонические поднятия неопределенного характера;
15 — направление вергенции складок и надвигов

мы намечается зоной глубинных разломов, которая от г. Рава-Русская направляется на северо-запад, к Варшаве, откуда несколько отклоняется на запад, а затем вновь приобретает северо-западное направление. Далее она следует вдоль Вислы до г. Быдгоща и затем к Балтийскому морю, на побережье которого выходит западнее г. Кошалин. К юго-западу от нее, во внекарпатской части Польши, протягиваются полосы с каледонским и варисцийским складчатым фундаментом (фиг. 20). При этом северная полоса варисцийского складчатого фундамента, начинаю-



Фиг. 21. Соотношение каледонских складчатостей в Средней Европе (по H.-R. Gaertner, 1960)

а — первый вариант, *б* — второй вариант.

1 — форланд;
2 — хинтерланд (тыловая область);
3 — раннекаледонские складки;
4 — позднекаледонские складки;
5 — южная граница каледонской складчатости;
6 — внешняя граница каледонской складчатости;
7 — внутренняя граница каледонской складчатости;
8 — межгорный массив.

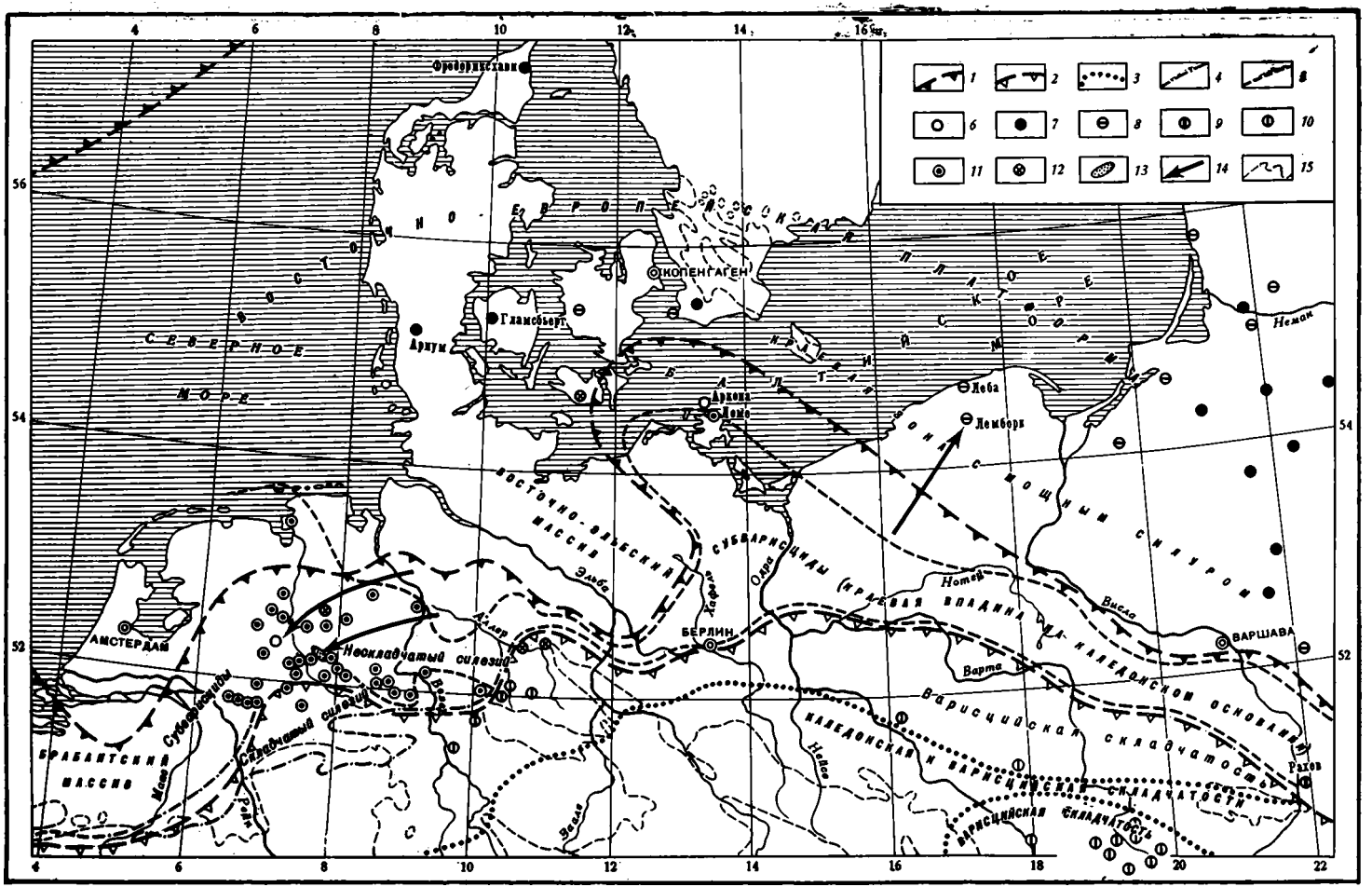
Буквами обозначены: А — Арденны, Б — Брабант, ЗС — Западные Судеты, Св — Свентокшиские горы

щаяся на Висле у Сандомира и включающая лежащие к северу от Лысогурского надвига лысогуриды, по мнению Е. Зноско, тянется на запад и выходит на р. Одру (Одер) между реками Ныса-Лужицка (Нейсе) и Варта.

В последующем Е. Зноско (Znosko, 1965, 1966) пришел к выводу, что почти вся территория Польши к западу от принимаемой им границы докембрийской платформы (за исключением Судет и южной части Предсудетской моноклинали) имеет каледонский складчатый фундамент. Если ранее он отстаивал наличие в разрезах девона северной части Польши геосинклинальной «граувакковой формации», то теперь стал считать отложения девона платформенными и лишь породы силура — геосинклинальными.

В 1965 г. В. Пожарыский, З. Малковский и Е. Янковский (Pożaryski i. i., 1965) с учетом осцилляций геомагнитного поля ориентировочно наметили границу между областями с докембрийским и каледонским возрастом складчатого фундамента (см. фиг. 23). По их мнению, в Польской и Северо-Германской низменностях раздел между областями с докембрийским (С) и каледонским (А) фундаментом проходит от г. Лодзь на запад-северо-запад в сторону г. Дравно (в верховьях р. Дравы — правого притока р. Нотець), но за р. Нотець (правым притоком р. Варты) северная граница распространения каледонского фундамента принимает широтное направление и следует севернее Берлина к городам Бремену и Ольденбургу. К северу от нее лежит форланд палеозойского орогена (В), причем его восточная граница определяется той линией, которая продолжает к району г. Штральзунд направление раздела между областями с докембрийским и каледонским фундаментом на отрезке г. Лодзь — р. Нотець.

Вопрос о вероятном положении юго-западной границы Европейской платформы обсуждается и немецкими геологами. Г.-Р. Гертнер сначала предлагал три (Gaertner, 1950), а позднее (Gaertner, 1960) два возможных варианта определения границ этой платформы на севере Европы. Согласно одному из них, юго-западный внешний угол платформы, как ранее предполагал Э. Бейли (Bailey, 1928а, б), достигает Центральной


Оренбург
Гамбург
Амстердам
Копенгаген
Берлин
Варшава
Данциг
Лемберг
Неман
Висла
Варта
Одер
Эльба
Рейн
Северное море
Балтийское море
Балтийская гряда
Восточно-европейская платформа
Восточно-эльбский массив
Субвариский прогиб
Приэльбская впадина
Каледонской складчатости основания
Варисцийская складчатость
Каледонская и варисцийская складчатость
Варисцийская складчатость
Брабантский массив
Неоднородный силезий
Северный силезий
Субсудетский прогиб
Судеты
Рудные горы
Гарц
Тюрингский лес
Гарцский массив
Тюрингский массив
Рудные горы
Рудные горы
Судеты
Судеты
Судеты

Англии; согласно другому, юго-западное ограничение этого угла совпадает с направлением линии Торнквиста (фиг. 21).

Г. Кёльбель (Kölbel, 1959) первоначально считал, что бо́льшая, северная, часть Северо-Германской низменности лежит на глубоко погруженном докембрийском фундаменте. Однако позднее он (Kölbel, 1963; Богданов и др., 1964) принял намеченные Е. Зноско границы раздела областей со складчатым фундаментом разного возраста и протянул их далее на запад. Юго-западная граница докембрийской платформы, совпадающая с внешним краем каледонид, приобрела при этом весьма извилистые очертания. На тектонической схеме, предложенной Г. Кёльбелем (фиг. 22), от польского побережья Балтийского моря она была проведена далее на северо-запад, между о. Рюген и побережьем Швеции, затем, после резкого изгиба у островов Мён и Фальстер, приняла юго-восточное направление и направилась к городам Росток и Нёйбранденбург. Здесь, в верховьях р. Хафель, эта граница круто повернула на юго-запад и только в низовьях р. Хафель вновь потянулась на северо-запад, через междуречье Эльбы и Аллера. От меридиана Гамбурга она была проведена Г. Кёльбелем широтно, через низовья рек Аллер и Эмс, но затем вновь была плавно отклонена на юг, к низовьям р. Маас. Соответственно Г. Кёльбель принимал, что внешний край варисцид от р. Одер протягивается через Берлин и Обисфельде, откуда круто поворачивает на юго-юго-запад, направляясь к западной оконечности Гарца. Далее он приобретает широтное направление и только от р. Эмс, согласно с поворотом внешнего края каледонид, плавно отклоняется на юг. При этом, по Г. Кёльбелю, на большей части области с каледонским складчатым основанием развит варисцийский краевой прогиб. Его внешний край от о. Волин в устье р. Одер (Одры) протягивается к мысу Аркона на о. Рюген, затем круто поворачивает и выходит к г. Росток, а далее почти на всем протяжении проходит в непосредственной близости от внешнего края каледонид.

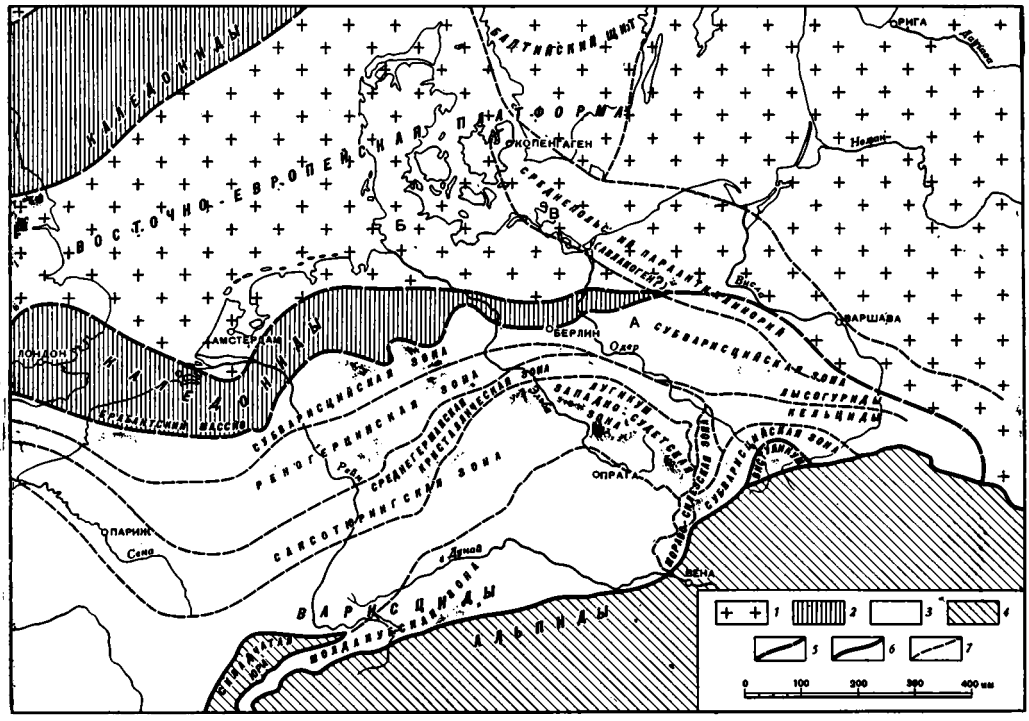
На недавно опубликованном новом варианте тектонической карты Средней Европы Г. Кёльбель (Kölbel, 1968) учел предложенный В. Пожарыским, З. Малковским и Е. Янковским вариант трассирования раздела между областями с докембрийским и каледонским складчатым фундаментом в Польской и Северо-Германской низменностях. К югу от этого раздела он наметил положение северного фронта варискид, который от южного края Брабантского массива с резкими изгибами направляется на восток, проходит через Берлин, а в Польше непосредственно соприкасается с областью распространения докембрийского складчатого фундамента (фиг. 23).

Несколько с иных позиций к решению этого сложного вопроса подошел Д. Франке (Franke, 1967а, б), по мнению которого край докем-

---

Фиг. 22. Тектоническая схема Польско-Германской низменности (по Г. Кёльбелю, 1964; упрощена)

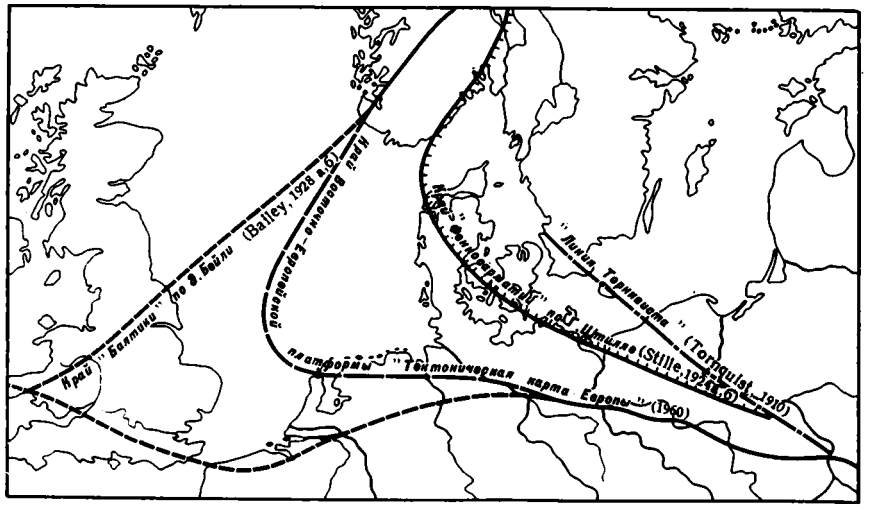
1 — внешний край каледонид (в Польше по данным Г. Зноско);
2 — внешний край варисцид (в Польше по данным Г. Зноско);
3 — границы складчатых зон варисцид;
4, 5 — границы краевых впадин (по современному распространению силезия):
4 — достоверные,
5 — предполагаемые;
6—12 — буровые скважины, вскрывшие:
6 — нижнюю пермь с галькой нижнепалеозойских сланцев,
7 — докембрийское складчатое основание,
8 — полого залегающий кембро-силур,
9 — складчатый кембро-силур,
10 — складчатый девон — динант,
11 — силезий (намюр — стефан),
12 — верхнепалеозойские вулканогенные отложения;
13 — выходы силезия (только у Писберга, около г. Оснабрюка);
14 — направления сноса кластического материала;
15 — очертания палеозойских складчатых сооружений Средней Европы, определенные по современному внешнему контуру распространения верхнепермских и мезозойских отложений



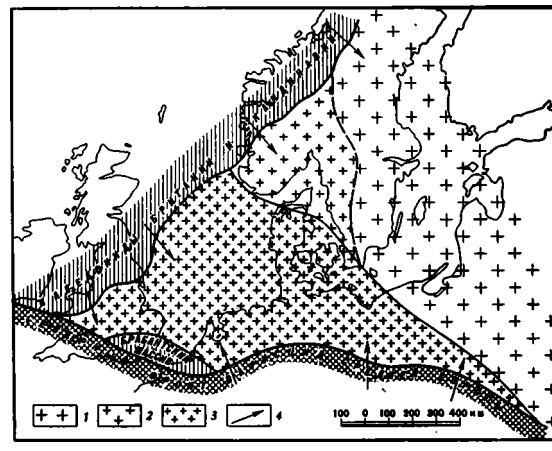
Фиг. 23. Тектоническая карта Средней Европы (по H. Kölbel, 1968; схематизирована)

1 — Восточно-Европейская платформа;
2 — каледониды;
3 — варисциды;
4 — альпиды;
5 — границы областей каледонской и варисцийской складчатостей;
6 — граница области альпийской складчатости;
7 — границы тектонических зон.

Положение регионов А, Б, В дано по V. Pożaryski i. i., 1965), причем раздел между регионами А и Б, по Г. Кёльбелю, отвечает современному краю области распространения ассинтской складчатости



Фиг. 24. Различные варианты предполагаемого положения юго-западной границы Европейской платформы (из книги «Тектоника Европы», 1964; с уточнениями)



Фиг. 25. Возраст фундамента западного угла Европейской платформы (по А. А. Богданову, 1968б)

1—3 — области, в пределах которых кристаллический фундамент сложен свекофеннским комплексом:
1 — подвергшимся переработке тектоно-магматическими процессами готской эпохи,
2 — кроме того, подвергшимся дальсландской переработке,
3 — кроме того, позднее частично переработанный байкальскими и каледонскими движениями;
4 — направления надвигов и общего опрокидывания складок

брийской платформы в первом приближении отвечает линии Лешно (южнее г. Познань) — Франкфурт-на-Одере — Берлин — Брауншвейг — Мюнстер. При этом каледониды в пределах Польской и Северо-Германской низменностей не существуют, а варисциды лишь на западе сопровождаются краевым прогибом.

Напомним, что на Международной тектонической карте Европы (1964) вопрос о вероятном положении юго-западной границы Европейской платформы был оставлен открытым. К юго-западу от тектонического шва, примерно отвечающего положению линии Торнквиста, и к югу от северной оконечности п-ова Ютландия на этой карте была выделена область глубоко погруженного фундамента неустановленного возраста. Южная граница этой области была проведена несколько севернее Свентокшиских гор, откуда через крутую излучину среднего течения р. Варты была протрассирована к ее устью и далее через Берлин на Ольденбург и северную часть Нидерландов (фиг. 24). Южнее была показана область распространения чехла на платформе с фундаментом палеозойского возраста, а западнее, в Центральной Англии, допускалось наличие зоны поднятий докембрийского фундамента под платформенным чехлом.

В статье, посвященной основным теоретическим положениям, вытекающим из анализа этой карты, Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1961) отметили большое сходство в положении, строении и развитии юго-восточного и юго-западного внешних углов Европейской платформы. При этом они подчеркивали, что представления Э. Бейли (Bailey, 1928а,б) о продолжении Европейской платформы до Англии не лишены вероятности. Позднее А. А. Богданов (1961, 1964, 1967, 1968а, б) неоднократно возвращался к сложной и спорной проблеме положения ограничений Европейской платформы на западе, постепенно и последовательно уточняя свою позицию в этом вопросе. В последнем варианте он принимал, что свекофеннский кристаллический фундамент Европейской платформы на западе достигает Центральной Англии и узким клином выходит в Бристольский залив (см. фиг. 25). В пределах о. Великобритания ограничения этого клина определены с учетом Тектонической карты Великобритании и Северной Ирландии (Tectonic map..., 1966), составленной Д. Стабблефилдом, на которой его контуры почти тождественны намеченным Э. Бейли. Северо-западным ограничением западного внешнего угла Европейской платформы служат каледониды Британии и Скандинавии, а южным — северный фронт варисцид Средней Европы, изогнутый плавной дугой по внешнему краю каледонского Брабантского массива и не-

сколько выходящий за 52° с. ш. в пределах ФРГ к северу от Рейнских Сланцевых гор.

Линия Торнквиста на континенте, по мнению А. А. Богданова, служит внешней границей области распространения свекофеннского кристаллического фундамента, переработанного готскими тектоно-магматическими процессами. На Скандинавском полуострове эту границу А. А. Богданов трассировал вдоль зоны дробления и сланцеватости, разделяющей юго-восточную и юго-западную части Швеции. Линия, направляющаяся от Скании через северную часть п-ова Ютландия к юго-западному побережью Норвегии, отделяет блок фундамента, подвергшийся, помимо готской, дальсландской переработке. К юго-западу от этой линии и линии Торнквиста, уже на континенте, фундамент западного внешнего угла Европейской платформы, по А. А. Богданову, также подвергся готской и дальсландской переработке и, кроме того, был переработан байкальскими и каледонскими движениями (фиг. 25).

Несколько иную позицию в решении этого сложнейшего вопроса тектоники Европы занимает автор настоящей работы (Журавлев, 1962б, 1964а, 1965а, б, 1966г, 1967а, б, 1969г; Shurawlew, 1965б, в), по мнению которого в Средней Европе, в южной части Северного моря и в Центральной Англии, складчатый фундамент Североморской впадины является байкальским. Юго-западное ограничение ее представляется не плавным, а кулисообразным, подчиненным системе кулисных краевых швов (Журавлев, 1964а, 1965б; Shurawlew, 1965в). Ниже приведены доводы, подтверждающие это мнение.

Байкалиды в составе фундамента Североморской впадины

В настоящее время всеми единодушно признается, что к северо-востоку от линии Торнквиста простирается эпикарельский остов Европейской платформы. К нему, по-видимому, относится и фундамент бóльшей, северной, части п-ова Ютландия. На его крайнем севере, в пределах поднятия Вендиссел, скв. Фредериксхавн-1 под дотриасовой аркозовой толщей на глубине 1276 *м* вскрыла породы фундамента — гнейсы гранитного состава низкой степени метаморфизма, с пегматитовыми жилами (Зоргенфрей, 1964). Принимается, что эти гнейсы возникли по аркозам или близким к ним полевошпатовым кластическим породам (Gregersen, Sorgenfrei, 1951). По свидетельству Г. Кёльбеля (Богданов и др., 1964), Б. Асклунд допускал, что гнейсы скв. Фредериксхавн-1 соответствуют породам западного побережья Швеции и вместе с ними — лептитам Восточной Швеции.

Среднюю часть п-ова Ютландия пересекает поднятие Рингкёбинг-Фюн (Зоргенфрей, 1964; Kent, 1967б), или Фюн-Гринстед (Heybroek, a. o., 1967), протягивающееся от западной оконечности о. Лолланн через о. Фюн и п-ов Ютландия к Рингкёбинг-фьорду на западном побережье последнего и далее в Северное море. Именно ему соответствует та гравитационная аномалия, по южному «склону» которой Н. С. Шатский (1946а) некогда трассировал границу Европейской платформы.

На поднятии Рингкёбинг-Фюн гнейсы фундамента вскрыты на о. Фюн скв. Гламсбьерг-1 на глубине 835 *м* и в средней части п-ова Ютландия скв. Гринстед-1 на глубине 1567 *м* (Зоргенфрей, 1964), причем первая из названных скважин подсекла гранодиоритовые гнейсы (Богданов и др., 1964).

Как мы увидим далее, по геофизическим данным поднятие Рингкёбинг-Фюн продолжается в Северном море до района Шилл-банки, а западнее, в районе Доггер-банки, кулисообразно подставляется Среднесевероморским поднятием (см. фиг. 82, 83). Упомянутые поднятия имеют сход-

ную геофизическую и геологическую характеристики и, вероятно, близкую геологическую историю и природу. Это дает некоторые основания для предположения о распространении в пределы акватории Северного моря выступа эпикарельского остова Европейской платформы, вдоль которого с юго-запада протягивалась Англо-Галицийская, а с северо-запада — Атлантическая рифейские геосинклинальные полосы (Журавлев, Раабен, 1968). Возможно, наличием этих полос определялись заложение секущих по отношению к ним субмеридиональных зон дробления и сланцеватости, разделяющих юго-восточную и юго-западную части Швеции, а также готская и дальсландская переработки фундамента юго-западной части Скандинавского полуострова, о которой неоднократно писал А. А. Богданов (1967, 1968а, б).

Между Среднесевероморским поднятием и поднятием Рингкёбинг-Фюн на севере и заведомо палеозойскими складчатыми сооружениями Средней Европы на юге фундамент Североморской впадины погружается на большую глубину и для непосредственного наблюдения доступен лишь в Центральной Англии. Скважинами он достигнут лишь там же и на юго-востоке Польши. Однако решение вопроса о его вероятном возрасте может быть принято, если дополнительно проанализировать данные о составе и тектонической принадлежности допалеозойских пород, слагающих ядра палеозойских складчатых сооружений Средней Европы и прослеживающихся в пределах Карпато-Балканской складчатой системы.

Именно такой совместный анализ имеющихся данных приводит нас (Журавлев, 1965а, 1967а, б; Журавлев, Раабен, 1968) к выводу о наличии широкой Англо-Галицийской геосинклинальной полосы, которая в рифее, а местами, возможно, в самом начале палеозоя простиралась вдоль юго-западного края эпикарельского остова Европейской платформы. Положение этого края в Северном море и Дании намечается северным склоном Среднесевероморского поднятия, южным склоном поднятия Рингкёбинг-Фюн, в Польше — крупными разломами и региональными флексурами в зоне линии Торнквиста, в советской части Карпатской складчатой дуги — глубинным структурным швом, разделяющим внешнюю и внутреннюю зоны Предкарпатского краевого прогиба, а южнее — Цыганско-Чадыр-Лунгской системой разломов, отделяющих Придобруджский прогиб от Молдавского склона Русской плиты (Журавлев, 1965а; Журавлев, Раабен, 1968; Шлезингер, 1968).

Необходимо отметить, что Н. П. Семененко на территории, отвечающей современному Карпатскому складчатому сооружению, выделял Галицийскую складчатую область, в пределах которой допускал существование рифейской и более поздней, каледонской, складчатостей (Семененко, 1964а; Семененко, Ткачук, Клушин, 1963, 1965). Эта складчатая область неизбежно на юге протягивается в Добруджу, а на севере выходит в пределы Польши. Однако при отнесении зеленых сланцев Добруджи к рифею самостоятельность каледонской эпохи складчатости в Добрудже следует поставить под сомнение. Принимая во внимание данные бурения в юго-восточной части Польши, к анализу которых мы еще вернемся, возможное продолжение галицийских «каледонид» можно было бы искать лишь в области Лугикума Э. Зюсса — древнего ядра варисцийских горных сооружений Судет, которое, как предполагалось ранее, было собрано в складки и консолидировано в каледонскую эпоху складчатости. Между тем утвердившаяся в литературе концепция о возрасте этой складчатости в свете недавних исследований, по-видимому, должна быть пересмотрена.

Основным доказательством каледонского возраста главной складчатости Лугикума ранее считалось выпадение из разреза слоев между силуром и верхним девоном. Однако установление Л. Теллером (Teller, 1960, 1962) и Г. Егером (Jaeger, 1963, 1964) отложений зоны *Monograptus*

hercynicus (поздний жедин — поздний зиген) в слоях, которые в Западных Судетах подверглись главной складчатости, ставит под сомнение вопрос о каледонском возрасте последней. Г. Егер вполне обоснованно считает ее варисцийской (допозднекаменноугольной), отмечая наличие синорогенного и субсеквентного вулканизма, флиша и моласс варисцийского возраста, в то время как соответствующие каледонские образования в Западных Судетах отсутствуют.

Нет уверенных доказательств каледонской складчатости и в смежном с Западными Судетами Лаузицком блоке. Ранее было принято считать, что для палеозоя Лаузица характерны мощные отложения ордовика, интенсивная послесилурийская складчатость, обусловленный ею перерыв в осадконакоплении от позднего силура до среднего девона и преимущественно обломочный характер отложений верхнего девона и нижнего карбона, близких к молассам. Однако исследования Н. Браузе, Г. Хиршманна (Brause u. a., 1962; Brause, Hirschmann, 1964) и других геологов ГДР показали, что те отложения, которые ранее считались ордовикскими, в основном являются кембрийскими. Выяснилось, что фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура, нижнего и среднего девона присутствуют во многих разрезах. Наконец, установлено, что отложения верхнего девона и нижнего карбона являются геосинклинальными, частично флишеподобными и не могут быть отождествлены с молассами. Таким образом, отложения палеозоя Лаузица от кембрия до нижнего карбона включительно принадлежат единому этапу геосинклинального развития и локализованы в узком троге, простирающемся между Главным Лаузицким и Внутрилаузицким разломами.

Приведенные данные показывают, что представления об определяющей роли каледонской складчатости в Лугикуме весьма сомнительны. Более того, нет никаких доказательств проявления каледонской складчатости в палеозойских складчатых сооружениях Средней Европы (возможно, лишь за исключением весьма слабо изученного Брабантского массива). Все это ставит под большие сомнения, с одной стороны, допущения Е. Зноско о широком и явно аномальном распространении каледонид в Польше, а с другой — предполагаемую Н. П. Семененко возможность выделения под современными Карпатами единой Галицийской области рифейско-каледонской консолидации. Однако наличие широкой полосы геосинклинальных складчатых отложений рифея (альгонка) в Средней Европе несомненно. Именно к ней принадлежат выходы рифея не только в Судетах и Лаузице, но и в ядрах других палеозойских складчатых сооружений Средней Европы, причем на ее вероятном северном продолжении лежат рифейские складчатые образования фундамента Центральной Англии. Учитывая это, в свое время автором (Журавлев, 1965а) было предложено выделять не Галицийскую рифейско-каледонскую, а Англо-Галицийскую рифейскую геосинклинальную полосу.

К этой полосе, несомненно, относятся зеленые сланцы Центральной Добруджи, представленные чередованием граувакк и хлоритовых филлитов с редкими слоями микроконгломератов. Из-под них в ядре антиклинали Башпунар-Чамурлия появляются мезозональные кристаллические сланцы. В Северной Добрудже зеленым сланцам, видимо, соответствует филлито-кварцитовая серия, а кристаллическим сланцам — амфиболитовые сланцы, амфиболиты, двуслюдяные сланцы и белые сланцевые кварциты, прослеживающиеся в ядрах отдельных антиклинальных складок. Филлито-кварцитовая серия (около 1500 *м*), затронутая эпизональным метаморфизмом, представлена чередованием филлитов и кварцитов, причем филлиты преобладают в низах, а кварциты — в верхах ее разреза. Возраст кристаллических и зеленых сланцев большинством исследователей (Янович и др., 1961; Mutihac, 1964; Iliescu, Mutihac, 1965; Mirăută, 1965) признается рифейским, причем принимается, что их видимая мощ-

ность превышает 5000 *м*. Прослеживающиеся в южной части Северной Добруджи зеленые сланцы несогласно перекрыты аргиллитами нижнего лудлова (Славин, 1962).

В румынской части Мизийской плиты, к северу от Дуная, под полого залегающими осадочными неметаморфизованными породами палеозоя, разрез которых начинается отложениями ордовика (?) и силура, единичные скважины вскрыли дислоцированные зеленые сланцы, подобные сланцам Добруджи (Grigoras, 1961; Григораш и др., 1963). Согласно последним данным (Barbu, Vasilescu, 1967), эти сланцы прослеживаются на востоке Мизийской плиты, тогда как фундамент ее западной части сложен преимущественно слюдистыми сланцами и амфиболитами. Граница между зонами распространения зеленых и слюдистых сланцев определяется региональными разломами северо-западного простирания, пересекающими Дунай примерно в районе г. Силистра.

Как зеленые, так и слюдистые сланцы румынские геологи считают докембрийскими, но стратиграфические соотношения между ними окончательно не выяснены. М. Дессила-Кодарча (Dessila-Codarcea, 1966) по комплексам акритарх в составе румынского докембрия выделяла породы нижнего, среднего и верхнего рифея. К нижнему рифею она отнесла офиолитовую свиту, свиту известняков и осадочную псаммито-пелитовую свиту. Средний рифей представлен вулканогенной свитой основных и кислых пород, а также свитой известняков и основных эффузивов. Вышележащая ритмично построенная осадочная свита относится уже к верхнему рифею. В серых известняках нижнего рифея обнаружены примитивные мелкие акритархи, в кварцитах, графитовых сланцах и известняках среднего рифея — более развитые акритархи, а в породах верхнего рифея — комплекс акритарх, свойственный эокембрию (венду).

В Болгарии рифею соответствует диабазо-филлитовая формация, внизу которой обычно развиты филлиты и графитовые сланцы, а вверху — зеленые сланцы, метадиабазы и карбонатные породы. Характер ее контакта с подстилающими и, особенно, покрывающими породами дискуссионен. Однако наблюдения последних лет показали, что в Рило-Родопской и Среднегорской областях диабазо-филлитовая формация несогласно перекрывает более высокометаморфизованные гнейсы (Бояджиев, 1964). Характер верхнего контакта диабазо-филлитовой формации также спорен: допускается либо трансгрессивное залегание на ней отложений ордовика и силура (Белев, 1963; Бояджиев, 1964), либо дизъюнктивные контакты между ними (Бончев, 1961, 1963), либо, наконец, ее соответствие, по меньшей мере в верхней части, ордовику и силуру, причем отличия ее по составу от синхронных осадочных образований объясняются многократным наложением раннего дислокационного, контактового и нормального термального метаморфизма в зоне Балканского глубинного разлома (Хайдутов, Иванов, 1965).

Между тем возможный верхний возрастной предел диабазо-филлитовой формации определяется находками археоциат, свойственных низам нижнего кембрия, в мраморах верхней части поречко-белорекского кристаллического комплекса, прослеживающихся в Восточной Сербии в осевой части одноименной антиклинали (Kalenić, 1966). Этот комплекс образован вулканическими, терригенными и карбонатными породами и в верхах представлен амфибол-биотитовыми сланцами с частыми линзами амфиболитов и амфиболитовых сланцев, метадиабазами, хлоритовыми сланцами, мраморами и хлорит-серицитовыми сланцами. Наиболее древними отложениями, перекрывающими породы поречко-белорекского комплекса, которые метаморфизованы до амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев, по-видимому, являются метаморфизованные красноватые песчаники ордовика с обломками подстилающих магматических, метаморфических, реже — осадочных пород, перекрытые сланцами с трилобитами ка-

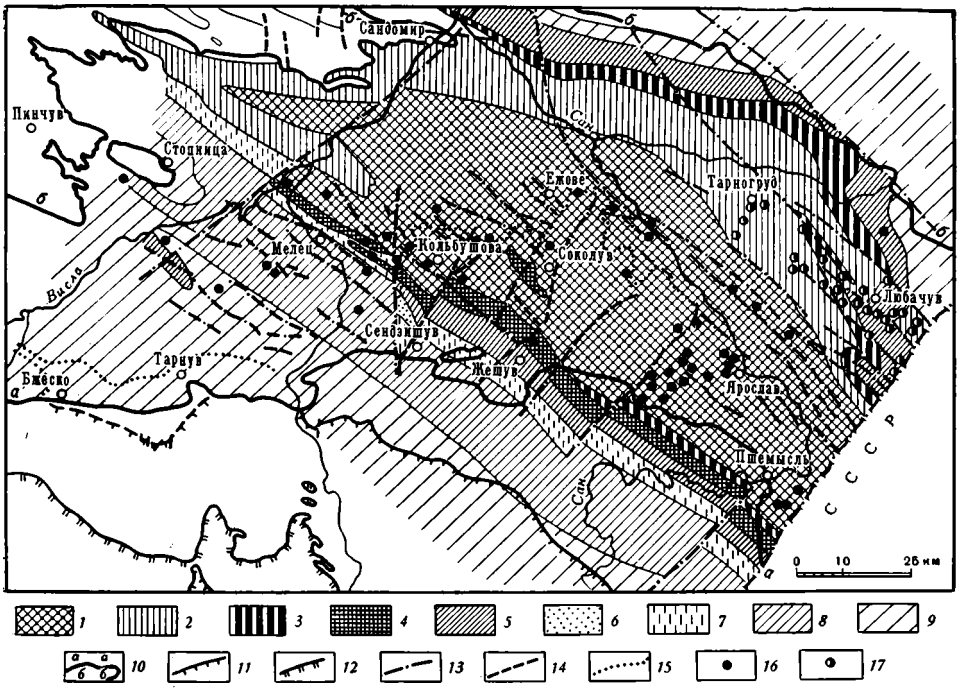
радока (Веселинович, Кристич, 1965; Vésélinovič, Krstič, 1965; Kalenić, 1966).

Поречко-белорекский комплекс Восточной Сербии сопоставим с диабазо-филлитовой формацией Болгарии, в верхах которой также известны линзы мраморов (в частности, в районе г. Берковица). Установленный в Восточной Сербии возраст верхней части этого комплекса и соотношения ее с кроющими породами ордовика и силура показывают, что и для самых верхов диабазо-филлитовой формации Болгарии наиболее вероятен доордовикский, точнее — раннекембрийский возраст.

Подчеркивая выдержанность состава диабазо-филлитовой формации и степени метаморфизма ее пород, С. Бояджиев (1964, стр. 273) указывал, что она формировалась синхронно в единой широкой эвгеосинклинали. По М. Каленичу (Kalenić, 1966, стр. 218) диабазо-филлитовая формация не является специфически балканской, а представляет собой часть общего Карпато-Балканского (Стара-Планинского) рифейско-кембрийского эвгеосинклинального пояса. Однако и этот пояс, по-видимому, служит лишь частью эвгеосинклинальной зоны Англо-Галицийской рифейской геосинклинальной полосы (Журавлев, 1965а, 1967а, б).

Если вновь обратиться к зеленым сланцам Добруджи, то их вероятное продолжение на северо-запад, вдоль юго-западного края эпикарельского остова Европейской платформы, устанавливается достаточно уверенно. В составе конгломератов палеогенового флиша Восточных Карпат и нижнемиоценовых моласс Предкарпатского краевого прогиба основную массу обломочного материала составляют обломки метаморфических сланцев рифея, подобных зеленым сланцам Добруджи. Считается, что эти гальки зеленых и красных филлитов произошли от разрушения древней Сандомирско-Добруджской гряды, находившейся вблизи северного берега Воротыщенского бассейна (Вялов, 1967). В настоящее время принимается, что возраст этих филлитов рифейский (Вялов, 1955, 1959, 1967; Линецкая, 1958; Линецкая, Утробин, 1961; Линецька, Утробін, 1963; Федущак, 1959, 1962). О. С. Вялов (1959) выделял их как санскую серию, которая, по его мнению, была широко распространена в пределах Карпатской геосинклинали и выступала в отдельных кордильерах, поставлявших материал для конгломератов карпатского флиша. Он же пришел к выводу, что рифейская геосинклинальная зона занимала значительную часть Карпат, причем «...мезозойский геосинклинальный Карпатский прогиб возник на рифейском складчатом фундаменте» (Вялов, 1967, стр. 91).

Необходимо напомнить, что в юго-восточной части Польши, между Свентокшискими горами и Карпатами, от окрестностей г. Перемышля на востоке до городов Краков и Еджеюв на западе, многочисленными скважинами вскрыты интенсивно дислоцированные, кливажированные, но слабо метаморфизованные зеленые филлитовые сланцы с прослоями кварцевых песчаников и примесью туфогенного материала (Samsonowitz, 1955; Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki, Karnkowski, 1963; Głowacki i. i. 1963; Łydka, Siedlecki, 1963; Pożaryski, Tomczyk, 1968; Пожарыский, Томчик, 1968). Над ними крайне полого залегают платформенные отложения палеозоя (от глинистых сланцев и кварцитов кембрия, вскрытых скважинами в районе г. Любачув) и мезозоя, перекрытые отложениями миоцена Предкарпатского краевого прогиба (фиг. 26, 27). По устному сообщению В. Пожарыского, эти же сланцы под отложениями ордовика, силура и девона подсечены скважинами и западнее, в Мехувской мульде, а по мнению Я. Оберца (Oberc, 1966 а, б), они протягиваются до Судетской области. Эти сланцы В. Пожарыский и Г. Томчик (Pożaryski, Tomczyk, 1968; Пожарыский, Томчик, 1968) называют жешувскими слоями, а образованную ими структуру фундамента — антиклинорием Нижнего Сана. Максимальная мощность жешувских слоев, по данным сейсморазведки КМПВ, равна приблизительно 8 *км*.

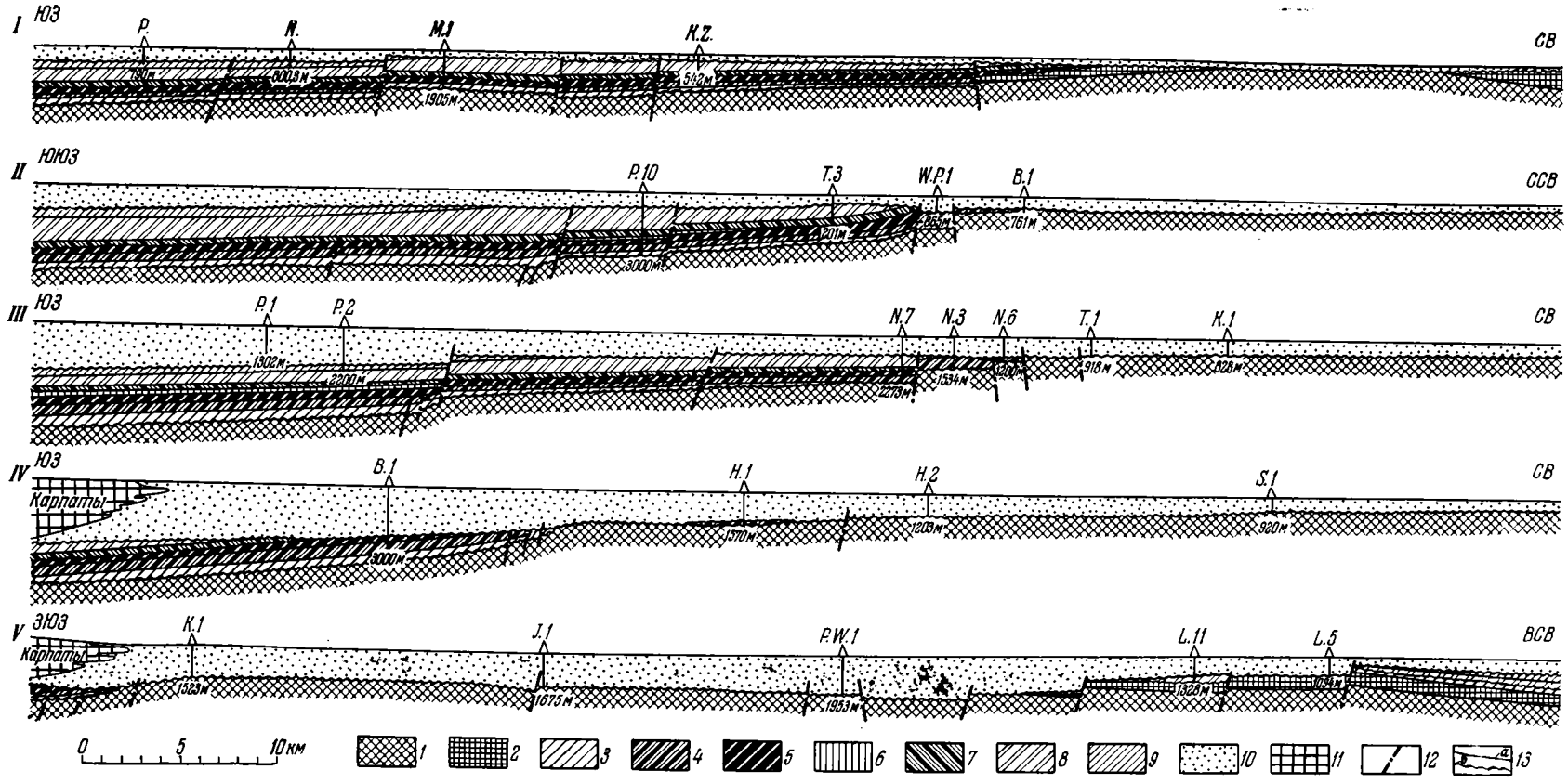


Фиг. 26. Геологическая карта предгорий Карпат со снятыми отложениями миоцена и вышележащими (по E. Głowacki i. i., 1963)

1 — докембрий;
2 — кембрий;
3 — силур;
4 — девон;
5 — карбон;
6 — цехштейн;
7 — триас;
8 — юра;
9 — мел;
10 — граница Карпат (*а* — *а*), Свентокшиских гор и Нидской впадины (*б*—*б*);
11, *12* — край карпатских покровов:
11 — силезского,
12 — магурского;
13 — разломы;
14 — разломы у края ангидритовой зоны основания миоцена;
15 — граница распространения ангидритовой зоны;
16, *17* — скважины:
16 — вскрывшие породы докембрия,
17 — остановленные в отложениях кембрия

П. Карнковский и Е. Гловацкий (Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki i i., 1963) сланцы бассейна нижнего течения р. Сан отнесли к рифею и уверенно сопоставили их с зелеными сланцами Добруджи, отмечая сходство степени диагенеза, петрографического состава и комплексов микрофоссилий (Głowacki, Karnkowski, 1963). К. Лыдка и С. Седлецкий (Łydka, Siedlecki, 1963) допускали, что они соответствуют альгонку Чешского массива, преимущественно спиллитовому ярусу в понимании Р. Кеттнера (Kettner, 1917).

Пробуренные вдоль р. Вислы до р. Сан скважины Менджехув-1, Пуща-2, Нечайна-3, Подбожье-10 и другие вскрыли зеленые хлорит-серицит-альбитовые, обычно ороговикованные сланцы (гелефлинты). В скв. Подбожье-10 эти сланцы переслаиваются с ороговикованными же кварц-альбитовыми туфопесчаниками и кислыми туфосланцами. Определения абсолютного возраста показали для сланцев, вскрытых скв. Менджехув-1, 453 млн. лет, скв. Пуща-2 — 545 млн. лет, скв. Нечайна-3 — 625 млн. лет. Значения абсолютного возраста, равные 700 млн. лет, получены для метаморфических сланцев фундамента Предкарпатского краевого прогиба, вскрытых в Западной Украине близ государственной границы Польши скважинами Кохановка и Рудьки (Седлецкий и др., 1965, 1966). Таким образом, большинство определений абсолютного возраста зеленых сланцев свидетельствует о их принадлежности к верхнему рифею. Однако



Фиг. 27. Схематические геологические разрезы через предгорья Карпат (по P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961)

1 — докембрий;
2 — кембрий;
3 — силур и ордовик;
4 — девон;
5 — карбон;
6 — пермь;
7 — триас;
8 — юра;
9 — мел;
10 — миоцен;
11 — флиш Карпат;
12 — главнейшие разломы, установленные или предполагаемые;
13 — согласное (*а*) и несогласное (*б*) залегание слоев

абсолютный возраст спиллитовой серии Чехии равен 755—790 млн. лет (Седлецкий и др., 1966), и поэтому при сопоставлении жешувских слоев с альгонком Чехии В. Пожарыский и Г. Томчик (1968) параллелизуют их с послеспиллитовым ярусом (или серией) Чехии.

Необходимо отметить, что целиком полагаться на определения абсолютного возраста по валовым пробам сланцев не следует. В качестве примера укажем, что В. Пожарыский и Г. Томчик (1968) в пределах того же Предкарпатского краевого прогиба считают дожешувскими гнейсы и амфиболиты, вскрытые скв. Жешотары близ Кракова. Однако определения абсолютного возраста этих пород показали большой разброс цифр: от 870 (Седлецкий и др., 1966) до 307—533 млн. лет (Borucki, Saldan, 1965).

Более высокое стратиграфическое положение, чем зеленые сланцы бассейна нижнего течения р. Сан, занимают полого наклоненные зеленые алевролиты, обнаженные на восточной окраине Свентокшиских гор у дер. Котушев. Р. Михняк (Michniak, 1959, 1962) по микрофоссилиям отождествлял их с валдайским комплексом Русской плиты. По-видимому, стратиграфически еще выше залегают породы, вскрытые скв. Базув-1 близ г. Климонтува на юго-восточном погружении Свентокшиских гор. От устья до забоя (1503 *м*) эта скважина шла по перемятым (местами с зеркалами скольжения) темно-серым и черным глинисто-алевролитовым сланцам с подчиненными прослоями кварцитовидных песчаников, иногда заключающих гравий метаморфических пород. По Л. Ягельской (Jagelska, 1965, 1966), в этой скважине до глубины 150 *м* следуют отложения субхолмиевого горизонта нижнего кембрия (базувские и ясеньские слои), а ниже и до забоя — образования верхнего эокембрия, сопоставимые с алевролитами, обнаженными в районе дер. Котушев и пройденными там на 150 *м* единственной скважиной. Основываясь на произведенных Л. Ягельской определениях фитопланктона и микроспор, а также учитывая меньшую (по сравнению с зелеными сланцами) степень метаморфизма пород, вскрытых скв. Базув-1, В. Пожарыский и Томчик (1968) намечали между нижним и верхним эокембрием малопольскую орогеническую фазу. Однако по определениям Н. А. Волковой (ГИН АН СССР), сланцы скв. Базув-1 даже не принадлежат к самым низам кембрия и соответствуют верхам синих глин Русской плиты (Розанов и др., 1969). Определения значений абсолютного возраста этих сланцев показали, что они варьируют и составляют для интервалов: 112—118,4 *м* — 550 млн. лет, 283,4 — 289 *м* — 580 млн. лет, 813,4 — 818,7 *м* — 510 млн. лет, 1339,5 — 1344,5 *м* — 536 млн. лет. Абсолютный возраст алевролитов, вскрытых скважиной в районе дер. Котушев, равен 500 млн. лет (Седлецкий и др., 1965, 1966). Поэтому вопрос о временно́м положении малопольской фазы В. Пожарыского и Г. Томчика нельзя считать окончательно решенным.

К юго-западу от линии, проходящей через города Мелец и Перемышль, зеленые сланцы рифея погружаются под полого залегающие отложения палеозоя. Выше по р. Висле, но несколько ниже устья р. Ниды, они были вскрыты скв. Менджехув-1 на глубине 1847,5 *м* под отложениями ордовика (аренига), начинающими здесь платформенный чехол. Еще далее на запад-юго-запад, в 35 *км* восточнее г. Кракова, они были подсечены скв. Пуща-2 на глубине 824 *м* непосредственно под отложениями средней юры. В районе г. Кракова несколькими скважинами были вскрыты, но полностью не пройдены грубые грауваккковые конгломераты. Скв. Лапчица-2 эти конгломераты вскрыла под отложениями среднего девона на глубине 1792 *м*, скв. Батовице-1, заданная в предместье г. Кракова,— под отложениями юры на глубине 313 *м*, а скв. Миклушовице-1— так же под отложениями юры на глубине 1132 *м*. Они состоят из галек изверженных, метаморфических и осадочных пород, среди которых легко

распознаются гальки зеленых сланцев рифея. К. Лыдка, С. Седлецкий и Г. Томчик (Łydka a. o., 1963) условно отнесли эти конгломераты к среднему лудлову.

Наличие рифейского складчатого фундамента под платформенным чехлом Южной Польши заставляет вспомнить о скв. Пунцов, пробуренной уже давно на границе Польши и Чехословакии. Эта скважина под двумя покровами карпатских надвигов вскрыла весьма полого залегающие каменноугольные (свыше 500 *м*) и девонские (670 *м*) отложения южного крыла Силезского бассейна. Из отложений эйфельского яруса она вошла в интенсивно дислоцированные биотитовые сланцы и гнейсы, которые, с учетом степени метаморфизма, считаются докембрийскими (Konior, Tokarski, 1957).

Вся сумма перечисленных фактов позволяет допускать наличие в области современных Карпат и Балкан байкальского складчатого основания, лишь местами переработанного палеозойским геосинклинальным развитием и варисцийской складчатостью (Журавлев, 1965а, 1967а, б). При этом на юго-востоке Польши и в советской части Карпатской складчатой дуги западный край Европейской платформы, нарощенный байкальской складчатостью, скрыт под пологими надвигами Карпат.

Западнее геосинклинальные складчатые образования рифея (альгонка) прослеживаются в ядрах палеозойских складчатых сооружений Средней Европы. Анализ современных данных о них начнем с краткой характеристики среднечешского альгонка, в составе которого различаются доспиллитовая, спиллитовая и послеспиллитовая серии, намеченные еще Р. Кеттнером (Kettner, 1917). Доспиллитовая серия представлена мощной толщей граувакк, алевролитов и сланцев с включениями массивных фтанитов. Спиллитовая серия образована спиллитами, причем в юго-восточной части Баррандиена, прилегающей к Молданубскому блоку, ее начальный магматизм более дифференцирован — от спиллитов до кварцевых кератофиров. Для давельской свиты верхов этой серии характерен преимущественно кислый (кератофировый) экструзивный магматизм. Самые верхние — лечицкие слои этой серии сложены частично окремненными туффитовыми квасцовыми сланцами. Послеспиллитовая серия имеет флишевый характер и образована ритмичным чередованием граувакк, алевролитов и сланцев. На юго-востоке Баррандиена в ее составе появляются невыдержанные пропластки и линзы конгломератов. Все три серии альгонка залегают согласно, причем их суммарная мощность достигает по меньшей мере 7—8 *км* (Röhlich, 1965). Упомянутые отложения П. Рёлих считал принадлежащими Среднечешской интрагеосинклинали ассинтской геосинклинальной системы, однако последняя, по-видимому, входит в состав эвгеосинклинальной зоны Англо-Галицийской полосы байкалид.

По данным П. Рёлиха, тектоника альгонка Средней Чехии определяется байкальской складчатостью, имевшей место после отложения послеспиллитовой серии, но до начала кембрийского осадконакопления в районе горной гряды Брды. Как известно, в этом районе установлены единственные в Баррандиене фаунистически охарактеризованные отложения кембрия — йинецкие слои, представленные алевритистыми сланцами с пачками известковистых песчаников и песчанистых известняков. В йинецких слоях обнаружены трилобиты конца среднего кембрия, причем ниже их прослеживается мощная (до 2,2 *км*) толща немых псаммитов. Она заканчивается житецкими или глубошинскими конгломератами, резко трансгрессивно и несогласно перекрывающими собранные в складки сланцы и граувакки альгонка. По мнению чешских геологов (Гавличек и др., 1958), часть этой толщи псаммитов принадлежит еще к среднему кембрию, но определить, когда началось ее накопление — в начале среднего или в конце позднего кембрия — невозможно.

Необходимо отметить, что вопрос о временны́х и структурных соотно-

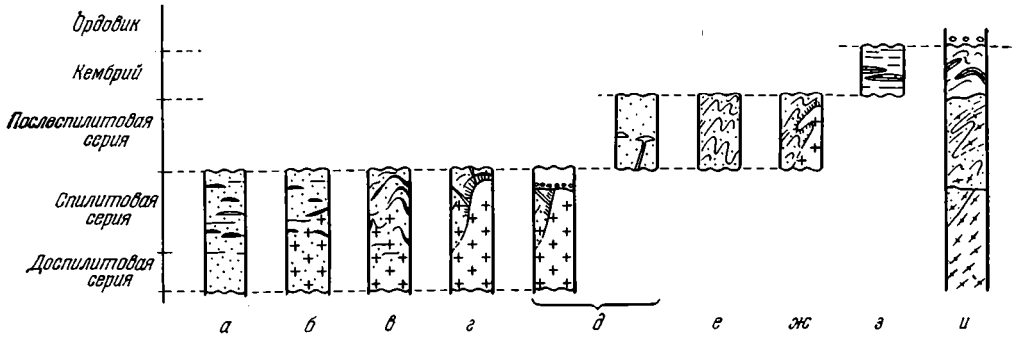
шениях упомянутых серий альгонка Баррандиена с метаморфизованными породами Молданубикума нельзя считать окончательно решенным. Мнения исследователей по этому поводу расходятся: одни (Bubnoff, 1930; Maška, Zoubek, 1960) допускают, что при ассинтской складчатости ядро Молданубикума существовало как консолидированный блок, другие (Stille, 1958; Павловский, 1960; Dudek, Suk, 1965; Дудек, Сук, 1966) считают, что главный этап метаморфизма и дислокаций совпадает с ассинтской складчатостью (с ее наиболее древней — железногорской фазой) и даже утверждают (Losert, 1967), что в Молданубикуме нет никаких доказательств «молданубского» доассинтского орогенеза. А. Дудек и М. Сук (1966) принимают, что метаморфизованные серии Молданубикума соответствуют нижней и средней частям альгонка Баррандиена.

К северу от Чехословакии глубоко метаморфизованные породы докембрия известны в Польских Судетах: на востоке, в массиве Снежника, и на западе, в Совьих горах. По степени метаморфизма их сопоставляют с породами Молданубикума. К альгонку (рифею) в Западных Судетах относят старомястские метабазиты и радзимовецкие (или альтенбергские) сланцы. В составе последних различаются: внизу — грубозернистые сланцевые граувакки с прослоями кремнистых и глинистых графитовых сланцев, выше — глинистые сланцы с прослоями граувакк и кремнистых сланцев, еще выше — серицитовые сланцы с прослоями кварцитов и графитовых кремнистых сланцев (Ксёнжкевич, Самсонович, 1956; Ксёнжкевич и др., 1964; Samsonowicz, 1956).

Более высокое стратиграфическое положение, вероятно, занимают менее интенсивно дислоцированные и слабее метаморфизованные войцешовские известняки, точнее — мраморы (до 200 *м*). В них присутствуют прослои красных сланцев, подобных тем, которые в смежном с Западными Судетами Лаузице встречаются в таких же известняках, и содержатся трилобиты, характерные для низов зоны *Protolenus* нижнего кембрия. Кстати, недавно в известняках района г. Гёрлица (Лаузиц) обнаружена фауна, характерная для атдабанского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы (Розанов и др., 1969). В Западных Судетах характер контакта между войцешовскими известняками и радзимовецкими сланцами не установлен.

В Лаузице наиболее древними отложениями Внутрилаузицкого палеозойского геосинклинального трога являются отложения низов нижнего кембрия: доломиты, глинистые известняки, глинистые сланцы с эодискусами, а также песчаники, диабазовые туфы и диабазы, резко сменяющие друг друга по простиранию. Низы их разреза неизвестны, однако несомненно, что их подстилают интенсивно дислоцированные «лаузицкие граувакки», прорванные гранодиоритами и гранитами. В последние годы при анализе старых данных по акритархам (Timofejew, 1958) и полученных новых данных Г. Бурманн (Burmann, 1966; Бурманн, 1968) надежно доказала их докембрийский — рифейский возраст. В составе «лаузицких граувакк» сейчас различаются относимые к среднему альгонку гёрлицкие слои (до 1,5 *км*) — граувакки и аргиллиты, а выше — каменцерские слои (до 1,0—1,2 *км*), по-видимому, принадлежащие к верхнему альгонку — граувакки, глинистые сланцы, местами метабазиты, известковистые граувакки и породы, обогащенные графитом (Brause u. a., 1962; Brause, Hirschmann, 1964).

Отложения альгонка, судя по обнажениям и скважинам Лаузица (скв. Фёрстген-2 и др.), дислоцированы весьма интенсивно. Принимается, что ассинтская складчатость была двухфазной, причем в течение более древней фазы возникли слабовергентные крупные складки запад-северо-западного простирания, а в течение более молодой фазы проявлялась лишь зональная складчатость и породы альгонка были кливажированы. Более древняя фаза ассинтской складчатости завершилась интрузией Зейден-



Фиг. 28. Этапы формирования гнейсов Рудногорского ассинтского блока (по G. Mobus, 1964)

Объяснения в тексте

бергских гранодиоритов, которые в более молодую фазу претерпели лишь слабый катаклаз. К ассинтской эпохе складчатости принадлежат и другие магматические проявления Лаузица, в частности интрузия Румбургских гранитов. На заключительных этапах этой эпохи возник Внутрилаузицкий разлом, позднее послуживший юго-западным ограничением палеозойского геосинклинального трога (Brause, Hirschmann, 1964).

Значительно более высоким метаморфизмом отличаются породы докембрия Рудногорского блока. По Г. Мобусу (Möbus, 1964), формирование его гнейсов прошло следующие стадии (фиг. 28).

а. Предполагаемый выровненный молданубский фундамент был трансгрессивно перекрыт однообразной серией отложений, отвечающей доспиллитовой и спиллитовой сериям альгонка Чехии. При раннем инициальном магматизме ассинтского орогенеза рельеф был сильно расчленен, и среди граувакковых отложений появились прослои кремнистых сланцев и сланцев с пиритом, затем — кварцитов, и наконец — мергелистых и известняковых образований.

б. В ранний период ассинтского орогенического развития произошло повышение геотермического уровня, которое обусловило анатектическое метасоматическое преобразование ранее сформировавшихся альгонкских серий в тонкозернистые, богатые реликтовыми участками двуслюдяные гранодиориты.

в. Главная орогеническая фаза ассинтского орогенеза была внутриальгонкской, причем в конце ее интрудировали палингенетические гранодиориты, которые в верхней части земной коры имели низкую степень метаморфизма.

г. Поднятие и последующий размыв обнажили кровлю гранодиоритовых плутонов и их контактовые зоны.

д. На более древнем комплексе накопились молассоподобные пелит-псаммитовые отложения, отвечающие послеспиллитовой серии альгонка Чехии. С ними был связан субсеквентный вулканизм.

е. В конце позднего альгонка, в позднеассинтскую орогеническую фазу, послеспиллитовая грауваккова серия претерпела складчатость.

ж. Затем она подверглась региональному метаморфизму благодаря внедрению турмалинсодержащих биотитовых гранитов, интрузии которых были подчинены существовавшим структурным направлениям.

з. После внедрения гранитов и связанных с ними аплит-пегматитовых жил накопились кембрийские отложения.

и. Затем весь комплекс пород Рудных гор подвергся метаморфизму (до катозонального), превращен в гнейсы и перекрыт самыми нижними слоями ордовика.

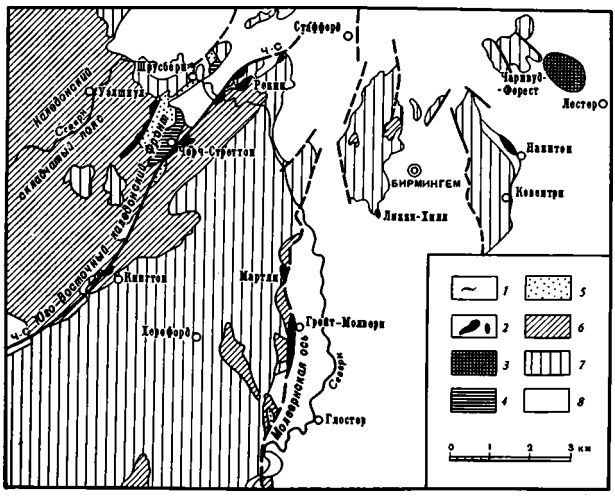
Рассматривая в целом Фихтельгебиргско-Рудногорскую зону, В. Лоренц и К. Хот (Lorents, Hoth, 1964) выделяли внизу монотонный комплекс серых гнейсов и более молодую пресницкую серию, которая наряду с метаграувакками и метаконгломератами содержит карбонатные породы, переходящие в скарны, а ниже — метабазиты. Они указывали, что тектонические соотношения между перечисленными породами неясны, а предполагаемая между ними внутриассинтская складчатость установлена недостаточно надежно. Заметим, что временно́е положение позднеассинтской складчатости, принимаемое Г. Мобусом, не доказано, так как кембрийский возраст верхних гнейсов Рудных гор пока подтвержден быть не может.

Обнаженные к северо-западу от Рудных гор гранулиты Гранулитового массива до сих пор считаются «...самым древним членом Среднеевропейского докембрия» (Hoth, 1968, стр. 81). Гранулитовый массив рассматривается как часть Молданубикума (Watznauer, 1955) и в схемах корреляции древних серий помещается даже ниже серых гнейсов Рудных Гор (Hirschmann u. a., 1968, рис. 1). Допускается, что гранулитовая фация возникла при докембрийском орогенезе — молданубском, по В. Зоубеку (Tectonic development.., 1960). Однако определения их абсолютного возраста, выполненные в СО АН СССР, показали, что метаморфизм гранулитов является раннекаменноугольным и поэтому не может служить мерилом степени их древности. Между тем, наличие местами по краям Гранулитового массива ультрабазитов позволяет условно параллелизовать их со спиллитовой серией Чехии (Hoth, 1968).

Проще определяется стратиграфическое положение слабее метаморфизованных докембрийских пород Шварцбургского седла, которое в пределах гряды Тюрингского Леса намечает юго-восточную окраину Среднегерманской кристаллической зоны, или Среднегерманского «порога». Этот порог протягивается от Оденвальда и Шпессарта через северо-запад Тюрингского Леса на гору Кифхёйзер и от нее в район городов Йена, Галле, Лейпциг и Доберлуг-Киррхайн. Шварцбургское седло является асимметричным мегантиклинорием, в обнаженном ядре которого, приближенном к Обергофской синклинали, прослеживаются сложно дислоцированные биотитовые и хлоритовые сланцы катцхюттских слоев. На северо-западе они резко погружаются под молассы нижней перми, а на юго-востоке также весьма круто и, как правило, ступенчато уходят под филлиты гольдистальских слоев предположительного кембрия и под мощные отложения ордовика, которые преимущественно распространены на юго-востоке Шварцбургского седла.

Уже давно принимаются докембрийский возраст катцхюттских слоев и их возможная параллелизация с альгонком Чехии (Gaertner, 1932, 1934, 1944, 1951). В составе этих слоев различаются кварцевые филлиты и филлитовые кварциты, глинистые сланцы и грауваккн с кремнистыми и алунитовыми сланцами, а также метабазиты, вверху — грауваккн, местами конгломератовидные, и глинистые сланцы. Предполагавшийся ранее двукратный метаморфизм этих слоев (Falk, 1966) подтверждения не находит, и считается, что он был однократным и только варисцийским (Hoth, 1968).

К северо-востоку от Шварцбургского седла, но в пределах Среднегерманского порога, породы альгонка вскрыты рядом скважин и обнажены в черте г. Лейпцига, где прослеживаются грауваккн. Характерно, что в граувакках Лаузица и Среднегерманского порога (в катцхюттских слоях Шварцбургского седла и пелитах, вскрытых скв. Йена-104) обнаружены нитчатые водоросли, лейосферы и фавозосферы, а также (в граувакках Лаузица) фрагменты *Vallenia erlingi* Ped.— органические остатки, обосновывающие докембрийский возраст вмещающих их слоев (Burmann, 1966; Бурманн, 1968).



Фиг. 29. Схема расположения выходов докембрийских образований в Центральной Англии (по Д. К. Г. Андерсону, 1968)

1—5 — докембрийские образования:
1 — сланцы Раштон,
2 — уриконские и молвернские,
3 — чарнийские,
4 — восточнолонгминдские,
5 — западнолонгминдские;
6—8 — отложения платформенного чехла:
6 — нижнепалеозойские,
7 — верхнепалеозойские;
8 — мезозойские.
Ч-С — зона разломов Чёрч-Стреттон

Значительно более метаморфизованы докембрийские породы седла Рула в Тюрингском Лесе, также принадлежащего Среднегерманскому поро*ду*. Над его «молданубскими» гнейсами выделяются на западе — серия Рула, на востоке — серия Трузе (Gaertner, 1944, 1951; Neumann, 1964а, б, 1966). Серия Трузе охватывает пеструю броттеродскую фацию (серию) с метабазитами, графитовыми сланцами и местами карбонатами, а также зеймбергскую фацию (серию), представленную сланцеватыми граувакковыми (?) гнейсами, сочетающимися с метабазито-кварцитами. Серия Рула, образованная преимущественно метакварцитами и метапелитами, крайне редко — магнетитовыми гнейсами, условно коррелируется с ордовиком и силуром юго-восточного склона Шварцбургского седла.

Сопоставляя разрезы пород докембрия, выходящих в ядрах палеозойских складчатых сооружений юга ГДР, Г. Хиршманн, К. Хот и В. Лоренц (Hirschmann u. a., 1968) пришли к выводу, что в их составе в латеральном направлении выдерживается толща зеленокаменных пород — метабазитов, связанных с кремнистыми сланцами. Ее наличие намечает расчленение альгонка, подобное чешскому: на доспиллитовую, спиллитовую и послеспиллитовую серии. Со спиллитовой серией сопоставляются броттеродская серия седла Рула, богатая метабазитами, альтенфельдские слои, обособляющиеся в средней части катцхюттских слоев Шварцбургского седла, каменцерские слои Лаузица и старомястские метабазиты Западных Судет.

Приведенными данными пока ограничиваются сведения о характере рифейских (альгонкских) пород, обнаженных в ядрах палеозойских складчатых сооружений, сопредельных с Северо-Германской низменностью. По облику они являются эвгеосинклинальными, как и отложения рифея Центральной Англии.

Для докембрийских пород Центральной Англии (фиг. 29) принимается следующая стратиграфическая последовательность: молвернские образования→сланцы Раштон→уриконские образования→чарнийские образования (примерно 1000 млн. лет)→восточнолонгминдские образования→западнолонгминдские образования (Андерсон, 1968).

Молвернские образования обнажены в зоне разлома (Молвернской оси), проходящей по левобережью р. Северн, и представлены гнейсами кисло-среднего состава, отчасти роговообманковыми гнейсами и эпидиоритами, а также кварцево-слюдистыми и слюдистыми сланцами. Они рассечены жилами аплитов и пегматитов, причем парасланцы местами
ецированы и магматизированы.

В той же зоне разлома, на восточном склоне кряжа Молверн-Хиллс, отмечены неизмененные изверженные породы группы Уоррен-Хаус: риолитовые и спиллитовые лавы и туфы с интрузивными долеритами. Соотношения между этими изверженными и молвернскими образованиями не выяснены; они соприкасаются по разломам, но местами, возможно, отложения группы Уоррен-Хаус перекрывают молвернские образования. Д. Андерсон указывал на возможное соответствие группы Уоррен-Хаус уриконским образованиям и отмечал, что округлые гальки очень сходных пород встречаются поблизости в базальных кварцитах кембрия.

Недостаточно определенное положение в разрезе занимают кварцево-слюдистые сланцы Раштон, имеющие ограниченное распространение в зоне разлома Чёрч-Стреттон. Соотношения их с уриконскими и лонгминдскими образованиями не установлены, причем допускается, что они могут быть либо синхронны тем или другим, либо, с учетом высокой степени метаморфизма, являются более древними. Заметим, что степень метаморфизма пород, особенно на юго-восточном ограничении фронта каледонид, вряд ли может быть показательной для надежного установления их стратиграфического положения.

Уриконские образования прослеживаются в зоне разлома Чёрч-Стреттон, а также восточнее, на холмах Ликки-Хиллс и близ Нунитона. В зоне разлома Чёрч-Стреттон они представлены риолитовыми лавами, часто обладающими полосчатыми текстурами течения, андезитовыми лавами, туфами, брекчиями и конгломератами, состоящими преимущественно из вулканогенного материала. Они заключают интрузивные фельзиты, гранофиры, базальты и долериты. Близ Рекина (Урикона римлян) уриконские образования несогласно перекрыты конгломератами и кварцитами кембрия. На холмах Ликки-Хиллс им, по-видимому, соответствуют туфы и песчаники, а близ Нунитона — пепловые туфы и песчаники серии Кальдекот, также перекрытой кварцитами кембрия. В. Уайтерд (Whitard, 1952) и Дж. Райт (Wright, 1968) принимали, что уриконские образования древнее обеих лонгминдских серий, а Дж. Джеймс (James, 1956) наблюдал несогласное залегание западнолонгминдских образований на уриконских (но в перевернутом разрезе).

Чарнийские образования прослеживаются на холмах Чарнвуд-Форест в Лестершире, где в их составе различаются серии Блекбрук, Меплвелл и Бранд (Watts, 1947). Наиболее древняя серия Блекбрук (видимая мощность до 1000 *м*) представлена зеленоватыми, коричневыми или кремово-серыми роговиковыми сланцами, фельзитами и тонкозернистыми кварцитами. Среди них прослеживаются одна или две пачки грубых песчаников, типичных для вышележащих серий. Роговиковые сланцы, составляющие не менее половины объема серии Блекбрук, состоят из тонкого пеплового материала. Ее верхние горизонты образованы зеленоватыми кремнистыми роговиками. Вдоль разломов породы серии Блекбрук интрудированы дайками сиенитов, а по плоскостям кливажа и напластования нередко окрашены в пурпурно-красный цвет, вероятно, обусловленный красными мергелями, некогда их покрывавшими.

В основании серии Меплвелл прослеживается пачка фельзитовых агломератов, состоящих из обломков (до 0,3 *м*) красных фельзитов, ортофиров, реже — риолитов, дацитов и андезитов, скрепленных зеленоватым песчанистым цементом. В нижней части этой пачки иногда присутствуют белые грубозернистые песчаники, которые не всегда четко отделены от агломератов.

Выше выделяется пачка роговиков Бекон-Хилла — наиболее характерных пород Чарнийского Леса. Это зеленые (при выветривании белые или кремовые) роговики, часто окремненные и близ разломов замещенные кремнями. Среди них часто встречаются прослои разных по зернистости вулканогенных песчаников или грубых пеплов.

Вышележащая пачка сланцевых агломератов содержит (как и нижняя пачка серии Меплвелл) обломки фельзитов, андезитов и других изверженных пород, но, помимо их, большое количество обломков пурпурных и зеленых сланцев, а также роговиков. Агломераты местами переслаиваются с роговиками, а их более тонкие прослои встречаются и в нижних пачках серии Меплвелл.

Разрез этой серии заканчивается слоями Вудхауз, напоминающими роговики Бекон-Хилла, но песчаники в них встречаются чаще, а роговики — реже. Песчаники слоев Вудхауз нередко кварцитовидные и иногда содержат обломки сланцев. На плоскостях напластования оливково-зеленых роговиков встречаются волноприбойные знаки. Местами в верхней части разреза обособляются «полосчатые слои» — слоистые зеленые или пурпурные сланцы и песчаники.

В 1958 г. Т. Форд (Ford, 1958) в слоях Вудхауз северного карьера Чарнвуд Гольф Корс на плоскостях напластования тонкозернистой туффитовой кремнистой породы, ороговикованной и кливажированной, обнаружил дискообразные и вайеподобные отпечатки *Charnia minor* Ford, отнесенные к морским перьям. Заключающие их отложения имеют абсолютный возраст около 1 млрд. лет (Ford, 1962), несомненно относятся к рифею и прорваны интрузивными породами с абсолютным возрастом 684±29 млн. лет (Ford, 1967).

Серия Меплвелл постепенно сменяется серией Бранд, разрез которой начинается пачкой конгломератов Хенгингрокс. Они состоят из хорошо окатанной гальки кварцитов, сланцев, фельзитов и вулканических туфов, сгруженной в грубом цементе. Их обломочный материал, вероятно, происходит из подстилающей серии Меплвелл. Конгломераты переслаиваются с темно-пурпурными шелковистыми сланцами. Породы этой пачки уплотнены, кливажированы, причем гальки конгломератов уплощены и размещены по плоскостям кливажа, а грубые песчаники приобрели оскольчатую отдельность.

Выше прослеживается маркирующая пачка почти черных, с пурпурным оттенком, грубых полевошпатовых песчаников, пронизанных многочисленными жилами молочно-белого кварца. По простиранию песчаники иногда переходят в пурпурные и черные кварциты, переслаивающиеся со сланцами.

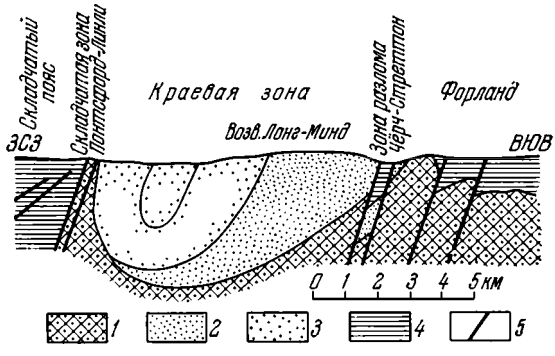
Разрез серии Бранд заканчивается пачкой сланцев Свитленд, обычно пурпурных, но в отдельных прослоях нередко зеленых. В ее нижней части встречаются прослои пеплов и агломератов, а в ее верхней части — только редкие прослои пеплов.

Д. Андерсон (1968) считал, что восточно- и западнолонгминдские образования по отношению к чарнийским занимают более высокое стратиграфическое положение, хотя выходы этих образований разобщены (см. фиг. 29). Восточнолонгминдские образования (свыше 3600 *м*), прослеживающиеся в зоне разлома Чёрч-Стреттон, представлены глинистыми сланцами, плитняками и песчаниками с некоторым количеством туфов. В их разрезе выделяется много стратиграфических подразделений, причем в основании верхнего из них выявлено несогласие. Наличие его позволяет выделить нижние — стреттонские и отделенные от них несогласием верхние — минтонские образования (James, 1956). Западнолонгминдские образования, или серия Уэнтор (3360—4880 *м*), сложены грубозернистыми песчаниками, конгломератами, реже — глинистыми сланцами. В конгломератах встречаются обломки уриконских вулканических пород.

Обращаясь к материалам по докембрию Центральной Англии, А. А. Богданов (1961, стр. 52) допускал, что к архею могут быть условно отнесены молвернские образования и сланцы Раштон, тогда как уриконские образования являются вероятными аналогами дала-порфиров, а чарнийские образования — аналогами собственно иотния Балтийского

щита. Позднее он (Богданов, 1967, стр. 22) уриконские, чарнийские и лонгминдские образования стал считать орогеническими формациями байкальской (от 500—550 до 850 млн. лет) и дальсландской, или раннебайкальской (от 850 до 1200 млн. лет), тектонических эпох.

Между тем, молвернские образования и сланцы Раштон прослеживаются в зонах крупных разломов, и степень их метаморфизма не отвергает их возможный рифейский возраст. Что же касается наиболее молодых — лонгминдских образований, то английские геологи рассматривают восточнолонгминдские как флишеподобные, а вышележащие западнолонгминдские — как молассоподобные (Taylor, 1958). Западнолонгминдские образования в зоне разлома Чёрч-Стреттон на востоке перекрывают восточнолонгминдские, а на западе — уриконские образования. Они выполняют запрокинутую на восток-юго-восток синклинальную складку (фиг. 30), в пределах которой поверхность несогласия, прослеживающаяся в основании западнолонгминдских образований, срезает поверхность более древнего достреттонского несогласия (James, 1956).



Фиг. 30. Схематический геологический профиль через возвышенность Лонг-Минд и ее склоны (по J. James, 1956)

1—3 — докембрийские образования:
1 — уриконские,
2 — восточнолонгминдские,
3 — западнолонгминдские;
4 — кембрийские на востоке-юго-востоке) и нижнепалеозойские (на западе-северо-западе) образования;
5 — разломы

Несмотря на еще недостаточно разработанную стратиграфию докембрийских пород Центральной Англии, по-видимому, можно считать их последовательность, принятую Д. Андерсоном, наиболее обоснованной. При этом западнолонгминдские образования, вероятно, являются орогенными.

Породы фундамента Центральной Англии, по данным Ф. Даннинга (Богданов, 1961) и других исследователей, интенсивно дислоцированы и образуют систему складок северо-западного — чарнийского направления (Watts, 1947; Watts, Gregory, 1937; Жинью, 1952), резко отличного от общего северо-восточного простирания каледонид Северной Англии. Возраст основной складчатости пород фундамента Центральной Англии не моложе 600±20 млн. лет (Meneisy, Miller, 1963), т. е. байкальский.

Залегающие над складчатыми породами рифея отложения платформенного чехла начинаются кварцитами нижнего кембрия (Cobbold, 1920—1921, 1927; Cobbold, Pocock, 1934; Stubblefield, 1956) и дислоцированы весьма слабо. В. Уотс указывал, что «движения того же направления (северо-западного.— *Вс. Ж.*) затронули как кембрийские, так и более поздние породы в Нунитоне, но так незначительно по сравнению с разломами, дроблением и кливажем в Чарнвуде, что они явно являются постумными по своей природе. Это простая морщина, наложившаяся на перекрывающие породы возобновлением движений в подстилающих и более древних породах» (Watts, 1947, стр. 103).

В Центральной Англии, в районе Нунитона, упомянутые кварциты именуются хартсхиллскими (Edmunds, Oakley, 1947), а западнее, на окраине Уэльса,— рекинскими, или молвернскими (Pocock, Whithead, 1948).

Хартсхиллские кварциты (около 290 *м*), по существу, являются плотными розовато-серыми песчаниками, в основании грубыми, переходящими в конгломераты с галькой докембрийских пород, а вверху (в гравелитах Камп Хилл) заключающими прослои красных хиолитовых известняков. Над ними прослеживаются исключительно тонкослоистые пурпурные, в отдельных прослойках зеленые и серые сланцы Перли, самая нижняя часть которых (около 45 *м*) содержит слои карбонатных стяжений и принадлежит еще к нижнему кембрию.

Рекинские и молвернские кварциты (17—40 *м*) обычно являются чисто белыми и заключают многочисленные обломки уриконских пород и даже (молвернские кварциты) пачки образованных ими конгломератов. Выше выделяются также относящиеся к нижнему кембрию нижнекомлейские известняки и песчаники и нижнехолибашские песчаники, общая мощность которых не превышает 170 *м*. В составе нижнекомлейских слоев различаются хиолитовые песчаники с прослоями конгломератов, глауконитовые песчаники с пачками сланцев и песчанистые известняки.

К среднему кембрию относится основная часть разреза упомянутых сланцев Перли (около 290 *м*), а также сланцы Абби (до 38 *м*), которые не принято исключать из состава вышележащих, уже заведомо верхнекембрийских сланцев Олдбери. В более западных разрезах им соответствуют верхнекомлейские и верхнехолибашские песчаники общей мощностью 100—170 *м*. При этом верхнехолибашские слои образованы глауконитовыми, иногда грубыми песчаниками с прослоями конгломератов, сланцев и полосчатых известняков.

Верхний кембрий представлен сланцами Олдбери (до 590 *м* без сланцев Абби), темно-серыми, тонкослоистыми, с прослоями черных карбонатных и зеленых сланцев, а также алевропелитов. В более западных разрезах им соответствуют лингуловые слои (до 80 *м*) — темно-серые сланцы с редкими известковистыми конкрециями, сменяющиеся черными сланцами с горизонтами конкреций.

Еще выше залегают традиционно включаемые в состав кембрия отложения тремадока, к которым относятся зеленовато-серые сланцы Меревел (до 135 *м*), а в более западных разрезах — сине-серые шайтонские и светло-зеленые бронзилские глинистые сланцы (до 1000—1350 *м*). Характерно, что общая мощность отложений кембрия и тремадока в Центральной Англии не превышает 1300 *м*, тогда как в Северном Уэльсе она возрастает более чем в четыре с половиной раза и достигает 6000 *м* (Edmunds, Oakley, 1947).

Вышележащие отложения ордовика на большей части площади Центральной Англии отсутствуют. Лишь в зоне разлома Чёрч-Стреттон в области Карадок на Кардингтонских холмах появляются отложения карадока (не менее 700 *м*). Их разрез начинается песчаниками и известняками Хоур Эдж, залегающими непосредственно на уриконских породах. В их основании прослеживаются конгломераты и гравелиты, содержащие гальку и обломки изверженных докембрийских пород со следами эолового выветривания. Выше в песчаниках встречаются прослои раковинных известняков. Над отложениями группы Хоур Эдж, последовательно сменяя друг друга, залегают сланцы группы Харнедж, аргиллиты, песчаники и известняки группы Чатвел, аргиллиты и сланцы группы Лонгвиль, известняки и сланцы группы Актон Скотт (Pocock, Whitehead, 1948).

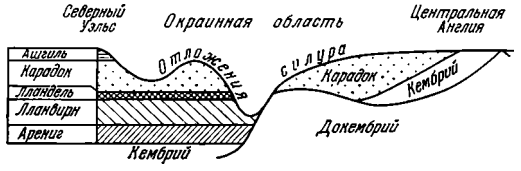
К северо-западу от разлома Чёрч-Стреттон, уже в пределах каледонид, лишь местами разрез ордовика сокращен. Так, например, в районе Понтесфорда непосредственно на докембрии залегают относящиеся к карадоку понтесфордские сланцы (не менее 330 *м*), в основании содержащие конгломераты с галькой докембрийских пород.

Принципиально иной характер имеет разрез ордовика несколько се-

веро-восточнее Понтесфорда, в областях Стиперстон, Шалве и Чирбари, где по граптолитам различаются:

1. Отложения аренига (не менее 700 *м*) — стиперстонские кварциты и конгломераты и миттонские глинистые сланцы и аргиллиты.
2. Отложения лланвирна — сланцы группы Хопп (260 *м*), туфы, брекчии и лавы, переслаивающиеся со сланцами и составляющие группу Степли (300 *м*), нижние грубые песчаники, сланцы и аргиллиты, а также верхние грубые песчаники группы Вестон (170 *м*), сланцы и аргиллиты группы Беттон (75 *м*).
3. Отложения лландейло — мидоутаунские сланцы (275 *м*) с пачками известняков и известковистых аргиллитов, а также с одной-двумя пачками туфов.
4. Отложения карадока — роринтонские аргиллиты и сланцы (130 *м*), а также олдреские песчаники (песчаники Спайвуд) и сланцы общей мощностью до 300 *м*, вулканические породы, сланцы, вулканические породы Уиттери группы Хегли (270 *м*) и сланцы Уиттери группы Маринтон (330 *м*).

Породы ордовика здесь прорваны интрузиями кварцевых долеритов, авгитовых андезитов, местами пикритов. В Центральной Англии послетремадокскими считаются силлы роговообманковых изверженных пород, присутствующие в отложениях кембрия и располагающиеся параллельно напластованию.



Фиг. 31. Соотношения отложений ордовика Северного Уэльса и Центральной Англии (по R. Pocock, T. Whitehead, 1948)

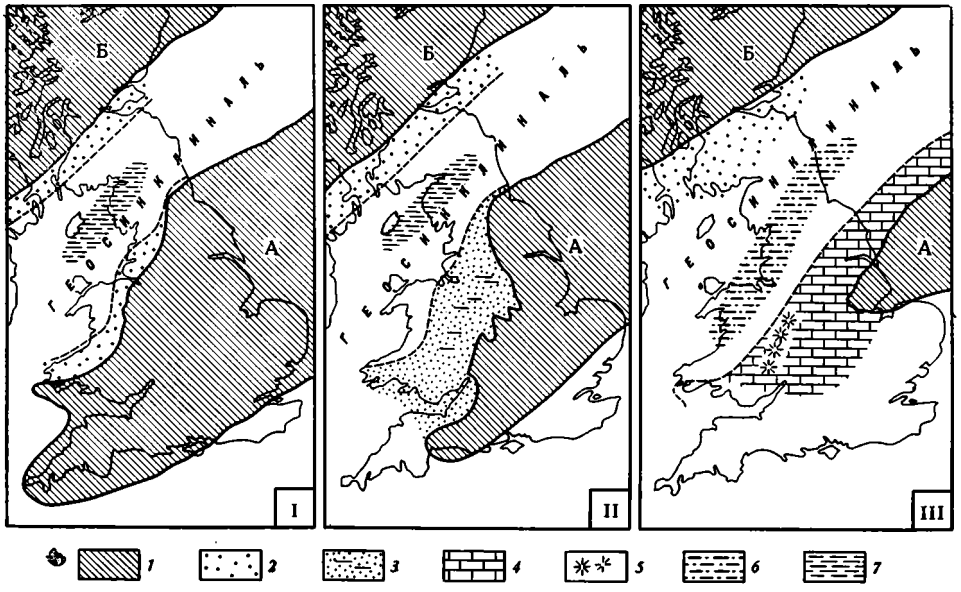
Различия между разрезами Центральной Англии и Северного Уэльса, отчетливо определившиеся уже в досилурийское время (фиг. 31), не менее четко проявились и в силуре, причем на востоке устанавливаются признаки длительно существовавшей суши Мидленда, окаймленной зонами распространения прибрежных и мелководных фаций (фиг. 32). При этом четкой зоной раздела мелководных и глубоководных граптолитовых фаций в силуре по-прежнему служила зона разлома Чёрч-Стреттон, ограничивающая с северо-запада докембрийский блок Центральной Англии и отделяющая его от каледонской геосинклинали (фиг. 33).

Разрез силура Центральной Англии начинается отложениями верхнего лландовери — неповсеместно присутствующими песчаниками и конгломератами Рэбери и сланцами Рэбери, как правило, маломощными.

К венлоку относятся голубые глинистые известняки Уолхоп или Бар (до 30—50 *м*) с тонкими прослоями глинистых сланцев, местами рифовые, а также серовато-зеленые сланцы (до 330 *м* на западе) с тонкими прослоями известняков и вышележащие известняки (до 85 *м* на западе), в средней, большей по мощности, части разреза конкреционные.

В составе отложений лудлова различаются нижнелудловские сланцы (до 300 *м* на западе), известняки Айместри (от 27 *м* на востоке до 135 *м* на западе) и верхнелудловские сланцы (от 14 *м* на востоке до 235 *м* на западе). Серые нижнелудловские сланцы переслаиваются с песчанистыми аргиллитами и содержат тонкие прослои и горизонты конкреций известняков. Известняки Айместри на западе внизу темно-синие, массивные, но вверху они замещаются серыми аргиллитами с прослоями конкреционных известняков. В восточных разрезах им соответствуют пестрые (пурпурные и зеленые) известковистые аргиллиты, местами — известняки. Серые верхнелудловские сланцы — песчанистые, известковистые и содержат стяжения известняков.

Мощность отложений силура в Центральной Англии, как и более древних отложений палеозоя, по сравнению с мощностью синхронных им отложений Уэльса, резко сокращена: в пределах последнего суммарная

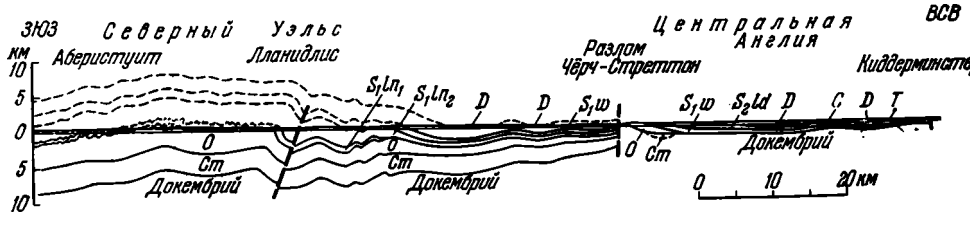


Фиг. 32. Палеогеографические схемы, иллюстрирующие предполагаемые этапы постепенного затопления суши Мидленда в раннем лландовери (*I*), позднем лландовери (*II*) и в конце венлока (*III*) водами силурийского моря (по F. Edmunds, K. Oakley, 1947)

1 — области суши (А — Мидленда, Б — Северо-Атлантического континента);
2 — мелководные зоны с изменчивой седиментацией;
3 — зоны мелководья с раковинными, местами с граптолитовыми фациями;
4 — зона шельфа с сильными течениями и с карбонатными отложениями;
5 — мелкие коралловые рифы;
6 — зоны накопления глин и алевритов;
7 — глубоководные зоны с граптолитовыми илами

мощность отложений кембрия, ордовика и силура превышает 12 *км* (Jones, 1956).

Над отложениями лудлова в Центральной Англии развиты красноцветные породы даунтона, в основании которых прослеживается костеносный слой, переполненный костями рыб. В составе этих пород выделяются отложения групп Тимесаид и Ледбери. Группа Тимесаид представлена внизу коричневыми песчаниками и песчанистыми аргиллитами с тонкими прослоями известняков, а вверху — зелеными и красными сланцами с тонкими прослоями песчаников. Группа Ледбери (или «красный» даунтон) сложена пурпурными глинистыми аргиллитами. В более западных разрезах в составе отложений даунтона различаются «серый» и «красный» даунтон. «Серый» даунтон образован желтовато-серыми массивными песчаниками (около 15 *м*), перекрытыми зеленовато-серыми или оливковыми сланцами (около 40 *м*) с тонкими прослоями песчаников,



Фиг. 33. Схематический геологический профиль Северный Уэльс — Центральная Англия (по O. Jones, 1956)

Индексами обозначены: Cm — кембрий, O — ордовик; S_1ln_1 — нижний лландовери, S_1ln_2 — верхний лландовери, S_1w — венлок; D — девон, C — карбон, T — триас

а «красный» даунтон — красными мергелями и песчаниками (около 100 *м*).

К девону в Центральной Англии относятся нижние и верхние древние красные песчаники, причем первые из них (до 275 *м* на западе) сложены песчаниками и роговиками с прослоями мергелей, а вторые — желтыми тонкозернистыми известковистыми, красными и зелеными песчаниками с прослоями красных мергелей и кварцевых конгломератов.

Отложения карбона в южных районах Центральной Англии залегают согласно на песчаниках девона, а в северных ее районах трансгрессивно перекрывают более древние отложения палеозоя и, местами, породы докембрийского фундамента. Их разрез начинается мелководными серыми, иногда красными оолитовыми известняками и доломитами, сланцами и песчаниками, местами конгломератами изменчивой мощности. Так, например, в одной из скважин, пробуренных в Икринге, мощность конгломератов, переслаивающихся со сланцами, достигает 600 *м* (Уармен и др., 1959). Выше преобладают известняки, которые местами становятся глинистыми и сменяются глинами. Среди известняков встречаются прослои эффузивов, иногда — интрузии основных изверженных пород. Общая мощность карбонатно-терригенных отложений низов карбона, относящихся к турнейскому и визейскому ярусам, в северных разрезах превышает 1000 *м*, но к югу, к выходам докембрийских пород, они выклиниваются.

Над ними выделяется свита жерновых песчаников, образованная переслаиванием аргиллитов, алевролитов, тонких пластов угля, неравномерно отсортированных грубых песчаников, иногда чередующихся с маломощными пачками глинистых сланцев и даже известняков. Мощность этих отложений на севере превышает 1000 *м*, к югу она резко уменьшается.

Вышележащая угленосная, или продуктивная, свита в основном сложена серыми аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками с прослоями углей и подстилающих их глин. В юго-восточных разрезах свиты появляются прослои основных эффузивов. Мощность ее отложений различна для разных угольных полей, причем на севере местами она превышает 1000 *м*, а в Уэльсе возрастает до 2,5 *км* и более.

На северо-западе Центральной Англии над угленосной свитой выделяются слои Энвилль, представленные красными мергелями и известковистыми песчаниками, местами внизу заключающими тонкие прослои известняковых конгломератов, а вверху — прослои брекчий. Прослои угля в слоях Энвилль отсутствуют и, возможно, что они частично относятся уже к перми. Их мощность в Варвикшире достигает 1100 *м*.

Характерно, что породы допалеозойского фундамента от их выходов на поверхность заметно погружаются к северу, причем глубина их залегания возрастает до —4000—6000 *м* в сторону Шеффильда — Линкольна — Линдси (Богданов, 1968б). Перекрывающие их допермские отложения палеозоя, как и вышележащие породы перми и мезозоя, принадлежат к платформенному чехлу, развитому в пределах вершины западного внешнего угла Европейской платформы.

Вероятный характер структурных ограничений западного внешнего угла Европейской платформы

Одним из наиболее сложных и до сих пор еще неполно освещенных в геологической литературе вопросов тектоники является вопрос о пространственных и временны́х взаимоотношениях платформ и обрамлявших их геосинклинальных областей. Частью его является вопрос о характере зон сопряжения этих крупнейших структур земной коры.

Европейская платформа, как и другие древние платформы Земли, от обрамляющих геосинклинальных складчатых областей отделена глубинными разломами древнего заложения и длительного развития, которые принято называть краевыми швами. Термин «краевой шов» был введен Н. С. Шатским (1945а, стр. 22) и впервые применен для линии Логана — мощного и самого западного надвига Северных Аппалач на Канадский щит Северо-Американской платформы. В зонах сопряжения платформ и складчатых систем Н. С. Шатский (1947, стр. 51) различал краевые швы и краевые прогибы. Чисто эмпирически он пришел к следующему выводу.

1. При высоком положении складчатого основания древних платформ, т. е. около щитов:

а) отсутствуют краевые прогибы;

б) развитие приплатформенных геосинклиналей складчатых систем заканчивается обычно раньше, чем развитие внутренних их частей (миграции складкообразования от платформы).

2. При низком положении складчатого основания древних платформ, т. е. на плитах:

а) всегда развиваются краевые прогибы;

б) замыкание приплатформенных геосинклиналей складчатых систем происходит иногда позже замыкания внутренних их частей (миграция складкообразования к платформе).

Таким образом, по Н. С. Шатскому, границы платформ определяются либо краевыми швами (около щитов), либо краевыми прогибами (на плитах).

Позднее А. А. Богданов (1955) указывал, что краевые швы и краевые прогибы не являются различными типами переходных зон от складчатых областей к платформам. Он подчеркивал, что краевые прогибы начинали формироваться при смене геосинклинального режима складчатой области орогенным и первоначально закладывались на складчатом основании, повторяя унаследованно развитие краевых частей внешних синклинориев складчатой области. Позднее, при расширении области горообразования, краевые прогибы мигрировали на внешние края платформ, захватывая все бóльшую площадь и перекрывая краевые швы. Такая трактовка истории развития краевых прогибов приводила к допущению, что платформы от обрамляющих их геосинклинальных областей всегда отделены краевыми швами, вдоль которых либо отсутствуют, либо развиты краевые прогибы — своеобразные наложенные структуры. Поэтому А. А. Богданов краевые швы и краевые прогибы противопоставлял не в пространственном и структурном, а во временнóм отношении, принимая первичность краевых швов и вторичность краевых прогибов [1].

Еще более определенно эти положения развили А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1963). Они считали, что общим, главным типом пограничных структур платформ и складчатых областей являются именно краевые швы. Над ними в заключительную стадию развития геосинклинальных областей могли возникать специфические компенсационные опускания — краевые прогибы.

Между тем, Ю. М. Пущаровский (1959, 1960) подчеркивал, что для ранних и средних этапов геосинклинального развития складчатых областей еще не доказано существование краевых швов как структур пограничных. Он указывал, что краевые швы являются совершенно конкретными тектоническими структурами и что они не обусловливают развития всех краевых прогибов (особенно расположенных на молодых платформах). Он допускал, что краевые прогибы связаны с развитием глу-

[1] Почти одновременно А. В. Пейве (1956) указывал, что продольные краевые прогибы закладывались над глубинными, обычно скрытыми разломами фундамента.

бинных разломов, определяющих основные структурные черты складчатых областей, а не с какими-то специфическими, только им присущими типами разломов. В общем виде образование краевых прогибов, по его мнению, зависело от интенсивности процессов формирования складчатых областей и степени воздействия этих процессов на окраины платформ.

Рассматривая очертания Европейской платформы, Н. С. Шатский (1946а) подчеркивал, что основные границы этого огромного сегмента Земли почти прямолинейны. Их линейность, по его мнению, указывает на то, что они представляют след поверхностей или зон, пересекающих земную кору по большим или близким к большим кругам и глубоко уходящих в мантию Земли. «Каждая из основных границ не представляет собой единой прямой линии, а слагается из прямолинейных отрезков различных направлений, придающих общей границе подчас зигзагообразный вид» (Шатский, 1946а, стр. 21).

Среди краевых швов, по-видимому, следует различать линейные и кулисные (Журавлев, 1965в; Shurawlew, 1965в). Поверхностным выражением линейных краевых швов нередко являются краевые прогибы и краевые надвиги, возникающие на орогенной стадии развития смежных геосинклинальных областей. При этом, вопреки эмпирическому выводу Н. С. Шатского, краевые прогибы иногда выклиниваются около наиболее погруженных частей платформ (например, Предуральский краевой прогиб против Печорской и Прикаспийской экзогональных впадин Европейской платформы) и, наоборот, развиты вдоль краев щитов (например, Предгималайский краевой прогиб у Индостанского щита Индийской платформы и Оринокский прогиб у Гвианского щита Южно-Американской платформы). Заложение и развитие краевых прогибов, вероятно, определялось не только и не столько высотой фундамента платформ в зонах их сопряжения с геосинклинальными областями, сколько характером этих зон и обусловленными им особенностями взаимодействия платформ и смежных с ними геосинклинальных областей.

В зонах линейных краевых швов нередко прослеживаются краевые надвиги, однако при этом сами швы оказываются скрытыми под далеко выдвинутым на платформу аллохтоном. Так, в норвежских каледонидах установлено наличие нескольких тектонических окон, причем в тектонических окнах округа Тромс, прослеживающихся от п-ова Порсангер до Квенанген-фьорда, а также в тектонических окнах Ромбак и Назафьелль, удаленных до 50 *км* от фронта надвига норвежских каледонид, помимо докембрийских гранитоидов Балтийского щита, установлены сохранившиеся под поверхностью надвига маломощные платформенные отложения нижнего кембрия (Международная тектоническая карта Европы, 1964; Хольтедаль, 1964). Их наличие показывает, что зона сопряжения Балтийского щита и каледонской геосинклинальной области проходила северо-западнее упомянутых тектонических окон и что намеченный Н. С. Шатским как краевой шов резкий флексурообразный перегиб фундамента Балтийского щита отстоит далеко к юго-востоку от этой зоны.

На восточном ограничении Европейской платформы Предуральский краевой прогиб к югу от поперечного поднятия Полюдова кряжа лежит целиком на платформенном основании. Бурением доказано, что восточная граница его южной — Бельской ванны уходит под надвиги западного склона Урала (Камалетдинов, 1962; Камалетдинов, 1965а, б; Камалетдинов, Кудашев, 1968). Эти надвиги приурочены к западному крылу Башкирского антиклинория и к западной окраине Зилаирского синклинория. В пределах Башкирского антиклинория амплитуда горизонтального перемещения по ним не превышает нескольких сотен метров или первых километров, но на западной окраине Зилаирского синклинория она значительна и достигает десятков километров. При этом здесь установлено надвигание мощных толщ флишоидных пород верхнего девона и карбона

на существенно карбонатные отложения среднего и нижнего карбона, слагающие автохтон.

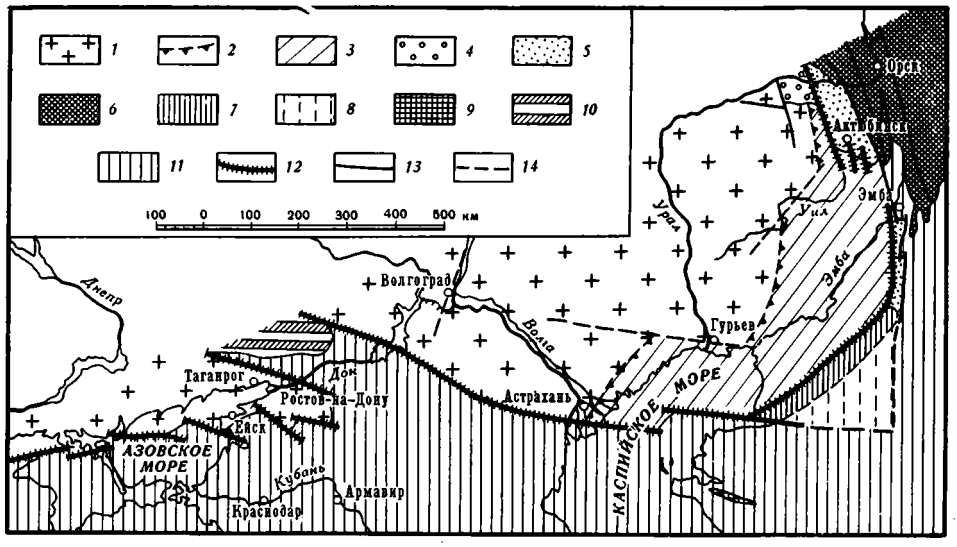
Иной характер имеют ограничения Европейской платформы в зонах кулисных краевых швов. При достаточных расстояниях между такими швами намечаются участки постепенного перехода от тектонических условий платформы к тектоническим условиям смежной геосинклинальной области, внешние края которой лежат на раздробленном и глубоко погруженном платформенном фундаменте (Яншин, 1962; Журавлев, 1965в; Shurawlew, 1965в). Поэтому выявление зон кулисного сопряжения платформ и геосинклинальных областей весьма важно не только для определения ограничений платформ, но и для объяснения особенностей развития внешних окраин геосинклинальных областей в подобных зонах. Заключительная, орогеническая, стадия развития геосинклинальных областей в их частях, прилегающих к таким зонам, редуцирована, и поэтому в этих зонах краевые прогибы не возникали. Компенсация же, по-видимому, разрешалась неравномерным по амплитуде погружением под геосинклинальные отложения «клавиш» фундамента, разделенных кулисными краевыми швами (Журавлев, 1965б, в; Shurawlew, 1965в).

Именно такая система кулисных краевых швов, как уже отмечено (см. стр. 19, 45), характерна для зоны сопряжения Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы с эпикарельским остовом Европейской платформы. На восточном ограничении последней кулисный характер имеют краевые швы на северном окончании Предуральского краевого прогиба. Здесь, на вероятном юго-восточном продолжении системы разломов Печоро-Кожвинского вала, краевой шов, ограничивающий с запада Тимаизское поперечное поднятие внутренней зоны Предуральского краевого прогиба, затухает. В 25 *км* восточнее этот шов подставляется другим краевым швом, к которому принадлежит Яньюская система разломов, определяющая положение поднятий южной части гряды Чернышева, ограничивающих с юго-запада Косью-Роговскую ванну Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (Журавлев 1965б).

На южном окончании Предуральского краевого прогиба положение подобной системы кулисных швов устанавливается не менее отчетливо. Между реками Урал и Илек по резкому изменению фаций и мощностей палеозоя определяется положение краевого шва, к западу от которого в конце среднего карбона как крупное компенсационное опускание заложилась Бельская ванна Предуральского краевого прогиба. Наиболее погруженная часть этой ванны — Бельско-Сакмарская мульда расположена в центральной части междуречья Белой и Сакмары, где по данным сейсморазведки подсолевые отложения залегают на глубине свыше 4 *км* (Берето и др., 1968). Южнее подсолевые отложения испытывают подъем к Буртинскому поперечному поднятию, отделяющему Бельскую ванну краевого прогиба от Прикаспийской впадины (Žuravlev, 1970).

К востоку от упомянутого краевого шва и южнее р. Урал лежит Актюбинская полоса Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. На ее простирании, севернее р. Урал, распространены миогеосинклинальные отложения верхнего девона и нижнего карбона Зилаирского синклинория. К югу от р. Урал оси его антиклиналей, несколько ундулируя, постепенно погружаются, и соответственно в ядрах этих складок, последовательно сменяя друг друга, появляются средне- и верхнекаменноугольные, нижне- и верхнепермские отложения.

К югу от г. Актюбинска, в бассейне верховьев р. Илек, этот краевой шов затухает, но через систему параллельных ему разломов в 70 *км* восточнее подставляется протяженным Сакмарско-Кокпектинским краевым швом. Последний проходит в непосредственной близости от Сакмарско-Уралтауской зоны уралид, имеет согласное с ней простирание, а далеко



Фиг. 34. Структурные соотношения юго-восточного внешнего угла Европейской платформы с обрамляющими палеозойскими геосинклинальными областями (по В. С. Журавлеву, 1966 г; уточнено)

1 — эпикарельский остов Европейской платформы;
2 — предполагаемая граница между эпикарельской и эпибайкальской частями Европейской платформы;
3 — эпибайкальская часть Европейской платформы;
4 — Предуральский краевой прогиб;
5 — Южный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы;
6 — Уральская складчатая система;
7 — Южно-Эмбенский сквозной авлакоген;
8 — Северо-Устюртский эпибайкальский выколотый блок в составе Туранской плиты;
9 — складчатые отложения перми и триаса Мангышлака на поверхности;
10 — складчатый Донбасс на поверхности;
11 — платформенный чехол Туранской и Скифской плит;
12 — краевые швы Европейской платформы;
13 — главнейшие разломы регионального значения;
14 — то же, предполагаемые

на юге служит восточным ограничением выколотого Северо-Устюртского блока. Между этими краевыми швами к югу от г. Актюбинска происходит постепенный переход от тектонических условий периклинального прогиба к тектоническим условиям платформы (Яншин, 1962; Журавлев, 1964а).

Юго-западное ограничение Северо-Устюртского блока определяется не менее протяженным Култукским разломом запад-северо-западного простирания, который пересекает Северный Устюрт и от сора Мертвый Култук выходит в Каспийское море. От района смыкания с Южно-Эмбенским краевым швом Европейской платформы Култукский разлом принимает на себя функции ее краевого шва. По данным сейсморазведки, в Северном Каспии намечается зона кулисного сочленения этого разлома с юго-восточным подземным продолжением главного надвига Донбасса, пересекающего дельту Волги южнее Астрахани (фиг. 34).

Подобный кулисообразный характер сочленения Европейской платформы с палеозойской геосинклинальной складчатой областью намечается и южнее главного надвига Донбасса. Можно предположить, что «клавиши» фундамента платформы, ограниченные системой эшелонированных разломов запад-северо-западного направления (совпадающего с простиранием структурных ограничений Донбасса), с разной амплитудой погружаются на восток под геосинклинальные отложения палеозоя. Не исключено, что на одной из таких, но особенно крупных «клавиш», положение которой было предопределено еще в процессе рифейского развития этой части Европейской платформы, заложился и развился прогиб Большого Донбасса.

Такой же характер ограничения Европейская платформа, по-видимому, сохраняет и в северной части Азовского моря, откуда ее краевые швы протягиваются через Перекопский перешеек Крымского полуострова и северо-западную окраину Черного моря к дельте Дуная. На юге Молдавии, вдоль одного из краевых швов платформы, еще на докембрийском фундаменте, но в полосе, пограничной с палеозойскими складчатыми сооружениями Добруджи, протягивается Придобруджский окраинный грабенообразный прогиб, выполненный мощными отложениями юры. Ему, по-видимому, аналогичны Каркинитский, Сивашский, Бердянский и Северо-Азовский прогибы, которые, по данным сейсморазведки, протягиваются восточнее, под водами Черного и Азовского морей (Журавлев, 1966г).

От низовьев Дуная краевые швы Европейской платформы резко поворачивают на запад и скрываются под надвигами Карпат. Их естественное продолжение к западу от Северных Карпат составляет система региональных разломов герцинского (запад-северо-западного) простирания [1]. В Польше к ней принадлежат разломы Силезско-Краковской моноклинали, которые проходят в теле платформы, затухают на запад-северо-западе, а на восток-юго-востоке скрываются под надвигами Карпат. К юго-западу от этой моноклинали лежит Верхнесилезский угольный бассейн, по характеру дислокаций и формационному составу выполняющих его отложений являющийся типичной платформенной структурой.

Следует заметить, что у польских геологов нет единого мнения о тектонической природе Силезско-Краковской моноклинали: Е. Зносko (Znosko, 1962, 1965, 1966) настаивает на отнесении ее к каледонидам, а С. Буковый, С. Цебулак (Bukowy, Cebulak, 1964), В. Пожарыский и Г. Томчик (Pożaryski, Tomczyk, 1968) не менее убедительно утверждают, что ассинтский блок, служивший ее субстратом, был раздроблен и регенерирован в палеозое. Действительно, отложения девона и карбона Силезско-Краковской моноклинали вряд ли можно считать геосинклинальными. Нарушенный характер их залегания объясняется исключительно смещениями по разломам, вдоль которых местами имеются внедрения раннепермских порфиров, мелафиров и лампрофиров.

Герцинское (запад-северо-западное) направление имеет Предсудетский (Внешний Судетский) разлом, который, по данным сейсморазведки, прослеживается до Франкфурта-на-Одере (Thomas, 1962), Судетский краевой разлом и Главный Внутрисудетский разлом. Первый из них может быть принят за краевой шов Европейской платформы, а последний, к западу от р. Нысы-Лужицка (Нейсе), уже в ГДР, известен как Главный Внутрилаузицкий разлом (Brause u. a., 1964). Параллельно ему, но несколько северо-восточнее протягивается Главный Лаузицкий разлом, который ограничивает блок Лаузица и подставляет на западе Предсудетский разлом, вероятно, являясь на данном отрезке краевым швом Европейской платформы.

Далее на запад кулисно по отношению к Главному Лаузицкому разлому проходит линия Эльбы (линеамент Эльбы, или Среднегерманская главная линия [2]), которая, по данным геологии и геофизики, прослеживается более чем на 500 *км* от Саксонской Швейцарии до поднятия Флехтинген на западе-северо-западе. На востоке-юго-востоке она разделя-

---

[1] Немецкие геологи герцинскими именуют разломы запад-северо-западного направления. Герцинскую складчатость они называют варисцийской.

[2] Среднегерманская главная линия была выделена Б. Брокампом (Brocamp, 1941), но трассировалась им от Флехтингена на Лаузиц. Э. Фойгт (Voigt, 1954) принимал ее за разлом, разделяющий Большую Саксонскую глыбу на опущенный Северо-Восточно-Саксонский и приподнятый Юго-Западно-Саксонский блоки. Позднее выяснилось, что разломы, ограничивающие с севера Флехтинген и Лаузиц, не составляют единой линии, но кулисообразно подставляют друг друга.

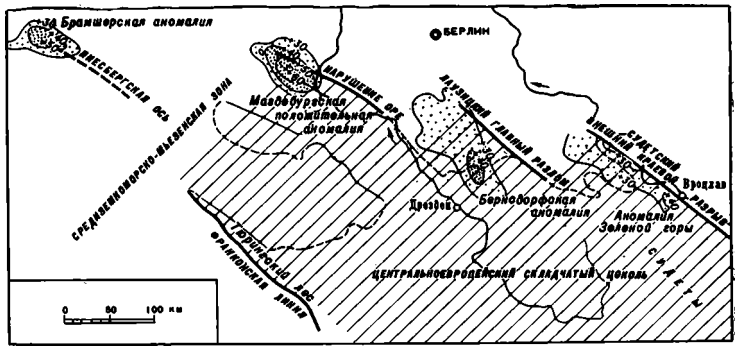
ет блоки Лаузица и Рудных гор, причем здесь к ней принадлежит Лаузицкий взброс и Западно-Лаузицкий разлом, а на западе-северо-западе — Хальденслебенский разлом (разлом Оре, по Г. Мобусу, 1966), разделяющий блоки Флехтинген и Кальвёрде. Несколько северо-восточнее Хальденслебенского разлома протягивается Гарделегенский разлом, ограничивающий с северо-востока выколотый блок (или глыбу) Кальвёрде, а на востоке-юго-востоке, в районе г. Бург, смыкающийся с Хальденслебенским разломом.

Южнее, в палеозойских складчатых сооружениях юга ГДР, разломы герцинского направления определяют очертания Гарца и Тюрингского Леса, основные направления структур, развитых в эпипалеозойском платформенном чехле Субгерцинской (лежащей между Флехтингеном и Гарцем) и Тюрингской (простирающейся между Гарцем и Тюрингским Лесом) впадин. Этим же направлениям подчинены Франкенвальдская поперечная зона Тюрингского Леса (Meinel, 1962) и Франконская линия его южного ограничения (Wurm, 1961). Все эти направления по отношению к дугообразно изогнутым зонам палеозойских складчатых сооружений юга ГДР являются секущими, и не исключено, что они могут быть возобновленными, допалеозойскими.

Разлом северного ограничения Гарца на востоке-юго-востоке подставляется разломом Галле, а на западе-северо-западе, за Гессенской впадиной, находит достаточно уверенное продолжение в зоне разломов, проходящей к северу от Рейнских Сланцевых гор и Мюнстерландской меловой впадины через район Оснабрюка. К этой зоне разломов относятся взброс Оснинга (Lotze, 1938; Stille, 1924б) и Вихенгебирский сброс (Мобус, 1966). Она неоднократно разделяла области с различными условиями осадконакопления, причем к югу от нее прослеживаются продуктивные отложения верхнего карбона восточной, выклинивающейся, части краевого прогиба, развитого юго-западнее, между Арденнским (на юге) и Брабантским (на севере) массивами.

Таким образом, вдоль южного края Польской и Северо-Германской низменностей достаточно уверенно устанавливается положение региональных кулисных разломов герцинского простирания, крайними северными из которых являются затухающие на запад-северо-запад разломы Силезско-Краковской моноклинали, Предсудетский разлом, Главный Лаузицкий разлом, разломы Среднегерманской главной линии, а также разломы северного ограничения Гарца — Оснабрюкского района. Эти эшелонированные разломы, видимо, определяют юго-западную границу Европейской платформы и служат ее кулисными краевыми швами (Журавлев, 1964а, 1965г; Shurawlew, 1965в). Во всяком случае, именно они находят достаточно четкое отражение в геофизических полях.

Простирания региональных аномалий силы тяжести достаточно определенно подчеркивают расположение основных блоков палеозойского складчатого фундамента Средней Европы (фиг. 35). Предсудетскому разлому отвечает зона регионального гравитационного максимума Зелёна-Гуры (свыше +40 *мгл*), а Главному Лаузицкому разлому — несколько смещенная на юго-запад, но обладающая герцинским направлением Бернсдорфская аномалия (свыше +50 *мгл*). Запад-северо-западному окончанию Среднегерманской главной линии в районе Флехтингена соответствует цепочка аномалий запад-северо-западного простирания — Магдебургский максимум (свыше +60 *мгл*). Наконец, на запад-северо-западном окончании разломов северного ограничения Гарца — Оснабрюкского района оконтуривается Брамшерский максимум (свыше +50 *мгл*). Эти региональные гравитационные максимумы, по мнению Г. Мобуса (1966, стр. 99), намечают «...кулисно эшелонированный северный край блоков Центрально-Европейского складчатого цоколя, опускающегося в среднюю часть Польско-Германской впадины». Г. Мобус допускал, что они отра-



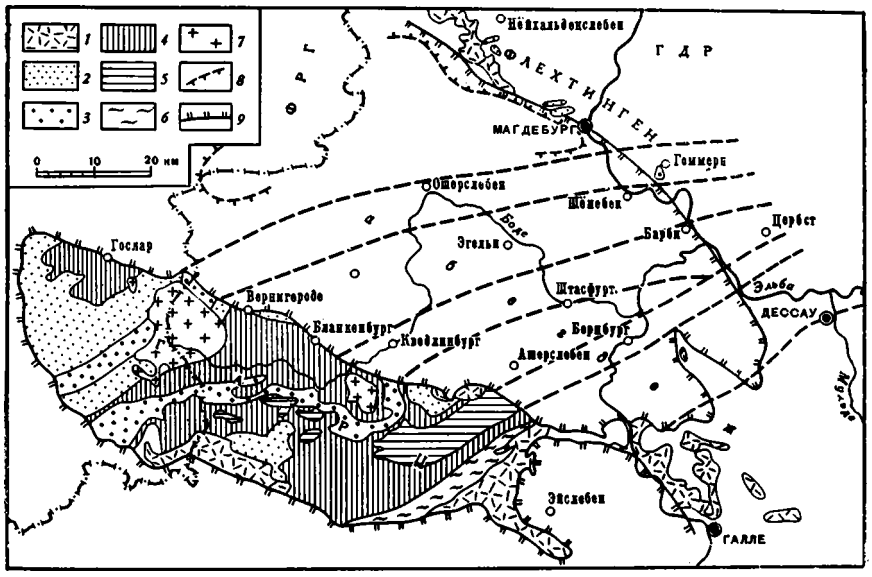
Фиг. 35. Положение максимумов силы тяжести вдоль восточных разрывных ограничений Центрально-Европейского складчатого цоколя (по Г. Мобусу, 1966)

Изолинии в *мгл.* Блоки складчатого цоколя заштрихованы

жают обусловленное смещениями по разломам высокое положение поверхности Конрада — выгиб кверху «базальтового» слоя. Это косвенно подтверждается наличием многочисленных жил лампрофиров, ориентированных в соответствии с простиранием Бернсдорфского максимума Лаузица (Watznauer, 1964). Не исключено, что характер южного ограничения Европейской платформы на востоке и западе подобен и что ее южный край в Польше, ГДР и ФРГ также определяется системой кулисных краевых швов. Во всяком случае, эту систему кулисных разломов можно рассматривать как единственно объективную границу Европейской платформы, если принимать, что ее докембрийский фундамент распространяется в пределы Северо-Германской низменности. Тогда непосредственно к северу от этой границы должна простираться эпибайкальская часть Европейской платформы, в пределах которой отложения палеозоя входят в состав платформенного чехла. К югу от нее лежат палеозойские складчатые сооружения Средней Европы. Они частично развились на раздробленном рифейском складчатом фундаменте, на неравномерно глубоко погруженных его «клавишах», и, может быть, именно этим объясняется их специфика — отсутствие четкого каледонского цикла развития и наличие варисцийских складчатых дуг.

В связи с этим уместно напомнить указание С. Бубнова (1960, стр. 133) о том, что «... устойчивая область на северо-востоке (на месте нынешней Северо-Германской и Польской равнин) помешала нормальному распространению складчатости и что горы расчленены многочисленными плоскостями скольжения на отдельные кулисы». По мнению Г. Мобуса (1966, стр. 116), «очередной проблемой для Центральной Европы является выяснение того, каким образом ...субварисцийские краевые впадины, реногерцинская зона, саксотюрингенская зона... продолжаются в Польско-Германскую впадину или каким образом они затухают». Эта проблема еще далека от своего решения, однако уже сейчас ее отдельные аспекты могут получить однозначную трактовку.

Так, к востоку от Рейнских Сланцевых гор нет никаких признаков наличия варисцийского краевого прогиба перед кулисными разломами видимого северного ограничения палеозойских складчатых сооружений Средней Европы. Если принимать эти разломы за кулисные краевые швы Европейской платформы, то отсутствие краевого прогиба в зоне их распространения находит эмпирически оправданное объяснение. Что же касается варисцийских складчатых дуг, то характер их вероятного восточного продолжения еще должен быть обсужден.



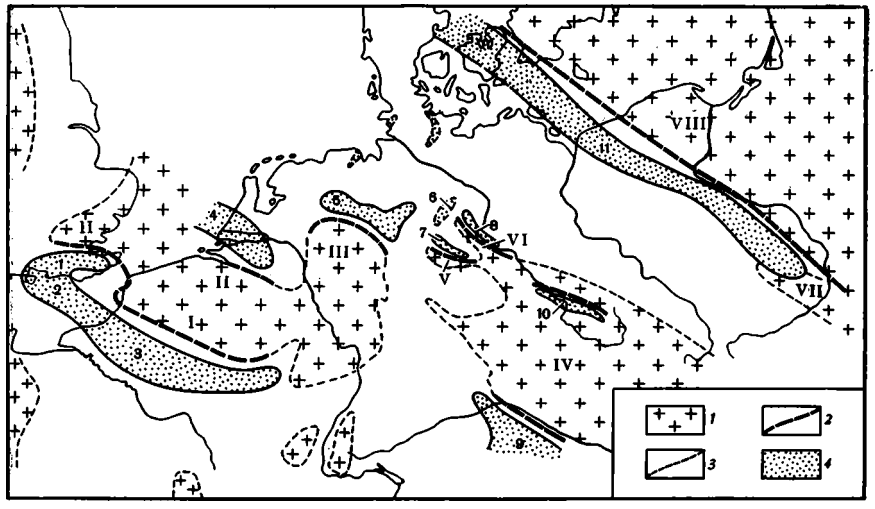
Фиг. 36. Предполагаемые структурные связи между палеозойскими отложениями Гарца и Флехтингена (по F. Reuter, 1964)

1 — метаморфизованный силур и девон;
2 — преимущественно силур;
3 — девон;
4 — Танна-граувакка и Гоммерн-кварцит;
5 — кульм;
6 — пермо-карбон и вулканиты;
7 — граниты;
8 — контуры суши в раннем карбоне;
9 — граница современного распространения отложений цехштейна.
Буквами обозначены:
а — зона Хёрре — Гоммерн-кварцит,
б — Бланкенбургская складчатая зона,
в — зона Танна-граувакка,
г — полоса мощных отложений ротлигендеса, залегающих на породах нижнего карбона,
д — полоса отложений силура,
е — метаморфическая зона,
ж — Среднегерманская кристаллическая зона в районе Дессау

Реногерцинская зона Ф. Коссмата (Kossmat, 1927) от Гарца выходит к Флехтингену, но на северо-западной оконечности этой гряды еще Г. Бек (Beck, 1935) отмечал заметное выклинивание складчатости. Новые исследования Ф. Рейтера (Reuter, 1964) показали, что оси складок, имеющие в Гарце северо-восточное (рудногорское) простирание, поворачивают на восток и приобретают на Флехтингене широтную ориентировку (фиг. 36). По свидетельству Г. Мобуса (1966), в области линеамента Эльбы и восточнее (например, в Гёрлицких Сланцевых горах) простирание варисцийских осей главных складок не северо-восточное (рудногорское), а запад-северо-западное (герцинское), отвечающее простиранию разломов Внутрилаузицкого геосинклинального трога и Главного Лаузицкого разлома.

Даже эти немногочисленные данные показывают, что пока еще нельзя судить, в какой мере региональные кулисные разломы герцинского направления являются секущими по отношению к ведущим простираниям варисцийских складчатых сооружений Средней Европы. Не случайно Г. Мобус (1966, стр. 115) подчеркивал, что «детальные исследования вопроса о том, как были перед орогенезом ориентированы фациальные зоны внутри варисцийской геосинклинали, еще отсутствуют. В дальнейшем необходимы региональные методические исследования изгиба осей главных складок внутри варисцийского орогена в Центральной Европе».

Кулисные разломы герцинского направления зачастую имеют весьма значительные амплитуды (Главный Лаузицкий разлом — свыше 100 *м*, Предсудетский и Гарделегенский разломы — до 200—300 *м*), причем движения по ним были многократными, разновременными и частично про-



Фиг. 37. Схема расположения юрских, ранне- и позднемеловых краевых трогов при стабильных блоках Средней Европы (по E. Voigt, 1963; упрощена)

1 — стабильные блоки (I — Арденнский, II — Лондонско-Брабантский, III — Рейнский, IV — Чешский, или Богемский, V — Гарц, VI — Флехтинген, VII — Свентокшиский, VIII — Русская платформа); *2* — их активные ограничения; *3* — их пассивные ограничения; *4* — краевые троги (1 — Гемпширская мульда, 2 — трог Вельд, 3 — трог Бре, 4 — Западно-Нидерландский бассейн, 5 — Нижнесаксонский бассейн, 6 — трог Гифхорн, 7 — Субгерцинская меловая мульда, 8 — Альтмаркская меловая мульда, 9 — Восточно-Баварский меловой трог, 10 — Саксонско-Чешская меловая мульда, 11 — Датско-Польская борозда)

являлись даже в кайнозое. Так, например, современная долина р. Эльбы у Дрездена определяется очертаниями грабена, который в настоящее время погружается на 0,2 *мм* в год по нарушениям герцинского направления (Gallwitz, 1954). Главный Лаузицкий разлом проявлялся в олигоцене (Pietzsch, 1962) и в позднем мелу (Macék, Müller, 1963; Musstopf, 1964), причем граница позднемелового моря местами с ним совпадала, а к югу от Дрездена была отчетливо подчинена герцинским направлениям (Seifert, 1955).

Э. Фойгт (Voigt, 1954, 1963) подчеркивал, что вдоль кулисных разломов герцинского направления, к северу от них, протягиваются юрские и меловые впадины (краевые троги): вдоль разломов северо-западного окончания Среднегерманской главной линии — Альтмаркская меловая впадина, вдоль разлома северного ограничения Гарца — Субгерцинская меловая впадина, на его вероятном запад-северо-западном продолжении, к северу от района Оснабрюка,— Нижнесаксонская юрско-нижнемеловая впадина и, наконец, к северу от Брабантского массива — Западно-Нидерландская юрско-нижнемеловая впадина (фиг. 37).

Несомненно интересными являются данные о еще более древних проявлениях разломов герцинского направления. Так, наличие Главного Лаузицкого разлома может быть доказано уже для времени накопления отложений ротлигендеса. Герцинское простирание имеют варисцийский сиенито-гранодиоритовый плутон в районе г. Мейсен (Reichert, 1926; Pfeiffer, 1964), небольшие интрузии гранитов Франкенвальдской поперечной зоны Тюрингского Леса (Mienel, 1962), а в Гарце — интрузия гранитов Илсештайн на северном окончании массива Брокен (Schriel, 1954; Möbus, 1965). Даже во время начального варисцийского геосинклинального магматизма в Тюрингском Лесе имелись зоны герцинского направления (например, седло Берга) с подчиненным ему простиранием осей складок (Schönenberg, 1952; Hempel, 1963). Наличие дислокаций

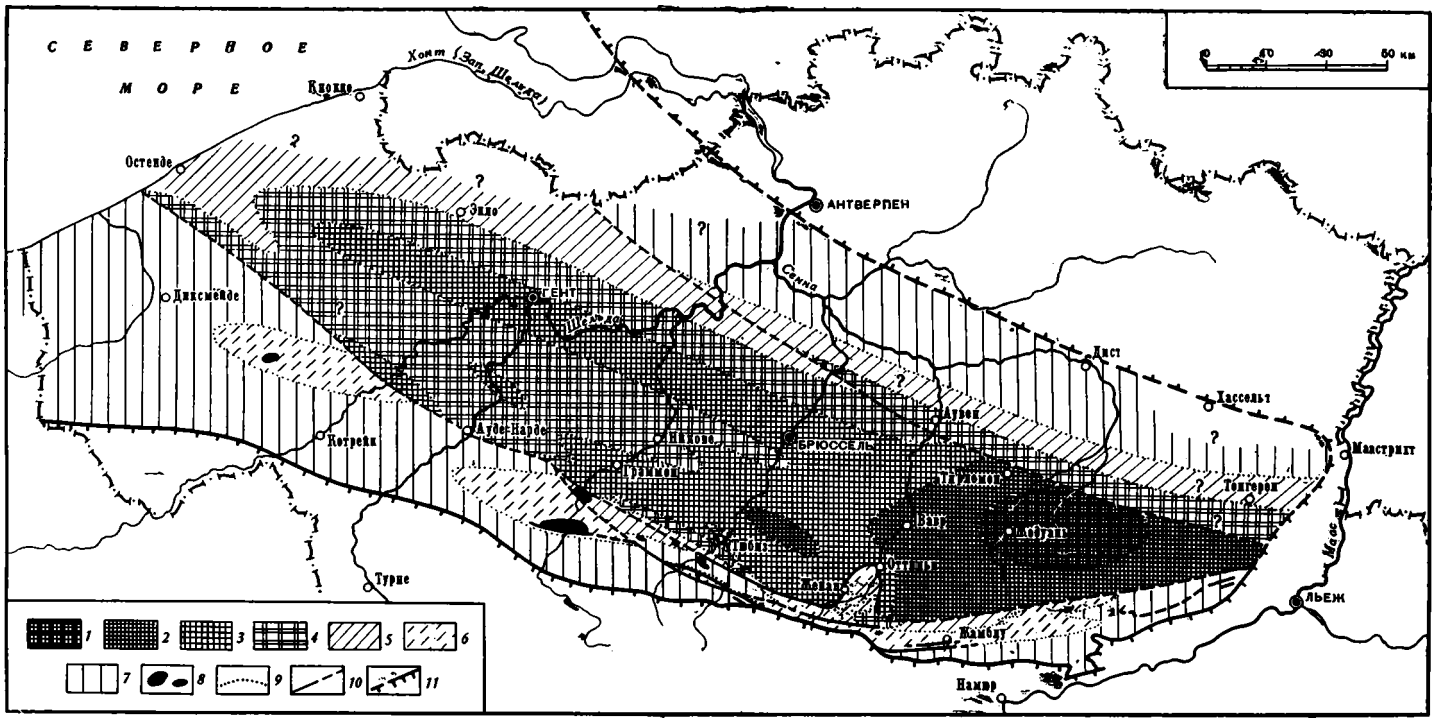
герцинского простирания в доварисцийское время предполагается в зоне долины Эльбы (Möbus, 1964).

Разломы герцинского направления, определяющие очертания выколотых блоков палеозойского складчатого фундамента Средней Европы, вероятно, имеют допалеозойское заложение и являются не новообразованными, послеварисцийскими, а возрожденными. Современная их характеристика весьма различна. Так, например, Предсудетский разлом является сбросом, а Главный Лаузицкий разлом и разломы Среднегерманской главной линии — Хальденслебенский и Гарделегенский — либо вертикальны, либо представляют собой крутые надвиги в сторону Северо-Германской низменности. Вдоль некоторых из разломов герцинского направления (в частности, вдоль Западно-Лаузицкого разлома, принадлежащего Среднегерманской главной линии) в варисцийское время, по-видимому, происходили значительные сдвиговые перемещения (Мобус, 1966; Sonntag, 1955—1956; Möbus, 1964).

К системе кулисных краевых швов Европейской платформы, по-видимому, принадлежит и разлом северного ограничения Брабантского массива. Вопрос о тектонической природе этого массива сложен и окончательно не решен бельгийскими геологами. Анализируя данные Д. Мортельманса, М. В. Муратов (1965б) пришел к выводу, что Брабантский массив является пологим валообразным поднятием, осложненным складками второго порядка и разбитым системой продольных сбросов. Между тем, Д. Мортельманс (Mortelmans, 1955) считал Брабантский массив сегментом каледонских складчатых цепей, состоящим из Южного, Фокез и Велье ля Вильского, Центрального Брабосонского (охватывающего север Фландрии к северо-западу от Льежа) и Северного блоков (фиг. 38). Эти блоки разделены шарьяжами амплитудой до десятков километров, иногда наблюдаемыми непосредственно в обнажениях (например, шарьяж, ограничивающий с юга Фокез и Велье ля Вильский блоки, прослеживается от Остенде к Ауденарде, Грамону, Женапу и Жамблю). М. В. Муратов подчеркивал, что на карте Д. Мортельманса антиклинальная структура имеет крайне незначительную амплитуду, и не исключено, что ее следует считать платформенным поднятием (валом). Однако, принимая трактовку Д. Мортельманса, уместнее говорить о системе таких структур (или валов), осложняющих надвинутые к югу блоки.

Решение вопроса о положении Брабантского массива в общей тектонической структуре Средней Европы весьма важно для установления границы Европейской платформы на крайнем западе континента. К тому же Брабантский массив в пределах всего Средиземноморского складчатого геосинклинального пояса (в понимании М. В. Муратова, 1965б), протягивающегося от Западной Европы до Индонезийского архипелага, остается единственной областью, которая многими исследователями пока признается за каледонское складчатое сооружение.

Наиболее древние — дотремадокские отложения Брабантского массива изучены слабо. В их составе Д. Мортельманс выделял свиты Жодуани, Бланмона, Тюбиз и Уазкерк. Наиболее древняя из них свита Жодуани сложена черными песчанисто-филлитовыми отложениями. Свита Бланмона образована мощными серыми косослоистыми кварцитами со знаками ряби, вверху заключающими железорудный горизонт. Свита Тюбиз представлена чередованием зеленых и серых филлитов с кварцитами и «аркозами» — песчаниками с многочисленными мельчайшими обломками и гравием гранитов и метаморфических пород. Отдельные прослои ее филлитов обогащены магнетитом, а песчаники нередко обладают косой и перекрестной слоистостью, причем на плоскостях их напластования наблюдаются волноприбойные знаки. Со свитой Уазкерк свита Тюбиз связана переходными слоями (около 200 *м*), образованными чередованием зеленых, серых, синих или лиловых филлитов с горизонтами аркозовых



Фиг. 38. Схематическая структурная карта Брабантского массива (по G. Mortelmans, 1955)

1—4 — дотремадокские отложения, свиты:
1 — Жодуани,
2 — Бламона,
3 — Тюбиз,
4 — Уазкерк;
5 — нижний ордовик (тремадок);
6 — средний и верхний ордовик;
7 — силур;
8 — интрузии, лавы и пирокластический материал;
9 — геологические границы;
10 — надвиги;
11 — границы Брабантского массива под платформенным чехлом

псевдоконкреций и прослоями кварцитов. В филлитах переходных слоев и свиты Тюбиз встречаются следы илоядных.

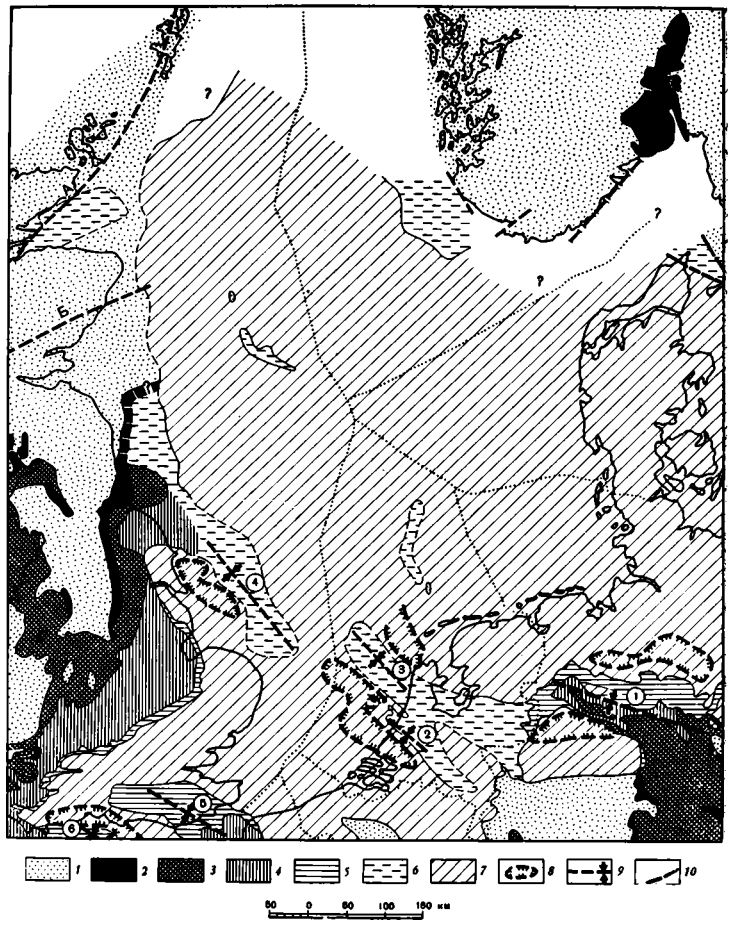
В составе свиты Уазкерк, обнаженной только в долине р. Сенны, выделяются: а) пачка полосчатых или пестрых (серовато-голубых, серовато-зеленых) и темно-серых, почти черных и слегка красноватых филлитов; б) пачка синих шелковистых филлитов; в) пачка серых (от светло-серых до серовато-зеленых) филлитов; г) пачка светло-серых полосчатых филлитов, срезанная разломом.

Д. Мортельманс отмечал, что граница между свитой Уазкерк и кварцито-филлитами нижнего тремадока нерезкая. Свиту Уазкерк он условно относил к верхнему кембрию, а все нижележащие — к среднему кембрию, не указывая их общей мощности. По В. П. Ван Леквику (Богданов, 1968б, стр. 8), она весьма значительна и достигает 8000—15 000 *м*, тогда как мощность отложений ордовика (арениг-ашгиллий) равна 1500 *м*, а силура (нижний лландовери — нижний лудлов) — 2500 *м*. Если эти цифры мощностей (особенно доордовикских отложений) даже в первом приближении близки к истинным, то они крайне резко отличаются от установленных на территории Центральной Англии (см. стр. 87—89), обладающей докембрийским складчатым фундаментом. Однако, учитывая наличие Брабантского массива на континенте, Д. Стабблефилд на Тектонической карте Великобритании и Северной Ирландии (Tectonic map.., 1966) выделил зону его вероятного продолжения в Англии. Узкую полосу каледонид между краем древней платформы и варисцидами на последних тектонических схемах западного внешнего угла Европейской платформы сохранял и А. А. Богданов (1968б, фиг. 1).

До окончательного решения вопроса о тектонической природе Брабантского массива такая трактовка представляется оправданной, хотя, видимо, от каледонид Британии и Скандинавии Брабант отличает многое, в том числе наличие шарьяжей, обращенных от предполагаемого края платформы, специфичность складчатых деформаций и отсутствие красноцветной орогенной формации девона. Не исключено, что особенности структуры Брабантского массива определяются его формированием на выколотом и раздробленном блоке Европейской платформы. Его северный край намечается системой крутых разломов герцинского направления, за которыми лежит Западно-Нидерландская впадина, или трог (Voigt, 1963). Она выполнена мощными (свыше 3100 *м*) отложениями юры и нижнего мела, причем осевая зона ее проходит между Амстердамом и Роттердамом, а южный борт прослеживается от дельты Рейна до северной окраины провинции Лимбург Нидерландов.

По данным П. Хейброека, У. Хаанстра и Д. Эрдмана (Heybroek, a. o, 1967), в контурах Западно-Нидерландской впадины обособляется прилегающая к Брабантскому массиву собственно Западно-Нидерландская впадина, а к северу от нее и ей параллельно протягивается впадина Брод Фортинс. От берегов Англии к ним навстречу направляется впадина Сол Пит (фиг. 39). Оси упомянутых впадин как бы отсекают уходящую в Центральную Англию вершину западного внешнего угла Европейской платформы, и есть все основания предполагать, что пространственное положение этих впадин определялось разломами фундамента, имеющими ту же ориентировку. Характерно, что ей подчинены также очертания поднятий и впадин (фиг. 40), выявленных сейсморазведкой по подошве палеогена в Северном море, между Англией и побережьем Нидерландов (Lagaay a.o., 1967).

Контуры вершины западного внешнего угла Европейской платформы в Англии намечены на недавно изданной Тектонической карте Великобритании и Северной Ирландии и приняты нами. Сложнее определяется граница Европейской платформы между Англией и Норвегией в еще слабо изученной северной части Северного моря. По-видимому, ее край

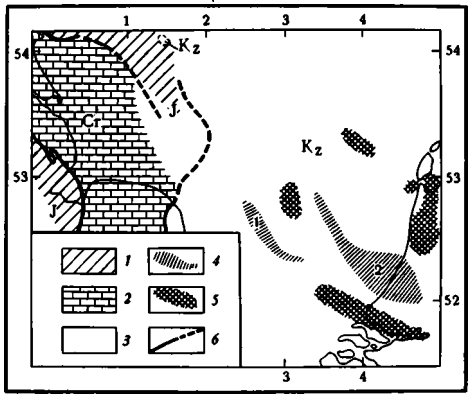


Фиг. 39. Геологическая карта Северного моря и его побережий со снятыми отложениями кайнозоя (по P. Heybroek a. o., 1967)

1 — допермские отложения;
2 — пермь;
3 — триас;
4 — юра;
5 — нижний мел;
6 — нерасчлененные отложения триаса, юры и нижнего мела;
7 — верхний мел;
8 — зоны распространения мощных верхнемеловых отложений;
9 — оси юрско-нижнемеловых впадин;
10 — разломы.

Цифрами в кружках обозначены впадины:
1 — Нижнесаксонская,
2 — Западно-Нидерландская,
3 — Брод-Фортинс,
4 — Сол-Пит,
5 — Вельдская,
6 — Гемпширская.

Буквами обозначены разломы:
А — пограничный разлом Шотландских нагорий
Б — разлом Грейт-Глен



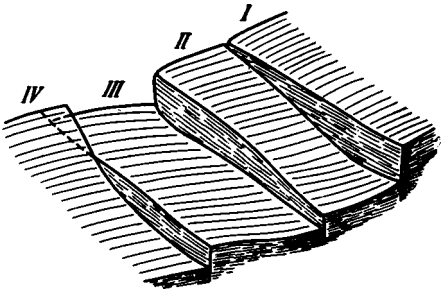
Фиг. 40. Структурные элементы юго-западной части Северного моря (по R. A. Lagaay a. o., 1967)

1 — юра;
2 — мел;
3 — кайнозой (в Северном море и на Европейском континенте);
4 — поднятия по подошве отложений палеогена (1 — Смитс-Нолл, 2 — Кикдуин);
5 — зоны максимальных мощностей отложений кайнозоя;
6 — геологические границы.

здесь скрыт не только под морскими водами, но и под надвигами каледонид Британии и Скандинавии на юго-запад (как это имеет место северо-восточнее, на Балтийском щите).

Определяющие черты тектоники зоны раздела областей с эпикарельским и эпибайкальским фундаментом в пределах западного внешнего угла Европейской платформы

В качестве западного ограничения эпикарельского остова Европейской платформы в Польше может быть принята линия Торнквиста, точнее — намечающая ее зона разломов. Эти разломы, несомненно, имеют древнее заложение, длительное развитие и определили пространственное положение Датско-Польской, или Датско-Скания-Поморско-Куявской борозды



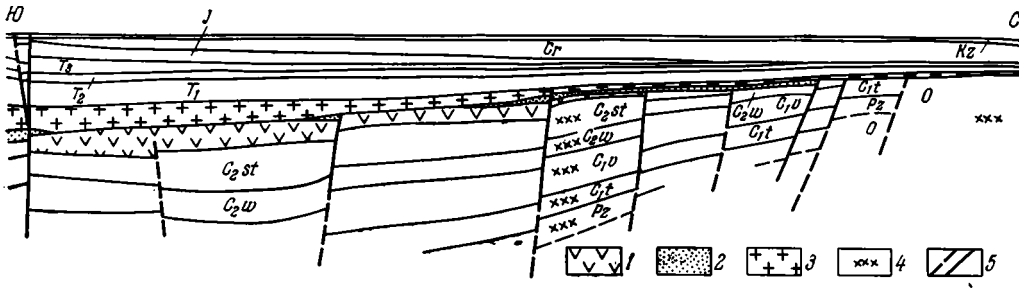
Фиг. 41. Блок-диаграмма рельефа подошвы цехштейна на подводном продолжении Поморского вала (по R. Dadlez, S. Mjynarski, 1967)

Блоки:
I — Дарлово,
II — Колобжег,
III — Грыфице,
IV — Волин

(по А. А. Богданову, 1968б). Судя по ориентировке Куявского и Поморского валов, лежащих в упомянутой борозде, эти разломы располагались эшелонированно, и, возможно, являлись кулисными краевыми швами эпикарельского остова Европейской платформы.

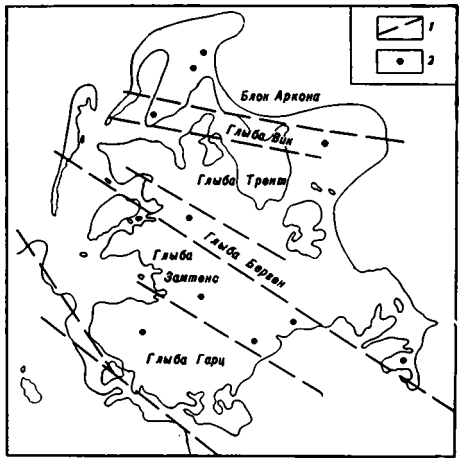
Первый крутой уступ поверхности фундамента устанавливается достаточно отчетливо, причем определяющий его разлом проходит восточнее Люблина, южнее Варшавы, восточнее Быдгоща и выходит на побережье Балтийского моря в районе Кошалина (см. фиг. 20). Наличие более юго-западных уступов предполагается на основании анализа геофизических полей (Skorupa, 1959). Уже в пределах Куявского вала между соляными куполами Клодава и Любень подошва соленосных отложений цехштейна опускается до глубины, превышающей 7 *км* (Marek, 1967; Dadlez, Marek, 1969), тогда как северо-западнее, в приморской части Поморского вала, она прослеживается на глубине 3,5—4 *км* (Dadlez, 1967б). Морская сейсморазведка показала блоковое строение поверхности подсолевых отложений уходящей в Балтийское море северо-западной части Поморского вала (Dadlez, 1967а). Блоки подсолевого ложа неравномерно смещены относительно друг друга по разломам северо-западного направления (фиг. 41), причем наиболее северо-восточные разломы, повидимому, продолжаются на о. Борнхольм и крайний юг Швеции, в Сканию. Вдоль этих разломов происходит весьма резкое нарастание мощностей отложений нижнего палеозоя, сопровождающееся их общим крутым погружением на юго-запад.

Между тем, к западу от Поморского вала, уже в ГДР, на о. Рюген, по данным бурения и сейсморазведки, происходит общий подъем отложений палеозоя к северу и встречное по отношению к нему погружение подошвы меловых отложений в глубь Балтийского моря (фиг. 42). Системой разломов затухающих в отложениях ротлигендеса о. Рюген разделен на отдельные блоки. Простирание этих разломов к северу постепенно изменяется от северо-западного до почти широтного (фиг. 43),



Фиг. 42. Схематический субмеридиональный геологический профиль через о. Рюген (по K. Albrecht, 1967)

1, 2 — ротлигендес (*1* — вулканогенный, *2* — осадочный); *3* — цехштейн; *4* — интрузивы; *5* — разломы.
Индексами обозначены: O — ордовик, Pz — донижнекаменноугольные, но послеордовикские отложения, C_1t — турне, C_1v — визе, C_2w — вестфаль, C_2st — стефан, T_1 — бунтсандштейн, T_2 — мушелькалк, T_3 — кейпер, J — юра, Cr — мел, Kz — кайнозой



Фиг. 43. Схема расположения основных палеозойских разломов и разделенных ими блоков на о. Рюген (по K. Albrecht, 1967)

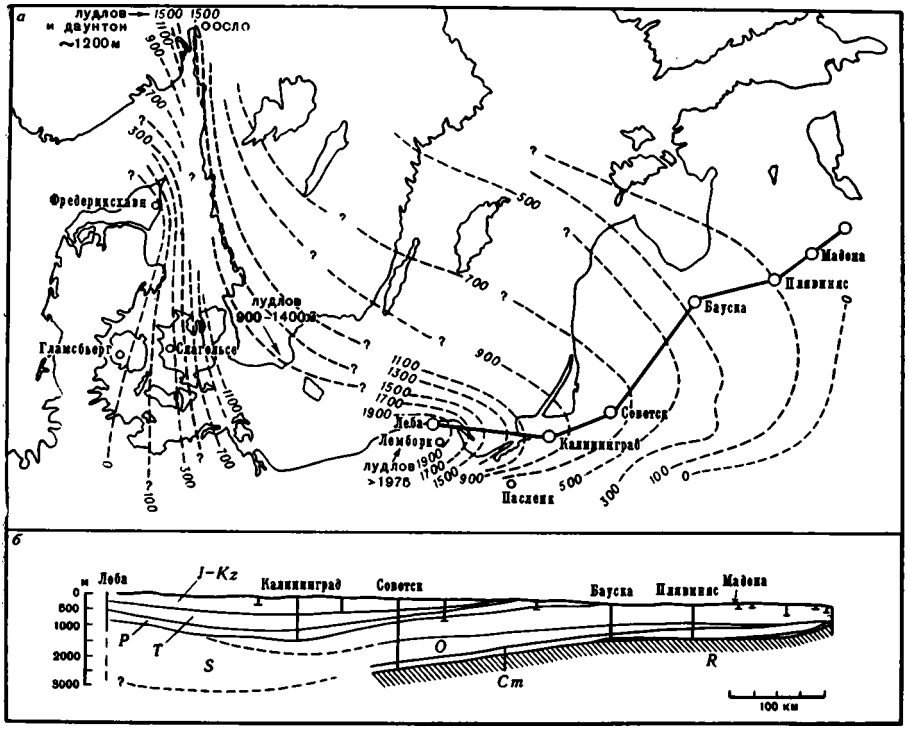
1 — разломы; *2* — скважины

согласного с простиранием поднятия Рингкёбинг-Фюн и заметно отличающегося от направления разломов Поморского вала — о. Борнхольм — Скании. Между Сканией и о. Зеландия Датского архипелага, по-видимому, может быть намечена субмеридиональная система разломов, приближенная к западному побережью Швеции и находящая продолжение в разломах грабена Осло.

Таким образом, в западной части Балтийского моря, помимо разломов линии Торнквиста, имеются разломы субширотного и субмеридионального направлений. Их соотношения определили положение области крупных дифференцированных раннепалеозойских погружений, которая лишь на континенте, в Польше и ее прибрежных водах, имеет отчетливое северо-западное направление.

Анализ данных о мощностях и фациях отложений силура по берегам Балтийского моря позволил Л. Стермеру (Størmer, 1967) наметить положение Осло-Сканийско-Балтийской синеклизы (фиг. 44, 45). Он подчеркивал, что «... этот бассейн был определенно внутрикратонным, и это подтверждает предположение о продолжении к западу Балтийского щита или Восточно-Европейской платформы... Северная часть бассейна между Сканией и Осло, возможно, была узкой и приближалась к авлакогенам» (Størmer, 1967, стр. 210). При этом Л. Стермер не исключал возможность более раннего заложения упомянутой синеклизы и существования ее уже в ордовике и кембрии. Он указывал, что в Скании силурийские отложения представлены граптолитовыми сланцами или аргиллитами, причем мощность только отложений лудлова варьирует от 900 до 1400 *м* и тождественна установленной в районе Осло.

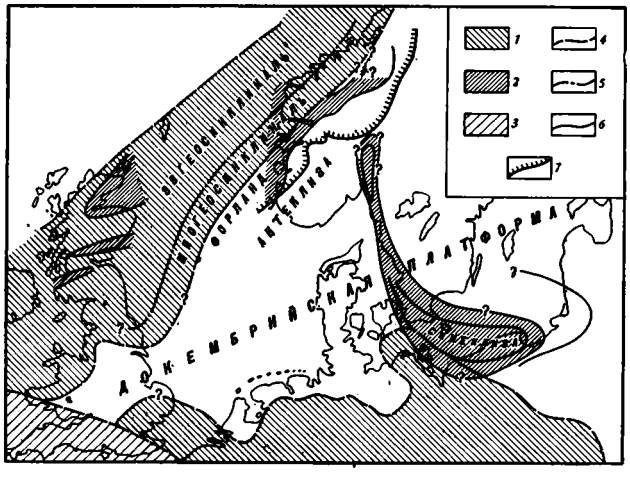
В Польше, даже к востоку от линии Торнквиста, в скважинах Лемборк и Леба отложения лудлова имеют тот же фациальный облик, при-



Фиг. 44. Схематическая карта изопахит отложений силура Осло-Скания-Балтийской синеклизы (*а*) и геологический профиль (*б*) по линии Леба — Мадона (по L. Størmer, 1967)

Максимальной мощностью обычно обладают отложения лудлова. Индексами на профиле обозначены: R — рифей (венд), Cm — кембрий, O — ордовик, S — силур, P — пермь, T — триас, J — Kz — юра, мел и кайнозой

чем в скв. Лемборк их мощность превышает 1975 *м* (Tomczyk, 1962). Западнее, на Поморском валу близ Колобжега, скв. Госьцино под отложениями цейхштейна в интервале 3304—4416,6 *м* вскрыла мощные (около 1100 *м*) породы девона: серо-красные известняки с включениями мергелистых аргиллитов, затем серо-красные мергелистые сланцы со стяжениями и прослойками известняков и, наконец (с глубины — 4140 *м*), темно-серые мергелистые сланцы. Отложения девона залегают либо горизон-



Фиг. 45. Позднекаледонские троги и синеклизы Европы (по L. Størmer, 1967)

Северный край каледонид в Средней Европе принят по Г. Кёльбелю (H. Kölbel, 1963; Кёльбель, 1964).

1 — каледонские геосинклинали;
2 — каледонские троги и синеклизы;
3 — варисциды,
4 — граница складчатых геосинклинальных областей;
5 — граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами каледонской геосинклинали;
6 — структурные линии в каледонской синеклизе;
7 — надвиг норвежских каледонид

тально, либо наклонены под углами не более 5—10°. Их подстилают также лежащие горизонтально темно-серые до черных кварцевые филлиты, тонко перемежающиеся со светло-серыми метакварцитами (Czermiński, 1967; Dadlez, 1967a). На основании находок ближе не определенных тентакулитов эти филлиты условно отнесены к силуру (Hajlasz, 1967), но их ничтожная вскрытая мощность (1,6 *м*) не позволяет судить о возможных стратиграфических и структурных соотношениях этих филлитов с отложениями силура в скважинах Лемборк и Леба.

Еще западнее допермские отложения палеозоя подсечены рядом скважин на о. Рюген (Daber, 1963; Albrecht, Goldbecher, 1964; Albrecht, 1967; Jaeger, 1967). Их разрез начинается отложениями верхнего карбона, представленными «красными» и «серыми» слоями. Граница между ними намечена лишь по смене окраски пород. Палеоботаническими данными доказана принадлежность «серых» слоев к части вестфаля A и B (возможно, C), тогда как «красные» слои условно отнесены к вестфалю D и стефану. Общая мощность отложений верхнего карбона и его серий варьирует, причем в скважинах северной части о. Рюген, на п-ове Виттов, вскрыты лишь «серые» слои мощностью до 160 *м*, тогда как в скважинах, пробуренных на п-ове Ясмунд, мощность «красных» и «серых» слоев соответственно равна 100 и 200 *м*, в средней части Рюген — 600 и 400 *м*, а в южной — мощность только «красных» слоев достигает 900 *м*.

Отложения верхнего карбона представлены чередованием аргиллитов и песчаников. «Красные» слои отличаются характерной окраской, обусловленной наличием рассеянного гематита. В составе «серых» слоев светло-серые до белых песчаники связаны постепенными переходами с темно-серыми или зеленовато-серыми аргиллитами. В пелитовых разностях пород встречаются многочисленные растительные остатки, а в общем разрезе — маломощные пласты углей низкой степени углефикации, подвергшиеся лишь влиянию диагенеза. В кровле этих пластов присутствуют горизонты карбонатных конкреций.

В составе отложений нижнего карбона по скважинам, пробуренным на п-ове Ясмунд, установлены породы верхнего и среднего визе, а по скважинам, пройденным в южной части п-ова Виттов и на Среднем Рюгене,— породы от верхнего визе до верхов турне (отложения среднего турне выделены условно). Нижняя треть отложений нижнего карбона является преимущественно глинистой, тогда как вышележащая часть их разреза сложена преимущественно карбонатными породами — серыми и коричневыми известняками, серыми и темно-серыми известковистыми мергелями, мергелями и аргиллитами, часто и незакономерно переслаивающимися. В тех случаях, когда удается установить цикличность их смены, нижние части циклов (40—80 *м*) представлены преимущественно глинистыми, а верхние (20—50 *м*) — карбонатными породами. Общая мощность отложений нижнего карбона превышает 1300 *м*, из которых до 700 *м* приходится на породы турне и более 600 *м* на породы визе.

Отложения карбона в целом залегают весьма полого. Так, например, просмотр керна скв. Вик-101, пробуренной на п-ове Виттов, показал, что их горизонтальное залегание лишь на глубине 1582 *м* изменяется на наклонное (до 10°). В скв. Ломе-101, пробуренной на п-ове Ясмунд и вскрывшей отложения верхнего и нижнего карбона в интервале 1050—1800 *м*, углы наклона варьируют и равны: на глубине 1069 *м* — 30°, 1100 *м* — 15°, 1160 *м* — 15°, 1199 *м* — 0°, 1233 *м* — 0°, 1235 *м* — 0 — 15°, 1255 *м* — 0 — 5°, 1284 *м* — 10°, 1344 *м* — 0°, 1405 *м* — 0°, 1455 *м* — 15°, 1513 *м* — 20°, 1550 *м* — 15°, 1680 *м* — 0—10°, 1797 *м* — 0—30°, 1802 *м* — 0—10°.

Гораздо более низкое стратиграфическое положение занимают отложения ордовика. Впервые они были встречены на крайнем севере о. Рюген (скв. Аркона-101) непосредственно под песчаниками и конгломера-

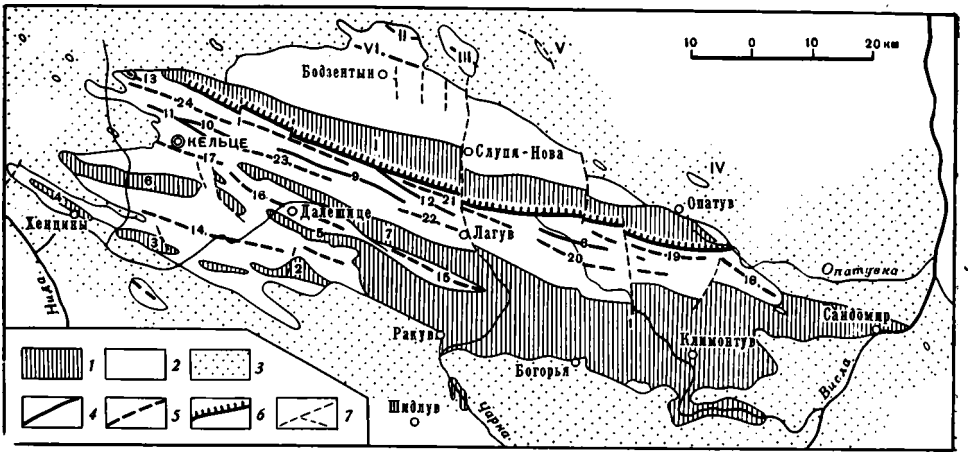
тами ротлигендеса в интервале 850—2008 *м*. Они представлены темно-серыми до черных, внизу серовато-зелеными аргиллитами с прослоями и пачками серовато-зеленых и светло-желтых, в разной степени песчанистых известняков. По наличию редких, но прекрасно сохранившихся граптолитов устанавливается принадлежность аргиллитов к 7 и 8 зонам — верхам лланвирна и лландейло. Углы наклона аргиллитов резко варьируют от 0 до 90°, что затрудняет определение их истинной мощности, хотя принимается, что она составляет не менее двух третей вскрытой (Albrecht, 1967) и превышает 1000 *м* (Jaeger, 1967). Такие же непостоянные углы наклона (на глубине 3219 *м* — до 45°, на глубине 3250 *м* — 0°, а ниже — вновь крутые) имеют глинистые филлитизированные сланцы и полевошпатовые кварциты ордовика, вскрытые скв. Рюген-5.

Геологи ГДР считают, что отложения ордовика также являются платформенными. Об этом, по их мнению, свидетельствует общий облик пород, не затронутых сланцеватостью и кливажем. Резко варьирующие углы наклона слоев могут быть обусловлены близостью к зонам разломов. Так, скв. Вик-101, пробуренная в 4 *км* к юго-западу от скв. Аркона-101, из конгломератов, песчаников и аргиллитов, по-видимому, относящихся к ротлигендесу, вошла в отложения нижнего карбона. Между этими скважинами через среднюю часть п-ова Виттов проходит разлом, разделяющий «ордовикский» и «нижнекаменноугольный» блоки, причем амплитуда смещения по нему превышает 1000 *м* (Albrecht, 1967).

Возвращаясь к рассмотрению собственно Датско-Польской борозды, следует отметить, что, по мнению А. А. Богданова, она «... на юго-востоке открывается (или причленяется) к древнепалеозойской впадине современных Свентокшиских гор» (Богданов, 1968б, стр. 5). Вопрос о тектонической природе последних сложен и еще не решен. Общие почти широтные простирания структур Свентокшиских гор не совпадают с северо-западным простиранием Куявского вала, с которым они объединены на геологических картах по контуру распространения юрских отложений. По западной периферии Свентокшиских гор прослеживаются конгломераты основания цехштейна, тогда как в районе Куявского вала, как уже отмечено, подошва цехштейна прослеживается на глубинах до 7 *км* и более. Даже из этого сравнения очевидно, что существующие связи Куявского вала и Свентокшиских гор определились лишь на поздних этапах формирования структурного плана территории Польши.

Тектоника Свентокшиских гор не отличается особой сложностью (фиг. 46). На севере их обособляется Лысогурская зона (лысогуриды), по южному надвинутому краю которой в отложениях кембрия имеются запрокинутые к югу складки, тогда как отложения ордовика, силура и девона полого наклонены к северу (фиг. 47). В южной, Келецкой или Келецко-Сандомирской, зоне (кельциды) в отложениях ордовика — нижнего карбона Келецко-Лагувского синклинория прослеживается система крупных, как правило, приразломных складок. В ядрах антиклиналей здесь обнажены породы силура и нижнего девона, а осевые части синклиналей сложены породами среднего девона — нижнего карбона. Складки эти обычно асимметричны, наклонены, запрокинуты и иногда надвинуты к югу. К востоку Келецко-Лагувский синклинорий воздымается, причем на его простирании, в районе Сандомира, развиты исключительно отложения кембрия. На западе полоса преимущественного распространения кембрийских отложений, протягивающаяся южнее Келецко-Лагувского синклинория, погружается под более молодые породы палеозоя, в которых, по сравнению с упомянутым синклинорием, развиты значительно более редкие и менее сложные складки.

В собственно Свентокшиских горах наиболее древними из обнаженных являются отложения нижнего кембрия (до 800 *м*) — серые и зеленые глинистые сланцы, кварциты и песчаники, местами конгломерато-



Фиг. 46. Схема тектоники Свентокшиских гор (по М. Ксёнжкевичу и др., 1968)

1 — кембрий;
2 — ордовик, нижний карбон;
3 — пермь, мезозой и кайнозой;
4 — оси антиклиналей в отложениях моложе кембрия;
5 — оси синклиналей;
6 — надвиги;
7 — сбросы.

Келецко-Сандомирская зона: антиклинали — 1—13; синклинали — 14—24:

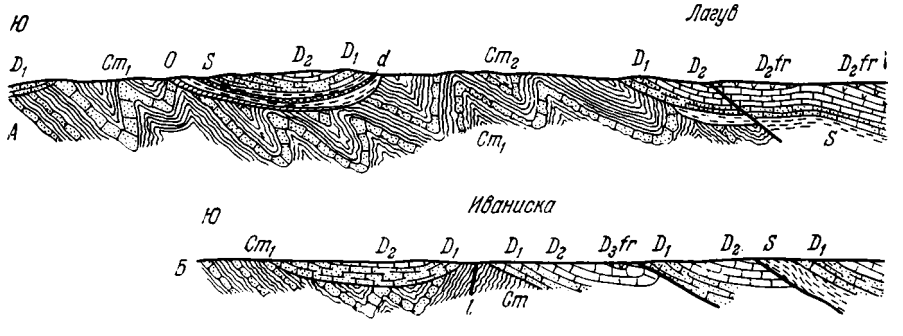
1 — Климонтувский антиклинорий,
2 — поднятие Щецинс,
3 — Бжезин,
4 — Хенцины,
5 — Цисова,
6 — Дымин,
7 — Орловин,
8 — Бацьковиц,
9 — Белин,
10 — Шидлув,
11 — Невахлёва,
12 — Малацетова;
13 — Медзяна-Гура;
14 — Галенциз,
15 — Барда,
16 — Далешице,
17 — Кельце,
18 — Мендзыгуж,
19 — Тудорова-Карвова,
20 — Собекурова-Пиетрова,
21 — Малацентова,
22 — Лагув,
23 — Радлин,
24 — Медзяна-Гура;

Лысогурская зона: антиклинали — I—V; синклинали — VI (прогиб):

I — чешуя Лысогур,
II — поднятие Броньковиц,
III — Выдрышова,
IV — Птканова,
V — Годова;
VI — прогиб Бодзентын

видные. К среднему кембрию (до 750 *м*) относятся песчаники и темные глинистые сланцы, а в Лысогурской зоне — (условно) кварциты. Отложения верхнего кембрия (до 550 *м*), развитые преимущественно в Лысогурской зоне, представлены пестроцветными (от черных до зеленых и красных) песчаниками и сланцами (преобладающими на западе).

На породах кембрия трансгрессивно залегают отложения ордовика (200—300 *м*, от низов тремадока до верхов ашгиллия), на севере и юге сложенные черными глинистыми граптолитовыми сланцами, а в Келецко-Лагувском синклинории — глауконитовыми песчаниками с прослоями из-



Фиг. 47. Геологические разрезы через Свентокшиские горы (по М. Ксёнжкевичу и др., 1968)

вестняков и известняками (тремадок — низы карадока), сланцами и мергелями (верхи карадока — ашгиллий).

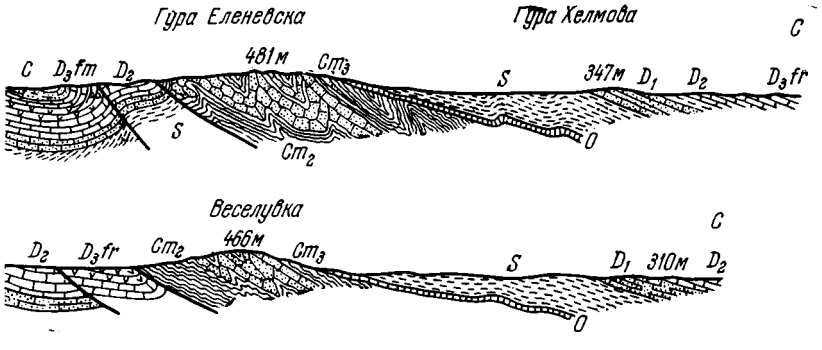
Отложения силура внизу (лландовери — низы лудлова) сложены темными, выше зачастую зелеными и оливковыми граптолитовыми сланцами, а вверху (от верхов лудлова) — глинистыми сланцами, песчаниками, граувакками и конгломератами. Конгломераты и оливковые сланцы даунтона развиты в основном в Лысогурской зоне. Мощность граптолитовых сланцев низов силура не превышает 150—300 *м*, а терригенных пород верхов силура изменяется от 200 *м* в западных до 1500 *м* и более в восточных разрезах.

Отложения нижнего девона в Лысогурской зоне лежат согласно на породах силура и представлены вишневыми песчаниками (200 *м*) с прослойками глин и туффитов, а также песчаниками (до 140 *м*) с прослойками туффитовых сланцев. В Келецкой зоне этим песчаникам отвечают маломощные конгломераты и грубослоистые песчаники зигена, несогласно залегающие на породах силура.

Средний девон в Лысогурской зоне внизу образован серыми и желтыми глинистыми сланцами (140 *м*) и кварцитовидными песчаниками (до 100 *м*), перекрытыми серыми или красными мергелистыми доломитами или мергелями (40 *м*) и брахиоподовыми известняками. Верхняя часть его разреза представлена доломитами (до 560 *м*), сланцами и известняками, выше — глинистыми сланцами (до 360 *м*) с прослоями и горизонтами конкреций известняков, далее — глинистыми граувакковыми сланцами с прослоями известняков и мергелей, наконец — рифовыми известняками (до 15 *м*). В Келецкой зоне состав отложений среднего девона более однообразен: в их основании прослеживаются сланцы и граувакки, а выше залегают исключительно карбонатные породы — мергели, мергелистые доломиты, доломиты и известняки.

Верхний девон в Лысогурской зоне внизу сложен зелеными сланцами, известняками с роговиками и тентакулитовыми известняками франского яруса, а вверху — известняками и мергелистыми битуминозными или кремнистыми сланцами фаменского яруса. В Келецкой зоне франский ярус представлен рифовыми известняками, а фаменский — известняками.

Разрез палеозоя Свентокшиских гор заканчивается отложениями нижнего карбона. К турнейскому ярусу относятся темные или черные мергелистые сланцы с прослоями известняков, местами черные лидиты, над которыми залегают пестрые глинистые сланцы с редкими прослойками туффитов и известняков. Визейский ярус сложен зелеными или черными глинистыми, иногда кремнистыми сланцами. Темные сланцы содержат



Индексами обозначены: Cm — кембрий, Cm_1 — нижний кембрий, Cm_2 — средний кембрий, Cm_3 — верхний кембрий, O — ордовик, S — силур, D_1 — нижний девон, D_2 — средний девон, D_3fr — франский ярус, D_3fm — фаменский ярус, C — карбон, *d* — диабазы, *l* — лампрофиры

включения сидерита, иногда — прослойки граувакк, туффитов и конгломератов. Общая мощность отложений нижнего карбона превышает 800 *м*.

До недавнего времени польские геологи безоговорочно принимали каледонский возраст консолидации Келецкой зоны (Samsonowicz, 1934; Czarnocki, 1936, 1957а, б; Znosko, 1964, 1965). Однако Я. Чарноцкий, а позднее Е. Зноско допускали, что каледонские орогенические движения имели место от докембрия до силура включительно (до арденнской фазы), тогда как Я. Самсонович признавал лишь одну — сандомирскую орогению между кембрием и ордовиком. В. Пожарыский и Г. Томчик (Pozaryski, Tomczyk, 1968) предприняли критический разбор проблемы каледонских движений в Польше. Они категорически отрицают орогенический характер послекембрийских каледонских движений в Свентокшиских горах и настаивают на необходимости выделения свентокшиской фазы — между средним и верхним кембрием, в понимании Г. Томчика (Tomczyk, 1964; Томчик, 1965), и сандомирской фазы — перед верхним тремадоком, причем обе эти фазы считают не каледонскими, а заключительными ассинтскими. Лысогурская зона ранее всеми польскими геологами признавалась варисцийской. Однако Е. Зноско, судя по его выступлению на сессии редакционного комитета Международной тектонической карты Европы (г. Фрейберг, март 1968 г.), включает и ее в состав широкой полосы каледонид, которая, по его мнению, протягивается к западу от линии Торнквиста через всю Польшу.

Между тем, в печати появляются высказывания об отсутствии проявления альпинотипной складчатости не только в моноклинально наклоненной на север Лысогурской зоне, но и вообще в Свентокшиских горах (Jaeger, 1964; Franke, 1967а, б). Д. Франке (Franke, 1967б) справедливо отметил, что в Свентокшиских горах отсутствуют значительный инициальный (начальный), а также синорогенный и субсеквентный вулканизм, региональный метаморфизм и типичные для собственно складчатых деформаций сланцеватость и кливаж. Слишком четко устанавливается причинная связь складок Келецкой зоны с разломами.

Н. С. Шатский допускал, что Свентокшиские горы являются структурой типа Донбасса, отходящей от крутого внутреннего угла платформы, заполненного палеозойскими складчатыми сооружениями, погребенными под надвигами Карпат (Шатский, Богданов, 1961; Шатский, 1964.)

По устному сообщению В. Пожарыского, ссылающегося на данные бурения, структуры Свентокшиских гор затухают на запад. К востоку на их простирании непосредственно под миоценом Предкарпатского прогиба прослеживаются зеленые сланцы рифея, которые на севере и юге уходят под полого залегающие отложения палеозоя (см. стр. 76—80). Не исключено, что так называемый антиклинорий Нижнего Сана рассечен региональным разломом, который постепенно принимает субширотное направление и в Свентокшиских горах служит разделом между Лысогурской и Келецкой зонами. Наличием этого разлома и сопровождающих его дислокаций, возможно, объясняется кажущееся столь аномальным палеозойское развитие узкой пришовной Келецкой зоны.

Приведенный обзор данных о вероятном возрасте и составе фундамента Североморской впадины показывает, как неожиданно обширен еще круг нерешенных основных вопросов тектоники Средней Европы. Предлагаемый вариант их решения, может быть, не является единственно возможным, однако он в какой-то мере систематизирует имеющиеся сведения и не вступает в противоречия с ними.

Глава вторая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сведения о структуре земной коры Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы пока весьма ограничены, но уже позволяют выявить общую направленность ее изменения и тем самым подчеркивают тождественность этих регионов. Более высокими структурными поверхностями, по которым основные черты глубинной тектоники экзогональных впадин могут быть уверенно сопоставлены, являются поверхность их фундамента, а также подошва сероцветной лагунно-морской сульфатно-карбонатно-терригенной формации кунгура Печорской впадины, подошва соленосной формации кунгура Прикаспийской впадины и цехштейна Североморской впадины. Эти формации в платформенном чехле экзогональных впадин занимают близкое стратиграфическое положение, и поэтому их подошва может служить надежной маркирующей поверхностью при сравнительном тектоническом анализе.

Современная глубина залегания поверхности фундамента позволяет определить общую мощность платформенного чехла. Разность между глубиной залегания поверхности фундамента и подошвы упомянутых формаций выявляет общую мощность ранее накопившихся отложений платформенного чехла. Структурный план подсолевого ложа Прикаспийской и Североморской впадин обусловливает закономерности пространственного распространения локальных структур, созданных соляной тектоникой. Развитие этих структур привело к деформации более высоких маркирующих структурных поверхностей, которые совпадают в Прикаспийской впадине — с подошвой отложений неокома и акчагыла, а в Североморской — с подошвой отложений среднего альба и палеогена. В Печорской впадине, где пермские соленосные толщи практически отсутствуют, в составе вышележащих отложений выделяются маркирующие структурные поверхности, отвечающие основанию отложений средней юры и верхнеплиоценово-четвертичных отложений.

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА ПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В Печорской впадине глубина залегания поверхности фундамента на континенте лишь местами достигает 7 *км*, а в Баренцевом море — 8—9 *км*. Среди экзогональных впадин Европейской платформы именно она наименее погружена, и поэтому сведения об особенностях ее глубинной тектоники наиболее надежны.

Определяющие черты глубинной структуры Печорской впадины нашли отражение на схеме тектоники северо-востока Европейской платформы, которая составлена более десяти лет назад автором настоящей работы совместно с Р. А. Гафаровым (Журавлев, Гафаров, 1959б). Позднее

ее уточненные варианты были неоднократно опубликованы (Гафаров, 1963а; Журавлев, 1964а, 1965б; Shurawlew, 1965б) и вошли как составные части в Международную тектоническую карту Европы (1964), Тектоническую карту Арктики (1963) и Тектоническую карту Евразии (1966). Между тем, Н. Д. Матвиевская (1964), З. И. Цзю (1964), В. А. Дедеев (1965), М. А. Осада (1968), а также составители Тектонической карты севера Русской плиты (Тектоника севера Русской плиты, 1969) для всей континентальной части Печорской впадины или для ее отдельных районов предложили структурные схемы, несколько отличающиеся от разработанной нами либо по рисунку стратоизогипс поверхности фундамента, либо по определенной расчетами вероятной глубине ее залегания. С учетом степени достоверности этих схем нами внесены необходимые коррективы в предлагаемый новый вариант тектонической схемы Печорской экзогональной впадины (фиг. 48).

Немаловажное значение для выяснения глубинного строения Печорской впадины имеет анализ ее магнитного и гравитационного полей. Характеристика магнитного поля впадины была дана выше (см. стр. 55—56), здесь приведен лишь краткий анализ ее гравитационного поля (фиг 49).

Юго-западнее Тиманского кряжа вдоль него прослеживается Притиманский региональный гравитационный минимум, на юго-востоке сливающийся с Предуральским региональным гравитационным минимумом. Локальными участками слабо повышенных значений силы тяжести он разделен на отдельные звенья.

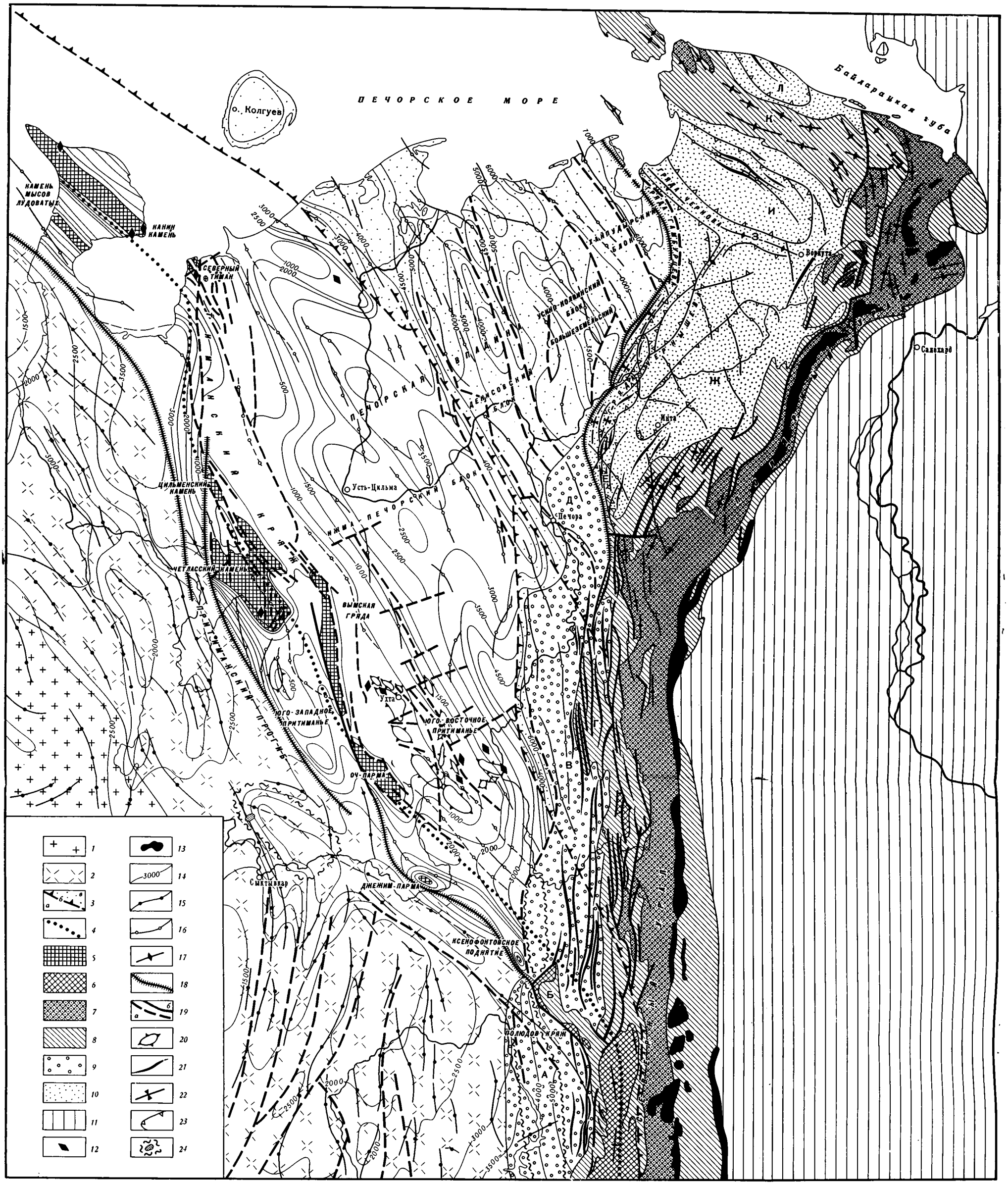
Северо-восточнее и параллельно ему проходит Тиманская зона положительных аномалий силы тяжести. Пережимом в районе г. Ухты она разделена на две части: юго-восточную и северо-западную. Юго-восточная ее часть несколько смещена к северо-востоку от выходов метаморфических сланцев на Оч- и Джежим-Парме, а северо-западная — от северной оконечности Вымской гряды протягивается на Северный Тиман, причем проходит северо-восточнее Четласского Камня. В юго-восточной части рассматриваемой зоны обособляется Зеленецкий, а в северо-западной — Барминский максимумы силы тяжести.

К северо-востоку от Тиманской зоны, на западе Печорской впадины, выделяется обширная Ижма-Печорская зона слабых отрицательных и положительных аномалий силы тяжести. На ее фоне различаются локальные аномалии изометрических очертаний и разной ориентировки — от меридиональной до широтной.

На востоке Ижма-Печорская зона граничит с Илыч-Чикшинской полосовой зоной интенсивных гравитационных максимумов, протягивающейся в субмеридиональном направлении по левобережью верхнего течения р. Печоры от района с. Усть-Илыч на юге до верховьев р. Чикшина на севере. На юге она связана с Тиманской зоной положительных аномалий силы тяжести. В ее пределах обособляются (с юга на север) Илычский, Савиноборский и Лемьюский максимумы силы тяжести. Эта полосовая зона максимумов намечает положение западного ограничения Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба, которой соответствует Верхнепечорский минимум силы тяжести.

К северо-востоку от Ижма-Печорской зоны протягивается Печорская зона интенсивных положительных аномалий силы тяжести, отвечающая разделу Тиманского магнитного минимума и Большеземельской аномальной магнитной зоны. В ее пределах различаются (с юга на север): Чикшинский, Лыжско-Кыртаиольский, Мутно-Материковый и Шапкинский максимумы силы тяжести. На северо-западе она резко отделена от Нарьян-Марской зоны интенсивных гравитационных максимумов поперечной полосой относительно пониженных положительных значений аномалии силы тяжести.

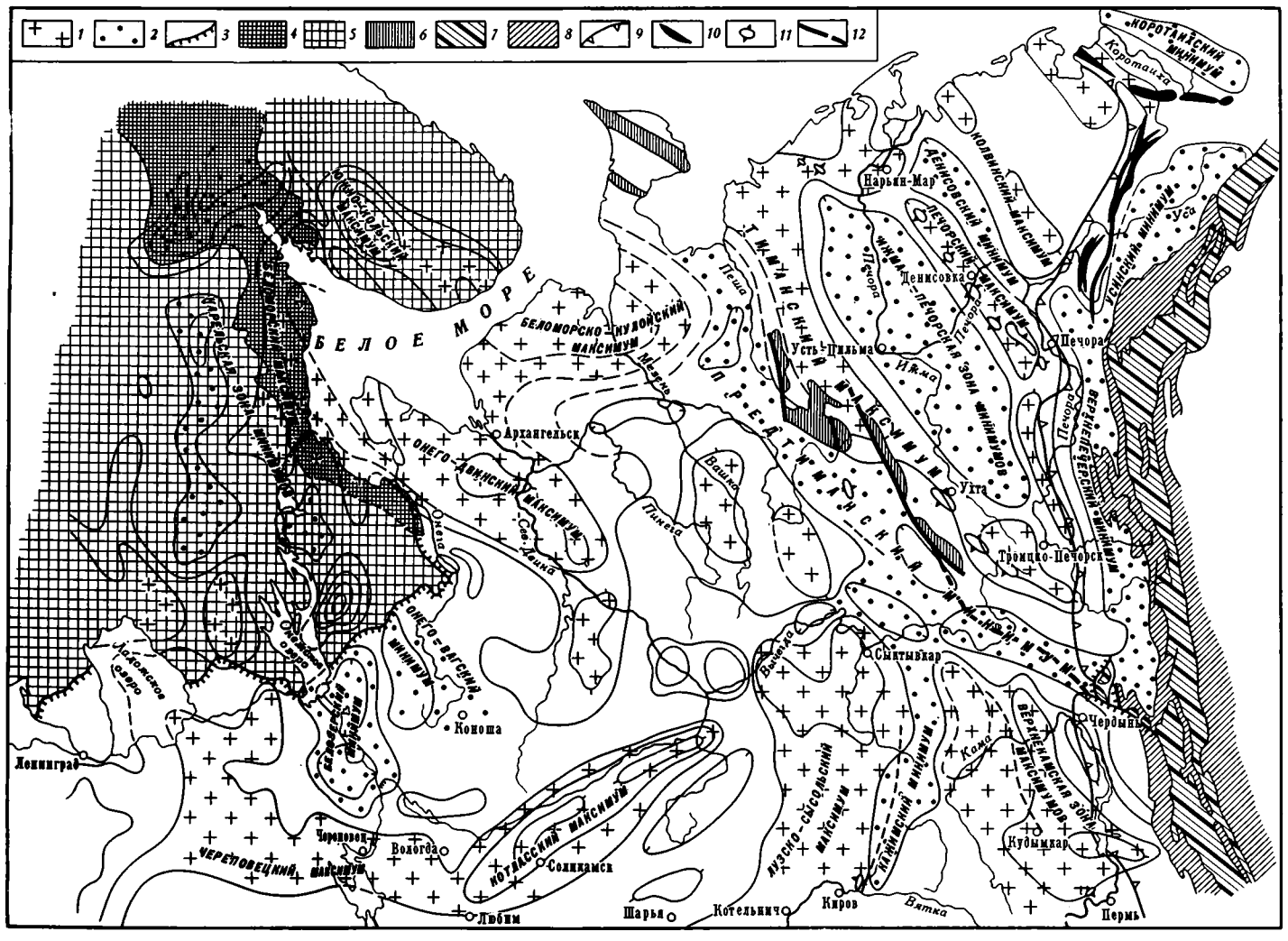
Еще северо-восточнее простирается Денисовская зона минимумов силы



Фиг. 48. Тектоническая схема Печорской экзогональной впадины и ее обрамления

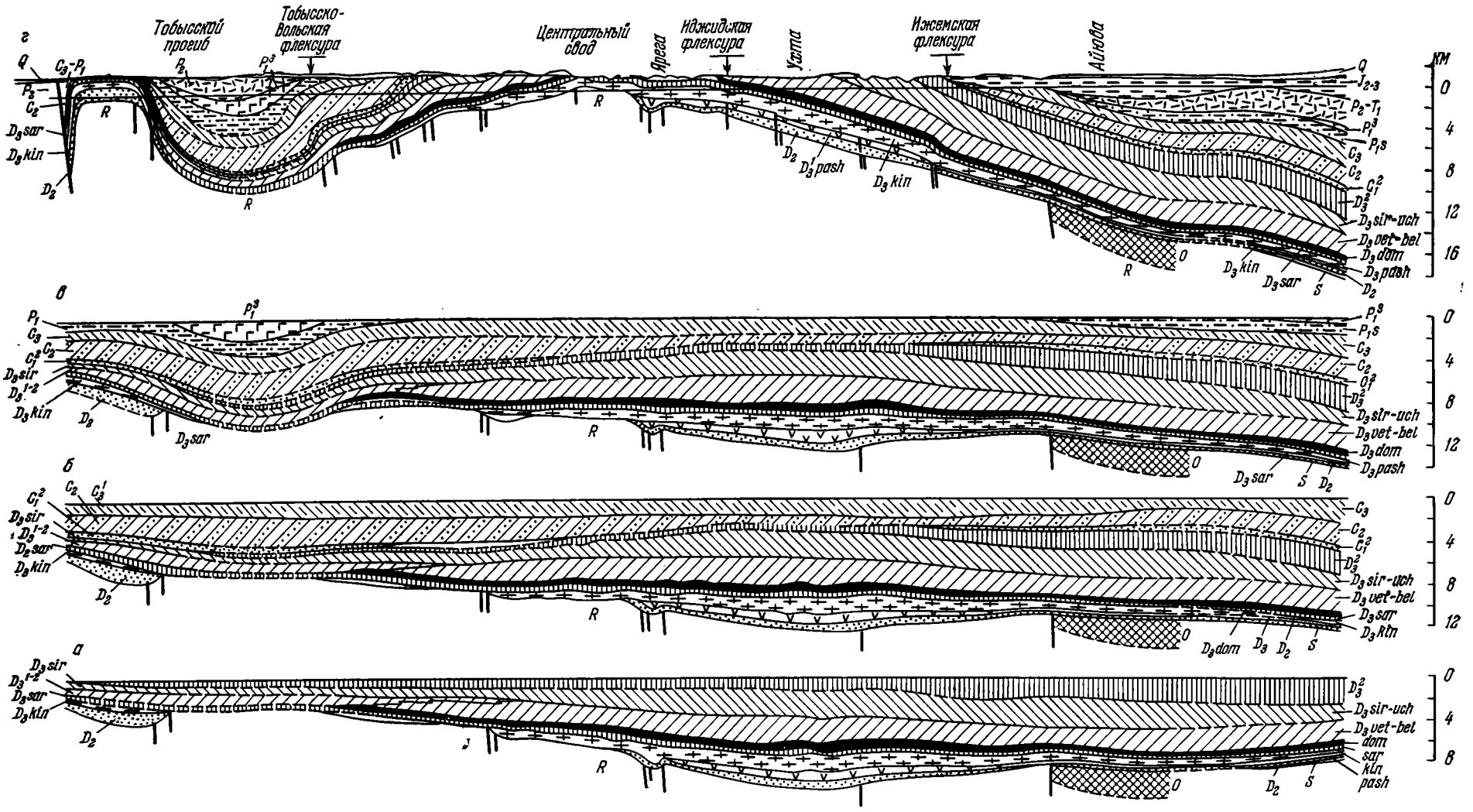
1, 2 — эпикарельский остов Европейской платформы:
1 — области с архейским складчатым фундаментом,
2 — области с карельским складчатым фундаментом;
3 — область распространения рифейского складчатого фундамента в пределах северо-восточного внешнего угла Европейской платформы (*а* — область развития миогеосинклинальных формаций рифея, *б* — область развития эвгеосинклинальных формаций рифея, *в* — граница между ними);
4 — граница между западной (краевой) и восточной полосами разрезов миогеосинклинальных формаций рифея;
5 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тиманском кряже и п-ове Канин;
6, 7 — доуралиды в составе Уральской складчатой системы:
6 — миогеосинклинальные формации рифея,
7 — эвгеосинклинальные формации рифея;
8 — уралиды (отложения ордовика — карбона) в составе Уральской складчатой системы;
9 — Предуральский краевой прогиб (А — Соликамская ванна, Б — поперечное поднятие Полюдова кряжа, В — Верхнепечорская ванна, Г — Тимаизское поперечное поднятие, Д — Большесынинская ванна);
10 — Северный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы (Е — поперечное поднятие южной части гряды Чернышева, Ж — Косью-Роговская ванна, З — поперечное поднятие восточной части гряды Чернова, И — Коротаихинская ванна, К — Пай-Хойское поперечное поднятие, Л — Карская ванна);
11 — Западно-Сибирская эпипалеозойская плита;
12 — интрузии в составе рифейского складчатого фундамента на Тиманском кряже, п-ове Канин и под платформенным чехлом Печорской впадины;
13 — габбро-перидотитовые интрузии в Уральской складчатой системе;
14 — стратоизогипсы по кровле складчатого фундамента северо-восточного внешнего угла Европейской платформы (дорифейского — на юго-западе, рифейского — на северо-востоке);
15, 16 — оси магнитных максимумов и минимумов:
15 — в пределах эпикарельского остова Европейской платформы,
16 — в пределах области распространения рифейского складчатого фундамента на северо-восточном внешнем углу Европейской платформы;
17 — основные простирания в Уральской складчатой системе;
18 — краевые швы эпикарельского остова Европейской платформы и ее северо-восточного внешнего угла;
19 — главнейшие разломы: *а* — перекрытые отложениями, развитыми на поверхности, и предполагаемые, *б* — установленные;
20 — брахиантиклинали и купола, выявленные в платформенном чехле Тиманского кряжа;
21 — антиклинали на западном склоне Урала, в Предуральском краевом прогибе и в Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы;
22 — синклинали (выделены только в пределах гряды Чернышева);
23 — контуры ванн Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы:
24 — контуры районов с проявлениями соляной тектоники и развитые в их пределах соляные купола

В. С. Журавлев



Фиг. 49. Схема основных элементов гравитационного поля севера Европейской платформы (по Р. А. Гафарову, 1963а)

1 — максимумы силы тяжести;
2 — минимумы силы тяжести;
3 — граница выходов докембрия Балтийского щита;
4 — Беломорский массив архея;
5 — складчатые зоны карелид;
6 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тиманском кряже и п-ове Канин;
7 — доуралиды в составе Уральской складчатой системы;
8 — уралиды (отложения ордовика — карбона) в составе Уральской складчатой системы;
9 — западная граница Предуральского краевого прогиба и Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы;
10 — антиклинали;
11 — платформенные складки;
12 — разломы



Фиг. 50. Современный и палеотектонический поперечные геологические профили через Ухтинскую брахиантиклиналь (по З. И. Цзю, 1964)

Объяснения в тексте

а — в — палеотектонические профили к началу: *а* — турнейского века, *б* — сакмарского века, *в* — уфимского века; *г* — современный профиль

Индексами обозначены: R — рифей, O — ордовик (по З. И. Цзю — нижний кембрий), S — силур, D_2 — средний девон, D_3 — верхний девон (D_3pash — пашийские, D_3kin — кыновские D_3sar — сарагаевские, D_3dom — доманиковые, D_3vet-bel — ветласянские и бельгопские, D_3^{1-2} — верхнедевонские (досирачойские), D_3sir — uch — сирачойские и ухтинские, D_3^2 — фаменского яруса), C_1 — нижний карбон, C_2 — средний карбон, C_3 — верхний карбон, C_3—P_1 — верхний карбон и нижняя пермь, P_1 — нижняя пермь (P_1s — сакмарский ярус, P_1^3 — кунгурский ярус), P_2 — верхнепермские, P_2 — T_1 — верхнепермские и нижнетриасовые, J_{2-3} — средне- и верхнеюрские, Q — четвертичные отложения

тяжести, которая южнее устья р. Усы, в Большесынинской ванне Предуральского краевого прогиба, сливается с Верхнепечорским минимумом силы тяжести. На северо-западе она пересекает среднее течение р. Шапкина и выходит к низовьям р. Печоры.

Далее на северо-восток лежит Усино-Колвинская (Большеземельская) зона положительных аномалий силы тяжести с плавными обширными максимумами северо-западного простирания: на юге — Колвинским, на севере — Чернореченским, Пайяхским (в районе Печорской губы), Мореюским и др. На востоке она ограничена узкими полосовыми максимумами, приуроченными на юго-востоке к гряде Чернышева, а на северо-востоке — к Варандейскому валу (гряде Сорокина) и к грядам Гамбурцева и Чернова. Эти полосовые максимумы силы тяжести имеют резкие градиенты и значительную интенсивность.

Данные геологии и геофизики позволяют утверждать, что юго-западный борт Печорской экзогональной впадины определяется сложным глыбовым поднятием Тиманского кряжа, которое возникло в зоне раздела областей с разновозрастным докембрийским складчатым фундаментом Европейской платформы — карельским на юго-западе, байкальским на северо-востоке. Этот раздел от Полюдова кряжа на юго-востоке до п-ова Варангер на северо-западе намечается системой кулисных краевых швов эпикарельского остова Европейской платформы. Возобновление движений по этим швам на платформенном этапе развития привело к образованию разделенных разломами крупных приподнятых и погруженных блоков рифейского складчатого фундамента Тимана, определяющих положение его выступов и разобщающих их грабенообразных впадин. Разломы, вдоль которых протягиваются наиболее приподнятые выступы фундамента — Вымская гряда, Четласский и Цильменский Камни — прослеживаются внутрь Тимана под острым углом к общему северо-северо-западному простиранию складчатости его фундамента.

Морфология системы кулисных разломов Тиманского кряжа изучена недостаточно, но они, как правило, являются взбросами или крутыми надвигами (Журавлев, Гафаров, 1959а, б; Разницын, 1961, 1964, 1968; Журавлев, 1964а, 1965б). Смещения по ним не прекратились и в новейшее время, о чем свидетельствует орографическая выраженность Тимана. Характерно, что в зоне разлома, ограничивающего с запада Вымскую гряду, 13 января 1939 г. произошло 6—7-балльное землетрясение — наиболее интенсивное на Европейской платформе за последние полвека (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940; Атлас землетрясений ..., 1962).

Ограниченные упомянутыми разломами приподнятые блоки фундамента Тиманского кряжа обычно круто обрываются на запад и юго-запад, относительно полого наклонены на восток и северо-восток и осложнены дополнительными продольными и поперечными разрывами. Облекающие их отложения платформенного чехла выявляют общие очертания этих блоков.

Платформенный чехол Тиманского кряжа образован отложениями силура (на Северном Тимане), среднего и верхнего девона, а также карбона и перми на склонах Тимана и в грабенообразных впадинах. Морфология локальных структур платформенного чехла подчинена рельефу поверхности складчатого фундамента. Среди этих структур различаются брахиантиклинали и купола, обычно обладающие плоскими сводами и относительно крутыми, нередко осложненными флексурами, крыльями. Специфические черты их морфологии иногда заставляют говорить об особом, тиманском типе платформенных складок (Кремс, 1948).

Наиболее детально локальные положительные структуры изучены в Юго-Восточном Притиманье, где выделяется крупная Ухтинская брахиантиклиналь северо-западного простирания (СЗ 320°), размеры которой достигают 100 × 55 *км*, а амплитуда 350 *м* и более (фиг. 50). Ее запад-

ное крыло весьма пологое (1°12′), а восточное — несколько более крутое (до 1°43′). Присводовая часть этой структуры осложнена небольшими куполами. На юго-восток от Ухтинской брахиантиклинали выделяются Верхнеижемские мелкие куполовидные складки: Нямедская, Кушкоджская, Изкосьгоринская, Седьиольская, Войвожская и др. Необходимо отметить, что наиболее крупные брахиантиклинали Юго-Восточного Притиманья образовались либо над ранее погруженными блоками фундамента (Ухтинская брахиантиклиналь), либо над его выступами (Черская и Эжвадорская брахиантиклинали), что свидетельствует о дифференцированных и разнонаправленных смещениях этих блоков.

Кулисообразно расположенные узкие блоки рифейского складчатого фундамента Тиманского кряжа с юго-запада ограничены Притиманским прогибом, протягивающимся вдоль северо-восточного, резко погруженного в сторону Тимана края эпикарельского остова Европейской платформы. Глубина залегания фундамента в Притиманском прогибе изменяется от 2,5 до 4 *км*. В основном этот прогиб выполнен мощными платформенными отложениями верхнего рифея и венда, синхронными геосинклинальным формациям складчатого фундамента Тимана. Перекрывающие их отложения среднего и верхнего палеозоя испытывают лишь сравнительно небольшое увеличение мощности, несоизмеримое с большой глубиной Притиманского прогиба (Иголкина, 1965). Это позволяет считать, что Притиманский прогиб в рифее и венде являлся протяженной зоной перикратонных опусканий.

На северо-востоке поверхность фундамента Тиманского кряжа ступенчато погружается в глубь Печорской впадины. Наличие ступеней фундамента определяется разломами северо-северо-западного направления, параллельного Тиману. Отражением их в платформенном чехле служат флексуры с углами падения на крутых крыльях до 3—4°, а также зона больших градиентов гравитационного поля, прослеживающаяся вдоль восточного склона Среднего и Северного Тимана (Матвиевская, 1964). На продолжении этой зоны к югу вдоль восточного склона Южного Тимана более чем на 100 *км* протягивается Ижемский сброс северо-западного направления (СЗ 320°) с максимальной амплитудой свыше 250 *м* (Матвиевская, 1961). К зоне ступенчатого опускания по этому сбросу приурочена западная граница распространения досилурийских отложений Печорской впадины (Левченко, 1958; Матвиевская, 1961; Журавлев и др., 1967). Упомянутая зона больших градиентов гравитационного поля и продолжающий ее Ижемский сброс, по-видимому, являются разделом между приподнятым Тиманским и погруженным Ижма-Печорским блоками фундамента, очертания которых намечаются сменой характерных гравитационных полей.

Ижма-Печорский блок на северо-востоке ограничен протяженной Припечорской зоной разломов, которую составляют: главная система разломов Печоро-Кожвинского вала, подходящая к ней под острым углом Чаркаю-Куйская зона разломов и подставляющая последнюю на севере Седуяхинская зона разломов. Припечорская зона разломов служит разделом разнородных магнитных полей — Тиманского регионального минимума и Большеземельской аномальной зоны,— фиксирующих очертания областей с мио- и эвгеосинклинальными формациями рифея в составе складчатого фундамента Печорской впадины.

На Ижма-Печорском блоке поверхность фундамента прослеживается на относительно небольшой глубине, которая даже в его наиболее погруженной части, тяготеющей к широтной излучине р. Печоры, не превышает 3500 *м* и лишь близ Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба возрастает до 4500 *м*. Простирание наиболее погруженной части Ижма-Печорского блока северо-северо-западное, тиманское. Ее северо-северо-западным окончанием служит Сойминско-Сульский прогиб (Гафа-

ров, 1963а), к северо-востоку от которого поверхность фундамента воздымается до абсолютных отметок — 1000 *м* и более в зоне Малоземельского вала, протягивающейся вдоль Чаркаю-Куйской и Седуяхинской зон разломов. Последующие геолого-геофизические исследования, несомненно, позволят установить наличие разломов, осложняющих Ижма-Печорский блок, но уже теперь можно утверждать, что они будут немногочисленными и их протяженность окажется небольшой.

Сравнительно простое строение поверхности фундамента Ижма-Печорского блока определяет спокойный характер тектоники платформенного чехла. Его отложения полого погружаются на северо-восток под углами от 30′ до 2°, реже — до 3—5°. При этом наиболее пологое залегание отложений платформенного чехла и практически полное отсутствие ясно выраженных структур установлены в погруженной центральной части Ижма-Печорского блока, где подошва кунгура прослеживается на глубине 1600 *м* (фиг. 51).

В непосредственно примыкающей к Ижемскому сбросу приподнятой части Ижма-Печорского блока выделяется протяженная (около 150 *км*) цепочка пологих линейно вытянутых незамкнутых антиклиналей или, точнее, структурных носов Айюва-Нерицкой, или Айюва-Одеской, зоны (Верхнеодеская, Южно-Айювинская, Порожская и др.). Для них характерна северо-северо-западная ориентировка (СЗ 350°), направленная под углом к простиранию Ижемского сброса (СЗ 320°). Простирание их более крутых (до 3°) восточных склонов соответствует общему моноклинальному наклону слоев платформенного чехла. Наличие этих локальных структур, по-видимому, определяется разломами, сопровождающими Ижемский сброс и ступенчато смещающими мелкие блоки фундамента. Так, при общем погружении поверхности фундамента на восток около 1°20′ в пределах Порожской структуры выявлена площадь ее горизонтального залегания протяженностью в несколько километров (Матвиевская, 1961).

Однако общий стиль тектоники Ижма-Печорского блока определяют не эти частные и незначительные по размерам структуры, а прослеживающиеся в ее восточной части и последовательно погружающиеся к северу Омра-Сойвинская, Тэбук-Савиноборская и Лемью-Ираиольская структурные террасы, а также встречная по отношению к ним Лыжско-Лузская структурная терраса. На восточных погружениях первых трех террас обособляется Мичаю-Пашнинская антиклинальная зона, к востоку от которой лежит Верхнепечорская ванна Предуральского краевого прогиба. Очертания этих террас определяются стратоизогипсами по подошве кунгура (см. фиг. 51) и доманика.

Наиболее южная и самая приподнятая Омра-Сойвинская терраса ограничена с юго-запада Ижемским сбросом. На геологических картах она выделяется выходами каменноугольных отложений, а на структурных картах намечается стратоизогипсами по подошве доманика, причем по стратоизогипсе — 700 *м* ее размеры превышают 35 × 20 *км*. На востоке Омра-Сойвинская терраса осложнена Маркаластской (Джебольской) ступенью, отделяющей ее от Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба. На этой ступени отложения доманика погружаются на восток под углами, не превышающими 1°. В центральной части Омра-Сойвинской террасы намечаются локальные поднятия (Нибельское, Верхнеомринское, Нижнеомринское), амплитуда которых варьирует от 20 до 40 *м*.

На северном склоне Омра-Сойвинской террасы выделяются Южно-Джьерское и Джьерское поднятия, в пределах которых подошва доманика относительно уровня ее залегания на Омра-Сойвинской террасе погружается соответственно на 300—400 и 600 *м*. Наиболее изученное Джьерское поднятие в плане имеет серповидное очертание, ориентировано широтно и прослеживается на расстоянии до 35 *км*, достигая ширины 6—9 *км*. Более крутым является его южное крыло, вдоль которого

прослеживается неглубокий прогиб, обособляющий Джьерское поднятие на северном склоне Омра-Сойвинской структурной террасы. Центральная часть Джьерского поднятия осложнена одноименной брахиантиклиналью, размеры которой по подошве доманика составляют 11 × 4 *км*, а амплитуда не превышает 50—100 *м*.

Далее к северу расположена Тэбук-Савиноборская структурная терраса, погруженная относительно Омра-Сойвинской на 1000 *м* по подошве доманика. Очертания ее намечаются стратиозогипсами —500 и —650 *м* по подошве кунгура, а общая площадь составляет около 1250 *км*^{2}. В плане она имеет почти треугольную форму и весьма полого (около 2—4 *м* на 1 *км*) погружается на восток и север. На западе она примыкает к крутой флексуре, вероятно, обусловленной ступенчатым погружением фундамента в Печорскую впадину.

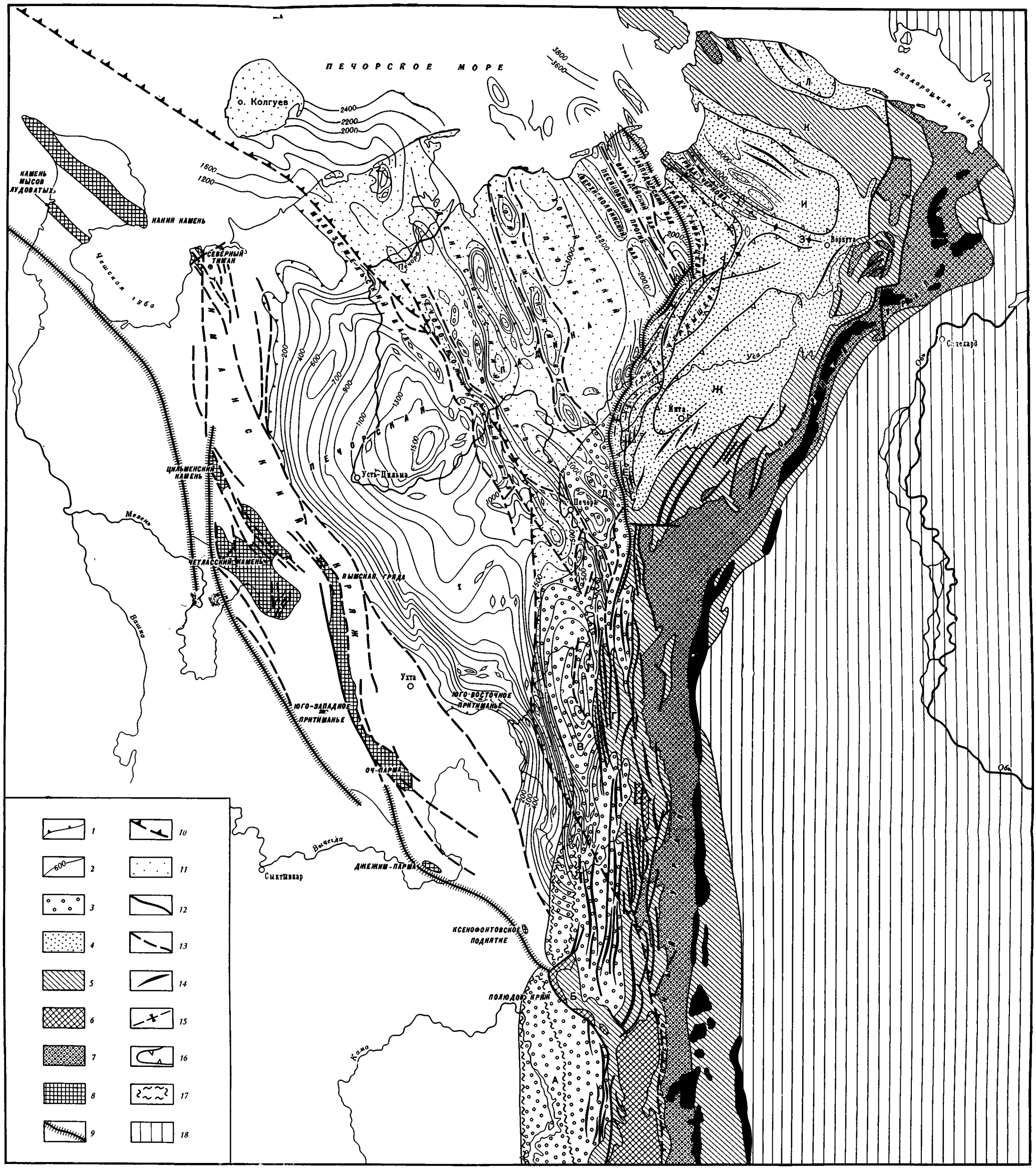
В центральной части Тэбук-Савиноборской террасы обособляется Велью-Тэбукское поднятие, по морфологии напоминающее Джьерское. Относительно последнего по подошве кунгура, прослеживающейся на глубине 400—450 *м*, оно погружено на 250 *м*. Протяженность Велью-Тэбукского поднятия достигает 50 *км*, причем в плане оно серповидно изогнуто к югу. Северное, более пологое (до 2°) его крыло сливается с моноклинальным северным склоном Тэбук-Савиноборской террасы, а его южное, более крутое (2—4°) крыло намечает переход к нерезко выраженному прогибу. Ось поднятия весьма полого (не более 20°) погружается к востоку, причем его восточная периклиналь выположена и сильно растянута.

Велью-Тэбукское поднятие осложнено Ваньюской, Западно-Тэбукской и Расьюской брахиантиклиналями, разделенными пологими седловинами. Наиболее контрастной и гипсометрически приподнятой является Западно-Тэбукская брахиантиклиналь, размеры которой по подошве кунгура составляют 12 × 2—2,5 *км*, при амплитуде до 70 *м* в контуре замкнутой стратоизогипсы — 470 *м*.

Расположенная севернее Лемью-Ираиольская структурная терраса отделена от Тэбук-Савиноборской моноклинальным пологим (порядка 50′) склоном, намечающимся по подошве кунгура. Она оконтурена стратоизогипсами —850 и —1050 *м* и от ранее охарактеризованных террас отличается наиболее пологим, почти горизонтальным залеганием слоев: углы наклона подошвы кунгура в ее пределах не превышают 10—20′. Относительно Тэбук-Савиноборской террасы Лемью-Ираиольская структурная терраса погружена на 400—500 *м*, имеет уже не широтную, а меридиональную ориентировку и обладает достаточно отчетливыми ограничениями. Размеры террасы приблизительно равны 50 × 80 *км*. Ее центральная часть осложнена мелкими брахиантиклиналями (Лемьюской и др.), амплитуда которых не превышает 10—20 *м*, или раскрытыми к югу структурными носами (Малоперским и др.). Северо-западный склон террасы осложнен цепочкой локальных структур, образованной Сотчемьюской, Восточно-Сотчемьюской и Талыйюской брахиантиклиналями. Наиболее резко выраженной и гипсометрически приподнятой является Сотчемьюская брахиантиклиналь, размеры которой по подошве кунгура равны 12 × 13 *км*, а амплитуда достигает 50—60 *м*.

Наконец, встречная по отношению к рассмотренным Лыжско-Лузская структурная терраса имеет субширотную ориентировку, оконтурена стратоизогипсой — 1050 *м*, по подошве кунгура и по сравнению с Лемью-Ираиольской слабо погружена. На северо-востоке она примыкает к главной системе разломов Печоро-Кожвинского вала. Лыжско-Лузская терраса осложнена широтно ориентированными Верхнелыжским и Лузским поднятиями, протяженность которых превышает 20 *км*, а амплитуда достигает 60—100 *м*. Южные крылья этих поднятий более крутые.

Вдоль восточного склона Лемью-Ираиольской и Тэбук-Савиноборской структурных террас протягивается Мичаю-Пашнинская антиклинальная



Фиг. 51. Структурная карта Печорской экзогональной впадины по кровле карбонатных отложений палеозоя — по подошве кунгура

1 — западная граница современного распространения отложений кунгура в Притиманье;
2 — стратоизогипсы по кровле карбонатных отложений палеозоя — по подошве кунгура (по Н. Д. Матвиевской, 1966 г.);
3 — Предуральский краевой прогиб (А — Соликамская ванна, Б — поперечное поднятие Полюдова кряжа, В — Верхнепечорская ванна, Г — Тиманское поперечное поднятие, Д — Большесынинская ванна);
4 — Северный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы (Е — поперечное поднятие южной части гряды Чернышева, Ж — Косью-Роговская ванна, З — поперечное поднятие восточной части гряды Чернова, И — Коротаихинская ванна, К — Пай-Хойское поперечное поднятие, Л — Карская ванна);
5—7 — Уральская складчатая система:
5 — уралиды (отложения ордовика — карбона),
6 — выходы миогеосинклинальных доуралид,
7 — выходы эвгеосинклинальных формаций доуралид;
8 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тиманском кряже и п-ове Канин;
9 — краевые швы эпикарельского остова Европейской платформы и ее северо-восточного внешнего угла;
10 — граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами в составе рифейского складчатого фундамента Печорской впадины;
11 — область вероятного распространения эвгеосинклинальных формаций в составе рифейского складчатого фундамента Печорской впадины;
12, 13 — главнейшие разломы:
12 — установленные,
13 — перекрытые отложениями, развитыми на поверхности и предполагаемые;
14 — антиклинали на западном склоне Урала, в Предуральском краевом прогибе и в Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы;
15 — синклинали (выделены только в пределах гряды Чернышева),
16 — контуры ванн Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы;
17 — контур района сплошного распространения соленосных отложений кунгура в Верхнепечорской ванне-Предуральского краевого прогиба;
18 — Западно-Сибирская эпипалеозойская плита

В. С. Журавлев

зона (Матвиевская, 1961), намечающая положение перегиба слоев к Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба. Этот перегиб по мере приближения к Предуральскому краевому прогибу фиксируется все более возрастающими углами наклона подошвы кунгура и все более увеличивающейся мощностью отложений верхней перми и триаса. Углы наклона подошвы кунгура, обычно не превышающие 1° в пределах Ижма-Печорского блока, здесь постепенно достигают 3—6°, а на отдельных флексурах — 8—12°. Простирание стратоизогипс по подошве кунгура становится отчетливо меридиональным.

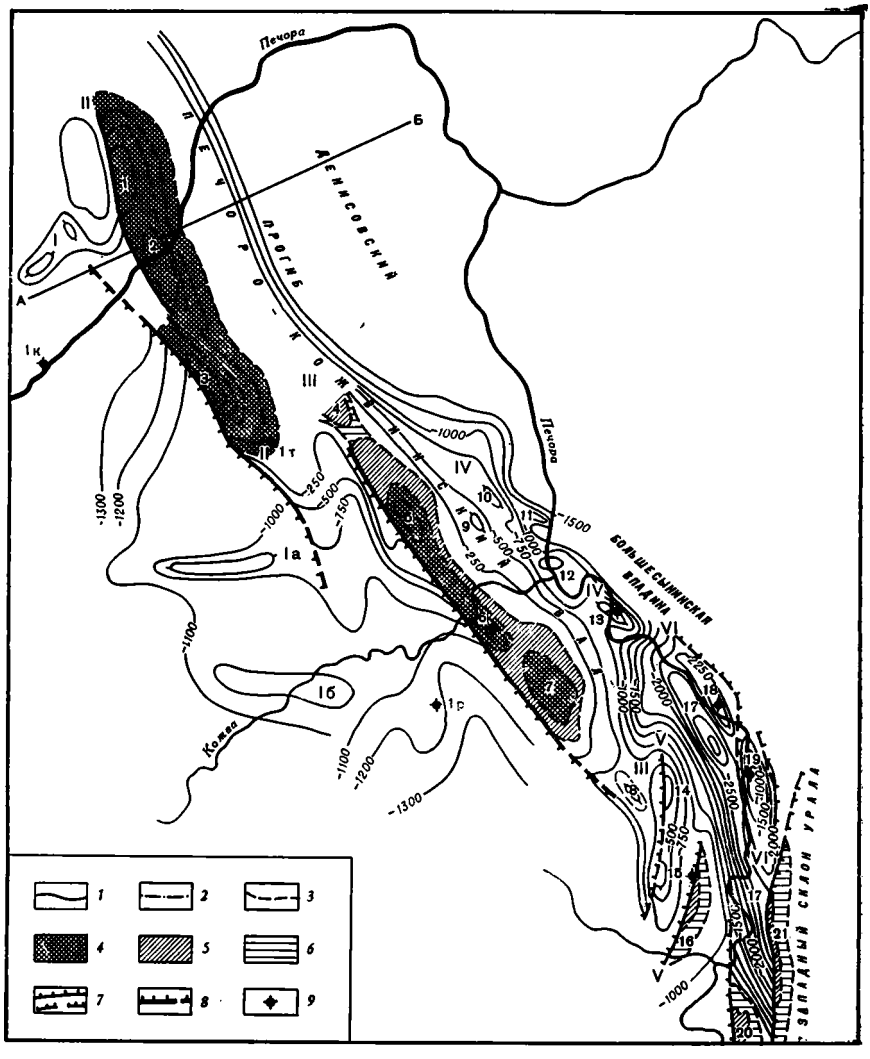
Протяженность Мичаю-Пашнинской зоны превышает 100 *км*, причем в ее пределах обособляется цепочка кулисообразно расположенных брахиантиклиналей. На южном окончании Мичаю-Пашнинская зона плавно переходит в Маркаластскую (Джебольскую) ступень, обособляющуюся на восточном склоне Омра-Сойвинской структурной террасы. Северным продолжением Мичаю-Пашнинской зоны, по-видимому, служит Исаковская структурная зона, образованная цепочкой мелких изолированных поднятий на восточном склоне Лемью-Ираиольской структурной террасы.

Все брахиантиклинали Мичаю-Пашнинской структурной зоны расположены на разных гипсометрических уровнях, но имеют общее северо-северо-западное простирание, более короткие и крутые (до 2—4°) западные и более пологие (1—2°) восточные крылья, сливающиеся с общим погружением слоев к Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба. Своды этих брахиантиклиналей по глубоким горизонтам, как правило, смещаются на северо-запад.

Мичаю-Пашнинскую антиклинальную зону составляют (с юга на север): Пашнинская, Восточно-Савиноборская, Северо-Савиноборская и Мичаюская брахиантиклинали. Наиболее приподнята и отчетливо выражена Северо-Савиноборская, в своде которой подошва кунгура залегает на глубине —750 *м*. Размеры ее достигают 13 × 6 *км*, а амплитуда — 100—110 *м*. Наиболее крупной структурой Мичаю-Пашнинской зоны является Пашнинская. Ее протяженность превышает 20 *км* при ширине 5—6 *км*, а амплитуда по замкнутой стратоизогипсе —910 *м* составляет 90 *м*. Западное крыло структуры короткое и относительно крутое (до 4°), а восточное, несколько более пологое (до 3°) крыло сливается с общим плавным погружением слоев к востоку.

На севере Ижма-Печорского блока, вдоль Чаркаю-Куйской и подставляющей ее Седуяхинской зон разломов, протягивается Малоземельский вал. Его образуют Чаркаю-Куйская (Дзелядевская, Северо-Дзелядевская, Янгытская, Северо-Янгытская, Верхнекуйская, Аамбар-Висская и Среднепылемецкая брахиантиклинали) и Седуяхинская (Седуяхинская, Западно-Седуяхинская и другие брахиантиклинали) кулисы, еще слабо изученные.

К северо-востоку от Ижма-Печорского обособляется Денисовский блок, которому отвечают одноименная зона минимумов силы тяжести и юго-западная часть Большеземельской аномальной зоны магнитного поля. В пограничной между этими блоками полосе прослеживается Печоро-Кожвинский вал (Матвиевская, Журавлев, 1965), который первоначально именовался Большекожвинской (Тихонович, 1941, 1946), или Печорской, грядой (Кремс, 1958; Калинина, 1959; Калинина, Фотиади, 1959; Левченко, 1958). Ему отвечают региональная линейная зона интенсивных максимумов силы тяжести, ограниченная гравитационными ступенями, и резкая смена магнитных полей. Особенности геофизических полей позволяют считать, что линейный Припечорский гравитационный максимум фиксирует положение глубинного шва, разделяющего зоны с различным по формационному составу рифейским складчатым фундаментом.



Фиг. 52. Тектоническая схема юго-восточной части Печоро-Кожвинского вала (по Н. Д. Матвиевской, В. С. Журавлеву, 1965)

1 — стратоизогипсы по кровле карбонатных отложений палеозоя (C_2—P_1);

2 — контуры структур по маркирующим горизонтам в отложениях верхнего девона;

3 — геологические границы;

4—*6* — площади выходов на поверхность отложений:

4 — девона, *5* — карбона, *6* — нижней перми;

7 — крупные тектонические нарушения в отложениях палеозоя, установленные по геологическим и геофизическим данным;

8 — главная система разломов Печоро-Кожвинского вала;

9 — глубокие скважины (1к — Кипиевская, 1т — Терехевейская, 1р — Ронаиольская; названия остальных скважин совпадают с названиями тех структур, на которых они пробурены).

Цифрами обозначены структуры собственно Печорской впадины: I — Чаркаюская, Ia — Верхнелыжская, Iб — Лузская; структуры Печоро-Кожвинского вала: II—II — Даньельско-Терехевейская кулиса (с составляющими ее антиклиналями: 1 — Даньельской, 2 — Мутно-Материковой, 3 — Дзеля-Терехевейской); III—III — Лыжско-Кыртаиольская кулиса и IV—IV — ее Печоргородская ступень (с составляющими их антиклиналями: 4 — Северо-Лыжской, 5 — Южно-Лыжской, 6 — Каменской, 7 — Кыртаиольской, 8 — Югидской, 9 — Искавожской, 10 — Южно-Лиственичной, 11 — Песчанской, 12 — Усть-Кожвинской, или Печоро-Кожвинской, 13 — Печоргородской);

Пока относительно хорошо изучена только юго-восточная часть Печоро-Кожвинского вала (фиг. 52). Установлено, что он протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 *км* при ширине 40—50 *км*. С юго-запада он ограничен главной системой разломов последовательно и кулисообразно подставляющих друг друга. Это разломы, с амплитудой до 0,5—1 *км* и более, осложняют юго-западные крылья большинства антиклиналей вала, а на участках кулисообразного захождения этих структур переходят в крутые флексуры. Поперечные или косые (по отношению к главной системе) разломы могут предполагаться между Мутно-Материковой и Дзеля-Терехевейской антиклиналями на основании резкого субширотного изгиба изоаномал силы тяжести. Характерно, что в примыкающей с юго-востока к Печоро-Кожвинскому валу части Печорской впадины выявлены поперечные валу пологие, субширотного ориентированные структуры (Верхнелыжская и др.). Переход от структур Печоро-Кожвинского вала к протягивающимся северо-восточнее и ему параллельно Денисовскому прогибу и к Большесынинской ванне Предуральского краевого прогиба намечается крутой флексурой, которая, по-видимому, отвечает разлому фундамента.

Печоро-Кожвинский вал асимметричен и резко приподнят над примыкающей к нему с юго-запада частью Печорской впадины. В изученной его части выделяются Даньельско-Терехевейская и Лыжско-Кыртаиольская кулисы, следующие вдоль главной системы разломов.

В пределах Даньельско-Терехевейской кулисы под четвертичными отложениями или на поверхности в сводах Дзеля-Терехевейской (наиболее приподнятой), Мутно-Материковой и Даньельской антиклиналей прослеживаются породы франского яруса. На северо-запад, к р. Шапкина, эта кулиса, вероятно, погружается.

Лыжско-Кыртаиольская кулиса проходит почти параллельно Даньельско-Терехевейской, подставляя ее на юго-востоке. Ее антиклинали (Северо- и Южно-Лыжская, Каменская, Кыртаиольская и Югидская) более погружены, и в их сводах обычно обнажены фаменские и нижнекаменноугольные отложения. В области перехода от восточного крыла этой кулисы к Денисовскому прогибу намечается Печоргородская ступень с цепочками мелких брахиантиклиналей (типа Южно-Лиственичной), а также со структурными осложнениями незамкнутой формы. Брахиантиклинали Печоргородской ступени более погружены и менее интенсивны, чем антиклинали собственно Лыжско-Кыртаиольской кулисы.

Все антиклинали двух основных кулис Печоро-Кожвинского вала отличаются крупными размерами (по длинной оси до 15—30 *км*, по короткой — до 12 *км*), асимметричны (углы наклона их юго-западных крыльев 20—80°, северо-восточных — 5—15°) и обладают значительными амплитудами (до 0,5—1 *км*).

Отложения платформенного чехла на Печоро-Кожвинском вале скважинами нигде полностью не пройдены. Наиболее глубокие из них — Мутный Материк-1 (забой 2197 *м*) и Каменка (забой 2824 *м*) — с поверхности вошли в породы верхнего девона и остановлены соответст-

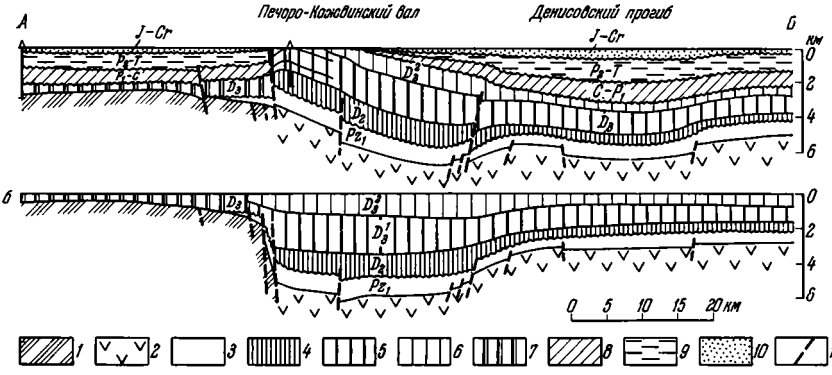
---

структуры Среднепечорского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба: V—V — Худоиоль-Войские дислокации (14 и 15 — Худоиольский и Западно-Соплясский своды Худоиольской антиклинали, 16 — Воя-Соплясская антиклиналь),

VI—VI — Аранец-Переборские дислокации (17 — Даниловская синклиналь, 18 — Аранецкая антиклиналь, 19 — Переборская антиклиналь);

структуры западного склона Уральской складчатой системы: 20 — Ыджид-Кыртинская антиклиналь, 21 — Улдар-Кыртинская антиклиналь).

На схеме показано положение геологического профиля АБ (см. фиг. 53)



Фиг. 53. Схематический геологический (*а*) и палеотектонический (*б*) профили через юго-восточную часть Печоро-Кожвинского вала (по Н. Д. Матвиевской, В. С. Журавлеву, 1965)

1, 2 — рифейский складчатый фундамент, образованный формациями:
1 — миогеосинклинальными,
2 — эвгеосинклинальными;
3—10 — платформенный чехол, отложения:
3 — додевонские (к востоку от Печоро-Кожвинского вала, возможно, и нижнедевонские),
4 — среднедевонские,
5 — верхнедевонские (франские),
6 — верхнедевонские (фаменские),
7 — верхнедевонские нерасчлененные,
8 — каменноугольные и нижнепермские,
9 — верхнепермские и триасовые,
10 — юрские и меловые;
11 — разломы.

Положение геологического профиля (*а*) показано на фиг. 52. Палеотектонический профиль (*б*) приведен к подошве каменноугольных отложений

венно в среднедевонских и нижнефранских (?) отложениях. Суммарная мощность терригенно-карбонатных пород девона здесь превышает 4 *км*. Мощность отложений только живетского яруса на Мутно-Материковой антиклинали достигает 800 *м*, тогда как непосредственно к юго-западу от вала их мощность сокращается до 220 *м* (скв. Ронаиоль-1), причем иногда они даже отсутствуют (скв. Кипиево-1). По сравнению с юго-западной частью Печорской впадины на Печоро-Кожвинском вале почти в десять раз возрастает мощность нижне- и верхнефранских отложений.

Определения глубин залегания отождествленного с поверхностью фундамента опорного электрического горизонта магнитно-теллурическим профилированием и методом становления магнитного поля показали, что Печоро-Кожвинскому валу отвечает полоса пониженного залегания фундамента. Ее западной границей служит глубинный шов, которому соответствует главная система разломов Печоро-Кожвинского вала. В зоне этого шва поверхность фундамента резко погружается к северо-востоку (см. фиг. 48), тогда как кровля отложений девона воздымается более чем на 1,5 *км* по сравнению с уровнем ее залегания к юго-западу от Печоро-Кожвинского вала. Восточная граница упомянутой полосы также, видимо, намечается разломом (или их системой), переходящим в платформенном чехле в крутую флексуру Печоргородской ступени.

Фундамент в пределах Печоро-Кожвинского вала продольными и, вероятно, поперечными нарушениями расчленен на ряд блоков. Предварительно можно наметить положение двух таких блоков: западного, с глубинами до фундамента 4 *км* или более, отвечающего Даньельско-Терехевейской кулисе, и восточного, еще более глубокого, с глубинами до фундамента более 5—6 *км*.

Анализ мощностей и фаций отложений палеозоя на отдельных структурах вала (Добротворская, 1959; Кушнарева, 1960; Кушнарева, Россин, 1960) показал, что в среднем и позднем девоне зона Печоро-Кожвинского вала была глубоким грабеном (фиг. 53). Наличие разломов, его ог-

раничивавших, доказывается скачкообразным изменением мощностей отложений девона, хотя в общее погружение, вероятно, были вовлечены и примыкающие районы Печорской впадины. Погружение, по-видимому, иногда сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, что подтверждается обильной примесью туффитового материала в нижнефранских отложениях. Залегание отложений девона к западу от Печоро-Кожвинского вала почти на фундаменте (в скв. Кипиево-1 к додевонским отложениям условно отнесена только 30-метровая пачка песчаников) свидетельствует о том, что по крайней мере с начала среднего палеозоя к западу от Печоро-Кожвинской борозды, на широте Мутно-Материковой и Даньельской антиклиналей, вероятно, располагался выступ, служивший дополнительным источником сноса терригенного материала (на Мутно-Материковой антиклинали грубообломочные породы широко развиты в отложениях от нижнефранского подъяруса до основания фамена). В каменноугольное время прогибание Печоро-Кожвинской борозды замедлилось и сменилось инверсией, которая привела к возникновению кулис и осложняющих их антиклиналей Печоро-Кожвинского вала. В позднепермское время юго-восточное погружение вала было вовлечено в прогибание Предуральского краевого прогиба. Именно тогда наметилось Среднепечорское поперечное поднятие Предуральского краевого прогиба, лежащее на вероятном продолжении вала и разделяющее его Верхнепечорскую и Большесынинскую ванны. В мезозое и в четвертичное время в зоне Печорско-Кожвинского вала возобновлялись движения по крупным разломам, определившие односторонний подъем его антиклиналей.

Таким образом, Печоро-Кожвинский вал возник в зоне узкой борозды, заложившейся по глубинному шву, разделяющему области с разнородным рифейским складчатым фундаментом. Эта борозда отличалась исключительной мобильностью, которая проявлялась в интенсивном и быстром ее прогибании по разломам в начальные стадии развития и в последующей резкой инверсии с образованием в платформенном чехле системы кулис и осложняющих их антиклиналей. Отмеченные особенности строения и развития Печоро-Кожвинской борозды позволяют рассматривать ее как авлакоген. По классификации этих структур, предложенной Н. С. Шатским (1964), Печоро-Кожвинскую борозду можно отнести к простым авлакогенам. Печоро-Кожвинский вал во многом гомологичен Вятскому валу эпикарельского остова Европейской платформы (Нечитайло, 1960), но отличается от него более поздним заложением и бо́льшей четкостью составляющих его структур. Вероятно, эти различия во многом определялись положением Печоро-Кожвинского вала в зоне разломов значительно более молодого, байкальского фундамента северо-восточного внешнего угла Европейской платформы.

Даньельско-Терехевейскую кулису Печоро-Кожвинского вала продолжает на север относительно погруженная Шапкино-Лебединская кулиса, еще более смещенная к западу. В пределах последней определены очертания Верхнелебединской, Среднешапкинской, Дыя-Тыйской и Выдшорской антиклиналей, а на ее северо-восточном погружении — контуры опущенной Олысшор-Ничавожской ступени с мелкими брахиантиклиналями (Васькид-Ничавожской, Малоолысшорской и др.).

К северной части этой кулисы под острым углом подходит Чаркаю-Куйская зона разломов, вдоль которой на Ижма-Печорском блоке протягиваются брахиантиклинали Чаркаю-Куйской кулисы Малоземельского вала. Они, как и простирающиеся северо-западнее брахиантиклинали Седуяхинской кулисы Малоземельского вала, по отношению к Печоро-Кожвинскому валу лежат по другую сторону раздела разнородных геофизических полей. Если Печоро-Кожвинский вал возник над глубокой бороздой по поверхности фундамента, то кулисам Малоземельского вала отвечают локальные выступы фундамента.

Печоро-Кожвинский вал является крайней западной, пограничной структурой Денисовского блока, который, по сравнению с Ижма-Печорским, более раздроблен и значительно погружен: глубины до поверхности фундамента в его пределах возрастают до 5—6 *км*. При этом наиболее погруженные его участки представляют собой протяженные полосы северо-западного — тиманского простирания, наличие которых свидетельствует о выдержанном направлении разломов, расчленяющих Денисовский блок на более мелкие, в разной мере погруженные блоки второго порядка.

Резко дифференцированный характер поверхности фундамента Денисовского блока находит весьма четкое отражение в структурах платформенного чехла, очертания которых намечаются стратоизогипсами по подошве кунгура. Бóльшую часть Денисовского блока занимает одноименный с ним прогиб, лежащий к северо-востоку от Печоро-Кожвинского вала. Перемычкой в районе крутой излучины р. Печоры он разделен на северо-западную и юго-восточную погруженные части.

В его северо-западной части — Лайской впадине, к северо-востоку от Шапкино-Лебединской кулисы Печоро-Кожвинского вала, выделяются последовательно сменяющие друг друга Пятейский прогиб, Шапкино-Юрьяхинский вал, Тыбейвиский прогиб, Лайский вал и Верхнелайский прогиб. Осевая зона общего Денисовского прогиба, по-видимому, совпадает с Тыбейвиским прогибом, который, как и Верхнелайский, намечается по стратоизогипсам —2800 *м* —3000 *м*, тогда как валы оконтурены стратоизогипсами от —2700 до —2400 *м*. Отметки стратоизогипс показывают, что в Лайской впадине подошва кунгура прослеживается по меньшей мере на 1000 *м* глубже, чем в наиболее опущенных участках Ижма-Печорского блока. Заметно возрастает и мощность докунгурских отложений платформенного чехла, которая нередко превышает 3000 *м* и соизмерима с общей мощностью платформенного чехла в наиболее погруженных участках Ижма-Печорского блока. Соответственно увеличивается и мощность мезозойских отложений, по-видимому, превышающая 1000 *м* в центральной части Лайской впадины (Тектоника севера Русской плиты, 1969).

Среди перечисленных крупных структур, осложняющих Лайскую впадину, наиболее резко выражен Шапкино-Юрьяхинский вал, протягивающийся на расстояние более 180 *км*. Он образован цепочкой брахиантиклиналей (с юга на север): Юрьяхинской, Верхнегрубешорской, Пашшорской, Среднесерчейюской, Южно-Шапкинской, Шапкинской, Северо-Шапкинской, Ванейвиской, Василковской, Кумжинской, Безымянной и Колоколморской (Вассерман, Литвиненко, 1971). Эти брахиантиклинали, как и вал в целом, имеют выдержанную северо-северо-западную ориентировку и более крутые (до 8—15°) западные крылья, возможно, оборванные сбросами. Амплитуды этих брахиантиклиналей варьируют от 300 до 700 *м*.

Характерно, что более восточные крупные структуры, осложняющие Лайскую впадину, последовательно приобретают ориентировку, все более приближающуюся к меридиональной. В северном направлении они затухают, не достигая р. Печоры, которая прорезает уже пологие изометричные локальные поднятия — Нарьян-Марское и Удачное. Еще севернее, в Малоземельской тундре у побережья Баренцева моря подошва кунгура постепенно воздымается к юго-западу от —2000 до —1000 *м* близ Седуяхинской зоны разломов. В том же направлении поверхность фундамента поднимается до отметок — 3000 *м*. Между тем, от побережья в сторону моря, по данным морской сейсморазведки, подошва кунгура плавно погружается и на широте средней части о. Колгуев достигает глубины —2400 *м*. При этом простирание стратоизогипс становится широтным, резко отличающимся от северо-северо-западного простирания прогибов и антиклинальных зон южной части Лайской впадины.

Юго-восточная часть Денисовского прогиба — Усть-Лыжская впадина отличается от Лайской меньшими размерами и весьма простым строением. Глубина залегания поверхности фундамента здесь достигает —6000 *м*, а подошвы кунгура —3000 *м* и более, последовательно увеличиваясь к Большесынинской ванне Предуральского краевого прогиба. Намечающиеся в ее пределах локальные поднятия (Верхнелодминское, Нижнелекьюское и др.) расположены изолированно, имеют куполовидную форму и небольшие размеры, а амплитуды их не превышают 100 *м*.

Восточным ограничением Денисовского блока служит Лайская зона разломов, которой отвечает полоса интенсивных магнитных максимумов, отделяющая Денисовскую зону минимумов силы тяжести от Усино-Колвинской зоны положительных аномалий силы тяжести. Эта зона разломов имеет выдержанное северо-северо-западное простирание и, сохраняя его, выходит к побережью Баренцева моря. Она отделяет Денисовский погруженный блок от относительно приподнятого Усино-Колвинского (Большеземельского) блока, в пределах которого поверхность фундамента прослеживается на глубинах от —3500 до —5000 *м*, и лишь на крайнем северо-востоке погружается до —7000 *м* — максимальной из глубин, определенных в континентальной части Печорской впадины.

В западной части Усино-Колвинского блока вдоль Лайской зоны разломов протягивается Колвинский вал, которому соответствует широкая зона положительных аномалий силы тяжести. В его пределах обособляются (с юга на север): Усинская, Возейская, Костюкская, Харьягинская, Северо-Харьягинская, Ярейюская и Хыльчуюская крупные и пологие брахиантиклинали. Близ Харьягинской брахиантиклинали обособляются небольшие брахиантиклинальные структуры: к югу от нее — Ошская и Южно-Харьягинская, а к северу — Лек-Харьягинская. Размеры этих структур значительны. Так, например, Усинская брахиантиклиналь достигает 28×12 *км*, а ее амплитуда —300—400 *м*. Восточные крылья структур Колвинского вала, по-видимому, более крутые. Стратоизогипсами —1400 и —1800 *м* по подошве кунгура оконтурены наиболее приподнятые, сводовые, части Усинской и Харьягинской брахиантиклиналей Колвинского вала. К северу своды структур постепенно погружаются и близ побережья Баренцева моря Хыльчуюская брахиантиклиналь оконтурена стратоизогипсой —2300 *м* по подошве кунгура. В целом же Колвинский вал отчетливо возвышается над Денисовским и Хорейверским прогибами, из которых последний занимает бóльшую, восточную, часть Усино-Колвинского блока.

По имеющимся весьма неполным данным, в Хорейверском прогибе, в полосе, примыкающей к северной части Колвинского вала, подошва кунгура погружается до отметок — 3000 *м* и глубже, а поверхность фундамента прослеживается на отметках от —4500 до —5000 *м*. В северо-восточной части Хорейверского прогиба обособляется Верхнеколвинский вал, образованный Верхнеколвинской брахиантиклиналью и кулисообразно подставляющими ее северо-северо-западнее Юньягинской и Паханческой брахиантиклиналями. Очертания Верхнеколвинского вала, протягивающегося от низовьев р. Адзьвы к побережью Баренцева моря, намечаются оконтуривающей его стратоизогипсой —2000 *м* по подошве кунгура. Северо-восточнее расположен узкий и протяженный Песяковский прогиб. В южной части его ширина не превышает 12 *км*, а в северной — возрастает до 28 *км*. В его пределах глубина залегания подошвы кунгура достигает —3000 *м*, а поверхности фундамента —6000 *м*.

В южной части Усино-Колвинского блока, между р. Усой и верховьями р. Макарихи, протягивается дугообразно изогнутый Макарихинский вал, который под углом отходит от шовных структур гряды Чернышева и оконтурен стратоизогипсой — 2100 *м* по подошве кунгура. Его отчетливый изгиб к северо-северо-востоку отличается от северо-северо-

западных простираний структур востока Печорской впадины и, по-видимому, определен разломом, смыкающимся на юге с разломами гряды Чернышева.

Северо-восточной границей Усино-Колвинского блока служит Паханческо-Кочмесская зона разломов, которой отвечает четкая гравитационная ступень. Вдоль нее происходит заметное изменение характера гравитационного поля: от расплывчатых изометричных аномалий на западе к узким, вытянутым в северо-западном направлении аномалиям на востоке. Этой зоне отвечает и резкая смена магнитного поля: присущее Усино-Колвинскому блоку положительное поле с аномалиями различной формы в плане, разных размеров и простираний сменяется чередованием полосовых отрицательных и положительных аномалий, имеющих небольшую интенсивность, но обладающих значительными размерами и единым северо-западным простиранием.

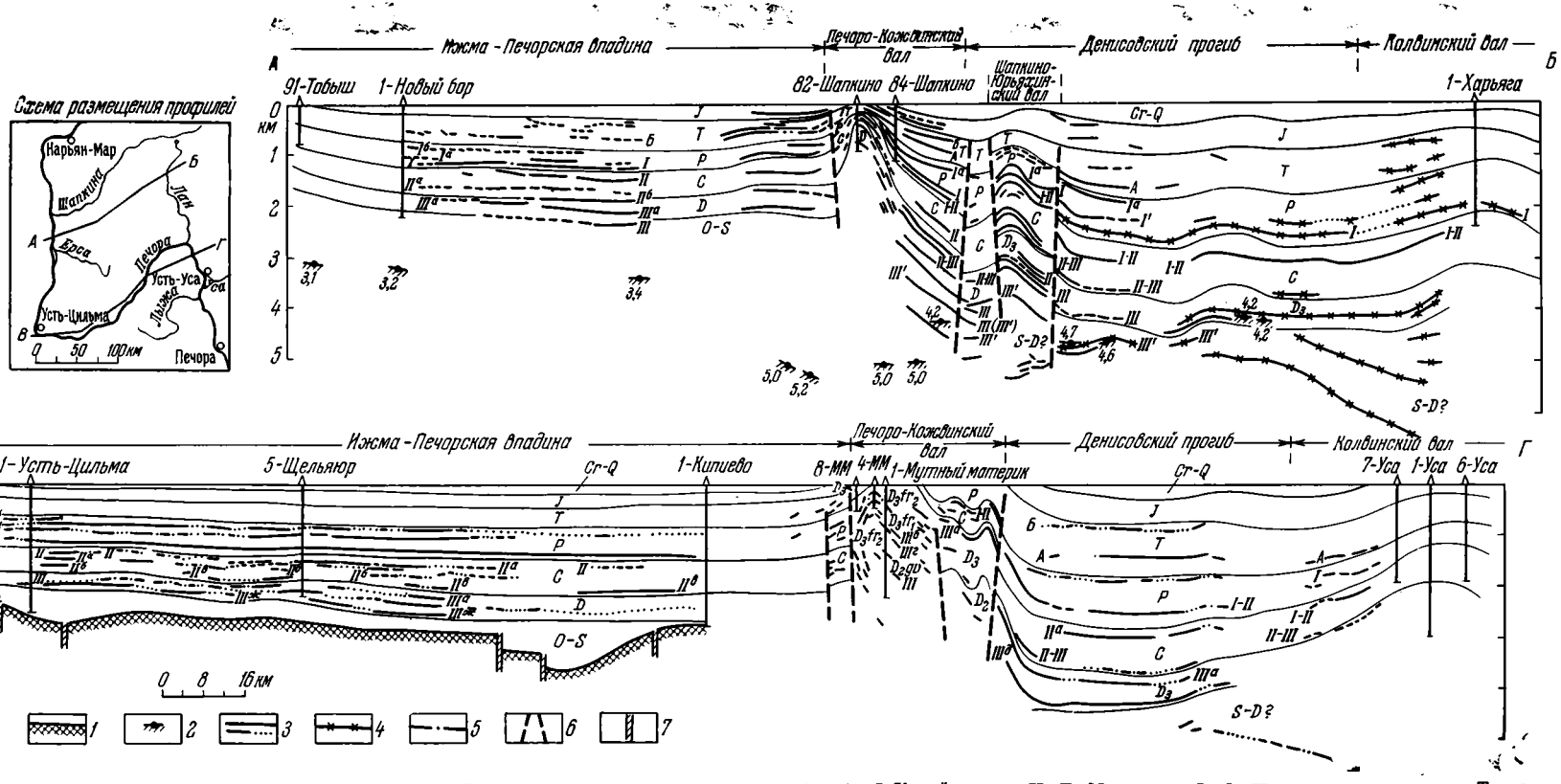
Паханческо-Кочмесская зона разломов ограничивает с запада крайний северо-восточный Хайпудырский блок. Вдоль нее, по западной окраине упомянутого блока, протягивается Варандейский вал (гряда Сорокина), в пределах которого обособляются (с юга на север) Хосолтинская, Сомаюская, Ярейяская и Варандейская брахиантиклинали. По данным сейсморазведки, они асимметричны и имеют крутые (до 15—30°) западные и более пологие (до 5—15°) восточные крылья. Минимальная глубина залегания подошвы кунгура на Хосолтинской брахиантиклинали равна —1600 *м*, на Варандейской брахиантиклинали —1900 *м*, а на северо-северо-западном продолжении Варандейского вала, в Баренцевом море, возрастает до —3000 *м*.

Северо-восточнее Варандейского вала проходит Хайпудырский прогиб, осложненный юго-восточной и северо-западной впадинами. Последняя уходит в море, причем на побережье подошва кунгура погружается до —3500 *м*, а поверхность фундамента — до 7000 *м*.

Далее к востоку выделяется гряда Гамбурцева, простирание которой близко к меридиональному. На юге она, как и рассмотренные валы (Верхнеколвинский, Варандейский) и прогибы (Песяковский, Хайпудырский) северо-восточной части Печорской впадины, почти под прямым углом сочленяется с шовными структурами гряды Чернышева. На севере эта гряда под острым углом подходит к гряде Чернова и, по-видимому, сливается с последней на побережье Баренцева моря. В треугольнике между грядами Чернышева, Чернова и Гамбурцева заключена Верхнеадзьвинская впадина, вероятно, являющаяся одной из ванн Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы.

Необходимо отметить, что вопрос о положении северо-восточного ограничения Печорской впадины на континенте окончательно не решен. Первоначально большинство исследователей принимало, что оно определяется сходящимися под прямым углом шовными структурами гряд Чернова и Чернышева. Однако теперь стало утверждаться и другое мнение, согласно которому Хайпудырский блок должен быть исключен из состава Печорской впадины, и, соответственно, за ее ограничения следует принимать также сходящиеся под углом Паханческо-Кочмесскую зону разломов и систему разломов гряды Чернышева (Дедеев, 1965; Осада, 1968; Полетаев и др., 1968). Подобная трактовка значительно расширяет вероятную площадь ванн Печорского угольного бассейна, но до сих пор не имеет надежного геологического обоснования. Учитывая структурный рисунок северной части гряды Чернышева, можно принять, что северо-восточное ограничение Печорской впадины намечается схождением разломов, определяющих положение гряд Гамбурцева и Чернышева.

Анализ данных о глубине залегания поверхности фундамента и подошвы кунгура в континентальной части Печорской впадины вполне определенно выявляет принципиальные различия стиля тектоники ее запад-



Фиг. 54. Региональные сейсмо-геологические профили через Печорскую впадину (по А. С. Кутейникову, Н. Д. Матвиевской, Ф. Н. Сниса[illegible], из книги «Тектоника севера Русской плиты», 1969; с изменениями)

1 — кровля фундамента, по данным сейсморазведки КМПВ; *2* — глубины до поверхности фундамента, по данным МТП (в км); *3* — отражающие горизонты, по материалам Ухтинской геофизической конторы; *4* — то же по материалам Печорской геофизической экспедиции; *5* — маркирующие горизонты, по данным бурения; *6* — разломы, по данным сейсморазведки МОВ; *7* — то же по данным сейсморазведки КМПВ.

Индексами обозначены. O — ордовик, D_2gv — живетский ярус, D_3fr_1 — нижняя часть франского яруса, D_3fr_2 — верхняя часть франского яруса, D — девон; C — карбон, P — пермь, T — триас, J — юра, Cr — мел, Q — четвертичные отложения

ной и восточной частей, отчетливо заметные и на региональных сейсмических профилях (фиг. 54). Восточная часть Печорской впадины, в пределах которой многие исследователи допускали наличие жесткой дорифейской глыбы (см. стр. 39), оказалась даже более контрастно дислоцированной, чем западная, заведомо располагающаяся на рифейском складчатом фундаменте.

Если обратиться к более высоким горизонтам платформенного чехла, то окажется, что по подошве отложений средней юры принципиальные различия между характером тектоники западной и восточной частей Печорской впадины уже почти не улавливаются. Стратоизогипсы по подошве отложений средней юры намечают очертания плоских впадин, разобщенных Печоро-Кожвинским валом и плавно погружающихся к Баренцеву морю. Лишь западная из этих впадин осложнена поперечным пережимом в районе р. Шапкина (фиг. 55).

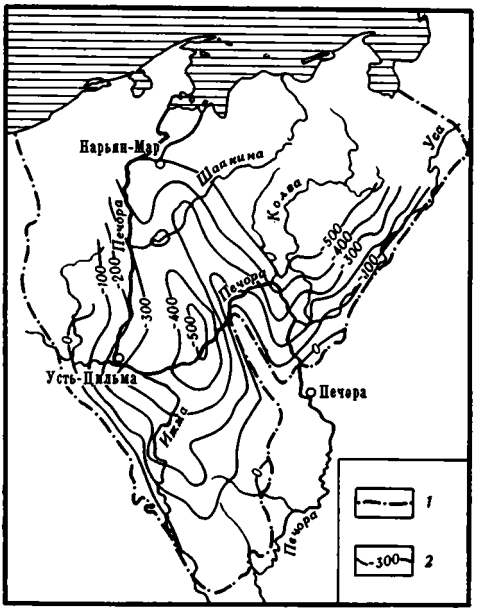
Распределение верхнеплиоценово-четвертичных отложений в Печорской впадине зависит исключительно от рельефа, выработанного в предпозднеплиоценовое время. Его суммарная расчлененность составляет 200—250 *м*, а средняя мощность верхнеплиоценово-четвертичных отложений не превышает 100—150 *м*. Поэтому все крупные его повышения и понижения находят отражение и в современном рельефе Печорской низменности, определяя, в частности, общий рисунок современной гидросети и даже направление основных отрезков течения р. Печоры (фиг. 56). Между тем, это направление совершенно не согласовано со структурными планами, намечающимися по подошве средней юры (фиг. 55), по подошве кунгура (см. фиг. 51) и по поверхности фундамента (см. фиг. 48).

Заканчивая характеристику глубинного строения Печорской впадины, необходимо рассмотреть данные о строении земной коры в ее пределах, которые были недавно получены в Баренцевом море. Один из региональных сейсмических профилей ГСЗ, проложенный на Кольском п-ове по линии Падос-тундра — оз. Ловно — р. Печенга, миновал западную оконечность п-ва Рыбачий и без перелома направления вышел в море (Литвиненко, 1968). На нем отчетливо устанавливается наличие двух основных и резко различных блоков земной коры, отвечающих Балтийскому щиту и Баренцеву морю (фиг. 57).

На Балтийском щите намечается положение трех четких сейсмических границ раздела. Верхняя из них на побережье прослеживается на глубине 7—8 *км*, но к южному концу профиля воздымается до 3—4 *км*, в среднем под углом около 1°, испытывая частные поднятия. Ее граничные скорости ($V_г$), определенные с невысокой точностью (± 200 *м/сек*), варьируют от 6,3 до 6,8 *км/сек*. Характерно, что их изменение не зависит от глубины преломляющей поверхности, а в какой-то мере связано с составом пород, обнаженных вдоль профиля, и возрастает под комплексами с более высокими значениями скорости. И. В. Литвиненко принимает, что эта сейсмическая граница отвечает кровле «гранулитобазитового» слоя, который в верхних частях «... может соответствовать основным, а возможно, и кислым гранулитам, амфиболитам и другим породам основного состава. С углублением в недра земной коры пестрота структур вблизи дневной поверхности, вероятно, уменьшается, и вместо складчатых структур определяющим фактором становится расслоение пород под действием процессов регионального метаморфизма» (Литвиненко, 1968, стр. 94). Более низкая сейсмическая граница с $V_г = 6{,}9$ *км/сек* от южной части Печенгской структуры воздымается к югу более круто — от 15—16 *км* до 8—9 *км*, в среднем под углом 5° (под Печенгской структурой и на побережье ее положение не определялось). Принимается, что она служит разделом верхней и нижней частей «гранулитобазитового» слоя. В его нижней части проходит еще одна граница с несколько условно определенной $V_г = 7{,}2$—$7{,}5$ *км/сек*, которая лежит в

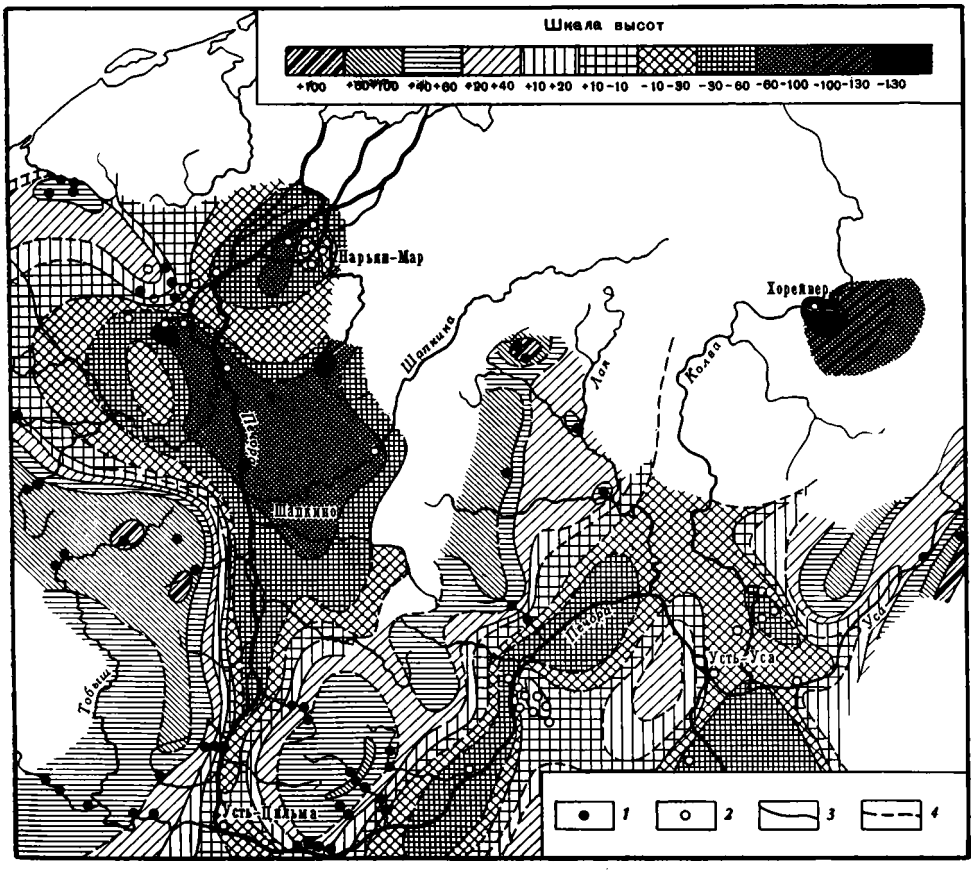
Фиг. 55. Схематическая структурная карта Печорской впадины по подошве отложений средней юры (по В. П. Абрамову, 1964; упрощена)

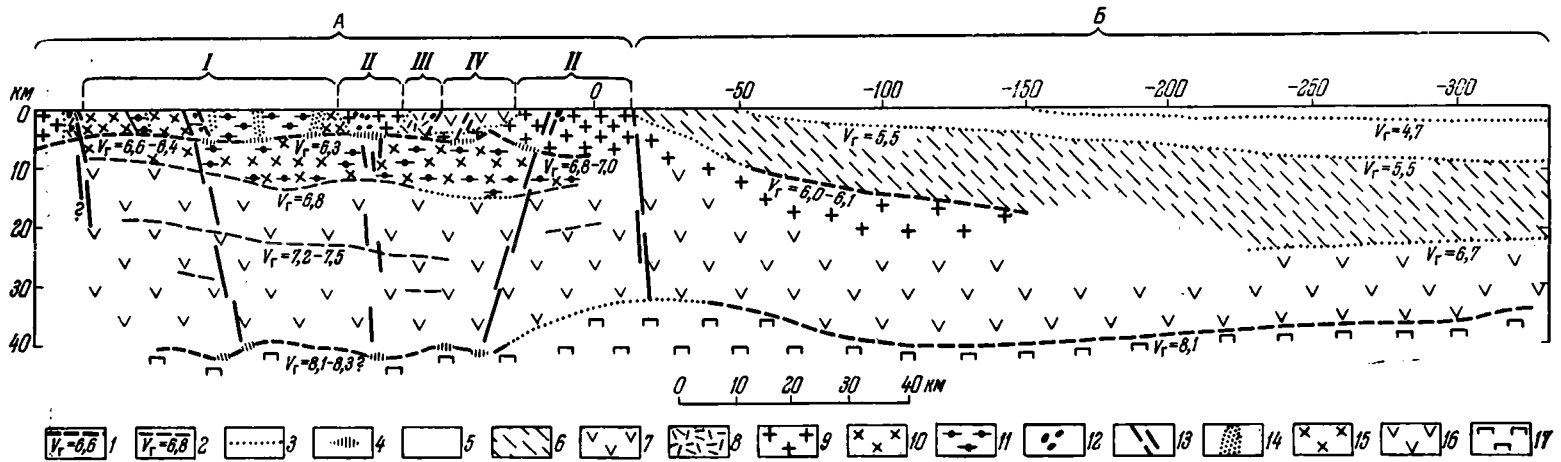
1 — граница современного распространения среднеюрских отложений;
2 — стратоизогипсы, проведенные по их подошве через 100 *м*



Фиг. 56. Структурная карта северной части Печорской впадины по подошве верхнеплиоценово-четвертичных отложений (по П. С. Сафронову, 1963 г., из книги В. А. Дедеева и др., 1965)

1 — скважины;
2 — обнажения;
3, 4 — стратоизогипсы по подошве верхнеплиоценовых отложений:
3 — достоверные,
4 — предполагаемые





Фиг. 57. Схематический разрез земной коры по профилю Баренцево море — Ловно по И. В. Литвиненко, 1968; с изменениями)

А — Кольский блок: *I* — гранулитовый комплекс, *II* — кольская серия, *III* — тундровая серия, *IV* — печенгская серия; *Б* — Баренцев блок.

1 — опорные сейсмические границы (осредненное положение) и значения их граничной скорости (в *км/сек*);

2 — то же для других сейсмических границ;

3 — предполагаемые сейсмические границы (по неточным данным и в местах, где нет наблюдений);

4 — участки, соответствующие разрывам в корреляции сейсмических границ;

5 — платформенный чехол Баренцева блока;

6 — рифейский складчатый фундамент (песчаники, конгломераты и сланцы) Баренцева блока;

7 — диабазы, метадиабазы, туффиты, сланцы, амфиболиты печенгской осадочно-эффузивной серии;

8 — сланцевые амфиболиты и сланцы тундровой серии;

9 — гнейсы, граниты и гранито-гнейсы кольской серии, а также «гранитный» слой Баренцева блока;

10 — диориты и гранодиориты гранулитового комплекса;

11 — гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы гранулитового комплекса;

12 — основные и ультраосновные интрузии;

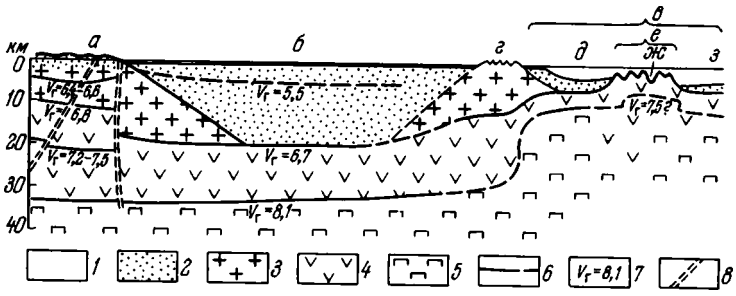
13 — предполагаемые глубинные разломы;

14 — зоны мигматизации;

15 — верхняя часть «гранулито-базитового» слоя (слой с граничной скоростью 6,3 *км/сек*);

16 — нижняя часть «гранулито-базитового» слоя (слой с граничной скоростью 6,8—7,5 *км/сек*);

17 — верхняя мантия



Фиг. 58. Гипотетический разрез земной коры в переходной зоне от Евразиатского континента к Северному Ледовитому океану (по R. Demenitskaya a. o., 1968)

1 — вода;
2 — неконсолидированные и консолидированные отложения;
3 — «гранитный» слой;
4 — «базальтовый» слой;
5 — мантия;
6 — опорные сейсмические границы;
7 — значения граничной скорости в *км/сек*;
8 — разломы.
Буквами обозначены:
а — Балтийский щит,
б — Баренцево море,
в — Северный Ледовитый океан,
г — Земля Франца-Иосифа;
д — котловина Нансена;
е — хребет Гаккеля,
ж — долина Гидрографов;
з — котловина Амундсена

интервале глубин 19—25 *км* и, как и более верхняя, воздымается к югу, причем даже несколько более круто. Наконец, поверхность Мохоровичича с $V_г$ = 8,1—8,3 *км/сек* прослеживается на глубине около 40 *км*.

Разрез земной коры в Баренцевом море принципиально иной. Поверхность Мохоровичича, по-видимому испытывающая небольшой подъем на северном ограничении Балтийского щита, прослеживается в море на глубине около 35 *км* со значениями $V_г$ = 8,1 *км/сек*. Ниже ее, на вдвое большей глубине, намечается горизонтальная граница с $V_г$ = 9 *км/сек*. Существенно выше ее на протяжении 150 *км* от побережья в глубь Баренцева моря выделяется поверхность с $V_г$ = 6,0—6,1 *км/сек*, отождествляемая с кровлей «гранитного» слоя. Близ дневной поверхности она прослеживается в районе п-ова Рыбачий, откуда круто уходит в море: в 50 *км* от берега глубина до нее равна 10 *км*, в 100 *км* — 15 *км*, в 150 *км* — 18 *км*. Общая геологическая ситуация, наблюдаемая в районе п-ова Рыбачий, показывает, что этот геофизический раздел, по-видимому, намечает в море положение основания рифейских, геосинклинальных серий Тимано-Уральской геосинклинальной полосы. Если это так, то вышележащая поверхность с $V_г$ = 5,5 *км/сек* в пределах Баренцева моря фиксирует положение поверхности рифейского складчатого фундамента. Она намечается лишь в 50 *км* от берега, и поэтому можно думать, что у побережья платформенный чехол практически отсутствует. Его отложения появляются лишь севернее, причем в 150 *км* от берега их мощность достигает 4 *км*. Судя по интервалу между горизонтами с $V_г$ = 5,5 *км/сек* и $V_г$ = 6,0—6,1 *км/сек*, в 150 *км* от берега мощность рифейского складчатого комплекса составляет около 13 *км* и, следовательно, близка к определенной расчетами его мощности на Тиманском кряже (см. стр. 29).

К сожалению, самый северный отрезок рассматриваемого сейсмического профиля отработан недостаточно надежно. В 250—300 *км* от берега, помимо поверхности подкорового слоя, над ней фиксируются три почти горизонтальные сейсмические границы: верхняя с $V_г$ = 4,7 *км/сек* прослеживается на глубине 2—2,5 *км*, средняя с $V_г$ = 5,5 *км/сек* — на глубине 8—9 *км* и нижняя с $V_г$ = 6,7 *км/сек* — на глубине 22—25 *км*.

Точная стратификация верхней границы невозможна, однако, учитывая данные по лежащей на континенте юго-восточной части Печорской

впадины, можно с некоторой долей вероятности принять, что она отвечает кровле карбонатных отложений верхнего палеозоя в составе платформенного чехла (подошве кунгура). Средняя граница соответствует поверхности рифейского складчатого фундамента [1]. Нижняя граница, по-видимому, определяющая положение его основания, по сравнению с южным отрезком морской части сейсмического профиля характеризуется резко повышенными значениями граничной скорости, которые на континенте присущи разделу внутри «гранулито-базитового» слоя. Здесь под рифейским складчатым фундаментом исчезает «гранитный» слой с типичными для него граничными скоростями (фиг. 58). Это явление может получить некоторое объяснение лишь при сравнительном анализе данных о строении земной коры Прикаспийской и Североморской впадин. Поэтому, оставляя его пока без рассмотрения, мы переходим непосредственно к анализу данных о глубинной тектонике Прикаспийской впадины.

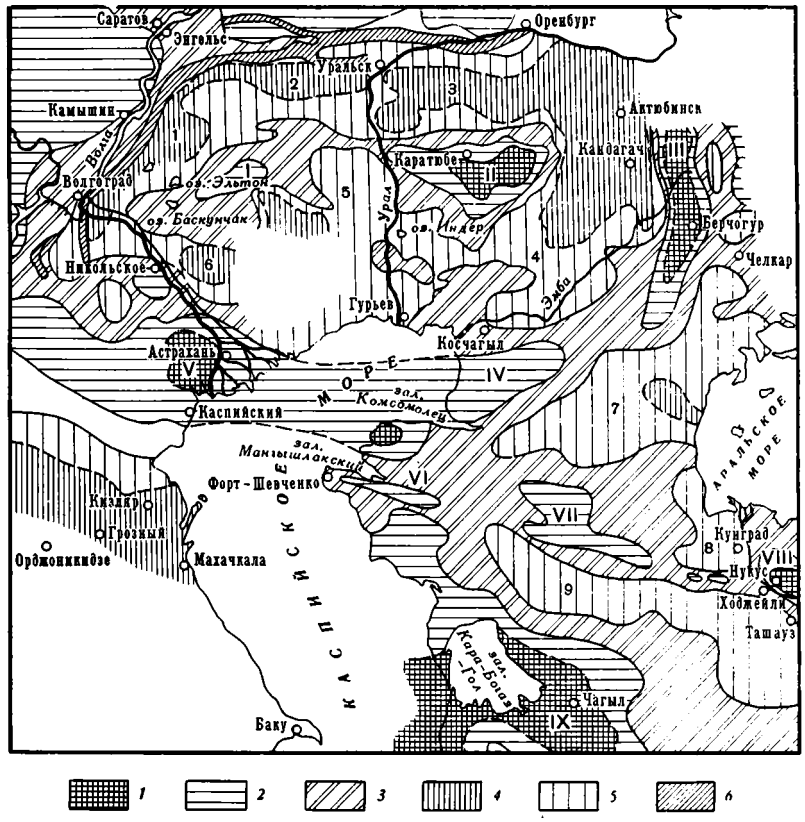
ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Наличие в составе отложений, выполняющих Прикаспийскую экзогональную впадину, мощных терригенных и соленосных толщ и глубокое залегание ее фундамента обусловили характерное для нее развитие преимущественно отрицательных значений аномалий силы тяжести. Впадина оконтурена зонами положительных значений силы тяжести почти со всех сторон (фиг. 59), кроме участков, где ее отрицательные аномалии сливаются на востоке с подобными же аномалиями Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, и на северо-западе — с полосовыми минимумами Пачелмского прогиба. Положительные аномалии силы тяжести, окаймляющие Прикаспийскую впадину с севера и запада, принадлежат к участкам относительно повышенного залегания эпикарельского фундамента Европейской платформы на Общем Сырте, в Саратовском и Волгоградском Заволжье, а также на правобережье Нижнего Поволжья. Южное ограничение гравитационного поля Прикаспийской впадины фиксируется широкой полосой Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, которая, продолжаясь под водами Каспия Северо-Каспийским максимумом, сменяется в дельте Волги Астраханским региональным гравитационным максимумом, протягивающимся вдоль восточного погребенного продолжения Донбасса.

Гравитационное поле внутренних районов Прикаспийской впадины осложнено тремя региональными максимумами силы тяжести: Хобдинским, Аралсорским и Енотаевским. Наличие этих максимумов обособляет зоны региональных минимумов силы тяжести, которые между максимумами сливаются воедино.

Наиболее восточный из этих максимумов — Хобдинский имеет в плане очертания равностороннего треугольника, обращенного вершиной на юг. Его основание проходит по 50° с. ш., а угол при вершине достигает южной оконечности песков Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. Его западное окончание намечается между поселками Чапаево и Калмыково на р. Урал, где нулевая изоаномала замыкается в районе пос. Мергеневский. По юго-западной и, отчасти, по северной сторонам «треугольника» Хобдинского регионального гравитационного максимума, к юго-западу от линии, проходящей от пос. Мергеневский к южной оконечности песков Тайсуган, и к северу от 50° с. ш. переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным совершается плавно. Напротив, с юго-востока данный региональный максимум ограничен резкой

[1] Граничная скорость, отвечающая поверхности рифейского складчатого фундамента в континентальной части Печорской впадины, обычно не превышает 6,0 *км/сек*.



Фиг. 59. Схема основных элементов гравитационного поля Западного Казахстана (по Н. В. Неволину, 1961)

1 — области положительных аномалий силы тяжести повышенной интенсивности;

2 — области слабых положительных аномалий силы тяжести;

3 — области аномалий силы тяжести, близких к нулю;

4 — области отрицательных аномалий силы тяжести повышенной интенсивности;

5 — области слабых отрицательных аномалий силы тяжести;

6 — зоны гравитационных ступеней.

Цифрами на схеме обозначены

максимумы силы тяжести:

I — Аралсорский,
II — Хобдинский,
III — Мугоджарский,
IV — Южно-Эмбенский,
V — Астраханский,
VI — Мангышлакский,
VII — Центрально-Устюртский,
VIII — Султануиздагский,
IX — Карабогаз-Туаркырский;

минимумы силы тяжести:

1 — Заволжский,
2 — Узенский,
3 — Утвино-Илекский,
4 — Эмбенский,
5 — Нижнекушумский,
6 — Джанкалинский,
7 — Северо-Устюртский,
8 — Приамударьинский,
9 — Южно-Устюртский

и почти прямолинейной гравитационной ступенью, протягивающейся более чем на 180 *км* в восток-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°) от южной оконечности песков Тайсуган, через г. Уил, к верховьям правого притока р. Уил — р. Бабатай. В средней части гравитационная ступень трижды пересекает р. Уил и ощущается наиболее отчетливо. На юго-западном и северо-восточном окончаниях она расчленяется на несколько узких полос и постепенно затухает.

Резкость и прямолинейность гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока Хобдинский региональный гравитационный максимум, позволяет предполагать наличие здесь на глубине крупного разлома (Журавлев, 1960б). Этот разлом в рифее, вероятно, служил одним из ограничений эпикарельского остова Европейской платформы (см. стр. 56) и,

как мы увидим далее, по-видимому, разделяет территории с различным строением земной коры.

Хобдинский региональный гравитационный максимум не имеет прямой связи с расположенным западнее, в пределах междуречья Урала и Волги, Аралсорским региональным гравитационным максимумом. Последний подставляет его кулисообразно и отделен от него широкой меридионально ориентированной зоной в основном отрицательных аномалий силы тяжести, охватывающей междуречье Урала и Большого Узеня.

Аралсорский региональный гравитационный максимум протягивается полосой, ширина которой составляет 50—60 *км*. Он ориентирован в восток-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°), совпадающем с простиранием гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока Хобдинский максимум. Наиболее высокие значения силы тяжести приурочены к осевой части Аралсорского регионального гравитационного максимума, по обе стороны от которой происходит постепенное снижение их значений и плавная смена положительных аномалий отрицательными. Менее заметно происходит снижение значений аномалий силы тяжести вдоль оси регионального гравитационного максимума на северо-восток, к пос. Фурманово, и на юго-запад, к пос. Капустин Яр на р. Волге.

К юго-западу от Аралсорского регионального гравитационного максимума, на правобережье р. Волги, обособляется небольшой по площади Енотаевский региональный гравитационный максимум, отделенный от Аралсорского Солено-Займищенским минимумом.

К северу от Хобдинского и Аралсорского региональных гравитационных максимумов в субширотном направлении протягивается Утвинско-Новоузенский региональный минимум силы тяжести, в пределах которого к востоку от р. Урал выделяется Утвино-Илекский минимум, а к западу от этой реки — Узенский минимум. Последний на западе сопряжен с Заволжским региональным минимумом силы тяжести, который расположен к северо-западу от Аралсорского регионального гравитационного максимума и параллелен р. Волге.

Заволжский, Узенский и Утвино-Илекский минимумы силы тяжести прослеживаются вдоль чрезвычайно интенсивной гравитационной ступени, определяющей положение западного, Заволжского, и северного, Жадовского, бортовых уступов Прикаспийской впадины (Шванк, 1952, 1954, 1955, 1964). Эта ступень протягивается более чем на 900 *км* и является одним из основных региональных элементов гравитационного поля юго-востока Европейской платформы (Шванк, 1964). Она огромной дугой, обращенной на северо-запад, к Пачелмскому прогибу, опоясывает северо-западную часть Прикаспийской впадины, причем в ее пределах при ширине перехода не более 15—20 *км* значения силы тяжести возрастают на 28—32 *мгл*.

Юго-юго-западная (Заволжская) ветвь гравитационной ступени к югу от Волгограда, в Северных Ергенях, расчленяется на три ступени и постепенно затухает. К северу от Волгограда она протягивается вдоль русла Волги, затем выше пос. Дубовка переходит на ее левобережье и уже на широте г. Камышина прослеживается в 30—32 *км* восточнее Волги, сохраняя далее свое северо-северо-восточное направление. В верховьях левого притока Волги — р. Еруслан она резко поворачивает на восток, сменяясь восточной (Жадовской) ветвью гравитационной ступени. Последняя от ст. Мокроус протягивается в субширотном направлении к с. Жадовка и далее, через междуречье притоков рек Камелик и Деркул, выходит к р. Чеган севернее г. Уральска. Отсюда, после плавного изгиба, она направляется на восток, все более приближаясь к р. Урал. Выше устья р. Илек, уже затухая, она следует вдоль р. Урал к г. Оренбургу, в районе которого смыкается с крутой флексурой, ограничивающей с запада Бельскую ванну Предуральского краевого прогиба.

Несомненно, что Заволжская и Жадовская ветви гравитационной ступени фиксируют положение региональных разломов, ограничивающих соответственно с запада и севера Прикаспийскую экзогональную впадину. В платформенном чехле им отвечают либо протяженные крутые флексуры, либо разломы (например, Токаревский сброс, проходящий вдоль Жадовской ветви гравитационной ступени).

Между региональными гравитационными максимумами внутренних районов Прикаспийской впадины и региональными гравитационными максимумами (Южно-Эмбенским, Северо-Каспийским и Астраханским) ее южной окраины простирается полоса региональных минимумов силы тяжести. В ее пределах наиболее четко выделяется Эмбенский региональный гравитационный минимум, который от низовьев Урала и Эмбы протягивается на восток-северо-восток к верховьям рек Большая Хобда и Уил. Его юго-восточным ограничением служит Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум, а северо-западным, на значительном протяжении — Хобдинская гравитационная ступень.

Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум является крупной зональной аномалией, которая прослеживается на расстоянии до 250 *км* в восток-северо-восточном направлении от сора Мертвый Култук (бывшего залива Каспийского моря) до междуречья Эмбы и Манисая. Его простирание отвечает простиранию Хобдинской гравитационной ступени и Аралсорского регионального гравитационного максимума. На северо-востоке, в бассейне Манисая, Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум образует тупой угол с Чушкакульским гравитационным максимумом, расположенным на продолжении Джамантауского антиклинория Магнитогорского прогиба Уральской складчатой системы. На юго-западе он также под тупым углом сочленяется с Северо-Каспийским гравитационным максимумом. Судя по последним данным сейсморазведки, он отвечает Южно-Эмбенскому сквозному авлакогену, отсекающему вершину юго-западного внешнего угла Европейской платформы — Северо-Устюртский выколотый блок (см. стр. 61—63).

По мере движения от Эмбенского регионального минимума к Южно-Эмбенскому региональному максимуму гравитационное поле постепенно утрачивает мозаичный характер, присущий для охваченной соляной тектоникой территории Прикаспийской впадины, и становится спокойным. При этом в осевой части регионального гравитационного максимума выделяются обширные локальные максимумы тяжести (с юго-запада на северо-восток): Саргамыс, Тугаракчан и Диар. К юго-востоку от них при спокойном характере гравитационного поля, положительные значения аномалий силы тяжести сменяются отрицательными за линией, проходящей от северо-восточной оконечности сора Мертвый Култук к мысу Мынсуалмас Северного Устюрта.

Данные сейсморазведки свидетельствуют о том, что отложения мезозоя и палеогена южной окраины Прикаспийской впадины от левобережья р. Эмбы весьма полого наклонены на юг, в сторону Устюрта. В зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума они не испытывают изгиба и не отражают рельефа и структуры подстилающих пород палеозоя. Напротив, по мере приближения к зоне Южно-Эмбенского максимума подошва подсолевых отложений воздымается, соляная тектоника последовательно ослабевает и происходит подземное выклинивание соленосных толщ. В осевой части Южно-Эмбенского максимума отложения средней юры ложатся непосредственно либо на типично платформенные отложения верхнего карбона (скв. Туресай-2а и 3) или тастубского горизонта сакмарского яруса (скв. Сарыкумы-1 и 2), либо на отложения нижнего карбона (Туресай-4) и верхнего девона (скв. Туресай-1, скв. Жанасу-10 и 11) Южно-Эмбенского сквозного авлакогена.

Между глубиной залегания поверхности плотных докунгурских пород

и значениями аномалий силы тяжести в зоне Южно-Эмбенского максимума существует обратная зависимость: глубина залегания этих пород уменьшается в восток-северо-восточном направлении, вдоль оси максимума (от Саргамыса к Диару), и в том же направлении происходит плавное снижение положительных значений аномалий силы тяжести. Поэтому необходимо признать, что наличие Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума определяется в первую очередь аномальными массами, развитыми в составе фундамента территории, вписывающейся в его контуры.

Характерно, что к югу от р. Эмбы простирается магнитный максимум (до + 200 *гамм*), который, расширяясь в сторону Каспийского моря, охватывает гораздо бо́льшую площадь, чем Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум. Оконтуривающая его нулевая изодинама на севере протягивается вдоль субширотного отрезка течения этой реки, а на юго-востоке — вдоль северных чинков Устюрта. В южной части магнитного максимума простирание сближенных изодинам на значительном расстоянии совпадает с простиранием оси гравитационного максимума. Это косвенно подтверждает данные сейсморазведки и отчасти бурения о приуроченности зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума к зоне разломов, определяющей северо-западное ограничение Южно-Эмбенского сквозного авлакогена и намечающей на данном отрезке юго-восточную границу Прикаспийской впадины.

При выяснении вероятного возраста и состава фундамента Прикаспийской впадины уже были даны краткая характеристика и возможная интерпретация ее магнитного поля (см. стр. 55—56). Это позволяет не возвращаться к рассмотрению упомянутого поля и лишь отметить, что магнитная восприимчивость отложений платформенного чехла Прикаспийской впадины низкая и не превышает $10 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Наибольшей магнитной восприимчивостью обладают пески, песчаники, алевриты и особенно глины, тогда как каменная соль, гипсы и ангидриты практически немагнитны (диамагнитны). Между возрастом отложений и степенью их магнитной восприимчивости прямой зависимости нет. Из сказанного следует, что характер магнитного поля Прикаспийской впадины определяется исключительно составом пород ее фундамента (Неволин, 1961).

Переходя к анализу данных о тектонической природе внутренних региональных гравитационных максимумов Прикаспийской впадины, необходимо отметить, что в течение длительного времени по этому поводу велась оживленная дискуссия. Различия представлений о причинах, обусловивших Хобдинский региональный гравитационный максимум, нашли отражение в тех названиях, которые предлагались для обозначения отвечающей ему структуры. Последнюю именовали Хобдинским мысом (Косыгин, 1940б), Хобдинским валом (Косыгин, 1941), Хобдинско-Киильской зоной (Рябухин, 1945), Хобдинским сводом (Брод, 1946, 1947), Хобдинским массивом (Шатский, 1946а), антеклизой Узени-Хобда (Шатский, 1946б), Киило-Хобдинской антеклизой (Водорезов, Яншин, 1947), Урало-Уильским выступом древних пород (Кассин, 1947), Хобдинским поднятием (Неволин, 1947; Никитина, 1948), Хобдинско-Аралсорским прогибом (Брод, Васильев, 1949), Хобдинской зоной поднятий (Косыгин, 1950), Каратюбинским поднятием (Неволин, 1951), наиболее прогнутой частью Хобдинско-Аралсорской впадины (Брод, Еременко, 1953, 1957), Хобдинским плакантиклиналом (Журавлев, 1957б, 1960б), Хобдинским структурным клином (Васильев и др., 1966).

Хобдинский региональный гравитационный максимум либо рассматривали как поднятие палеозойских пород, отражающееся на фациях перми (Косыгин, 1940б, 1941, 1950, 1952; Фотиади, 1940; Вебер, 1947; Неволин, 1947; Косыгин, Рябухин, 1951; Журавлев, 1957б, 1960б), юры или нижнего мела (Яншин, 1943; Водорезов, Яншин, 1947; Никитина, 1948)

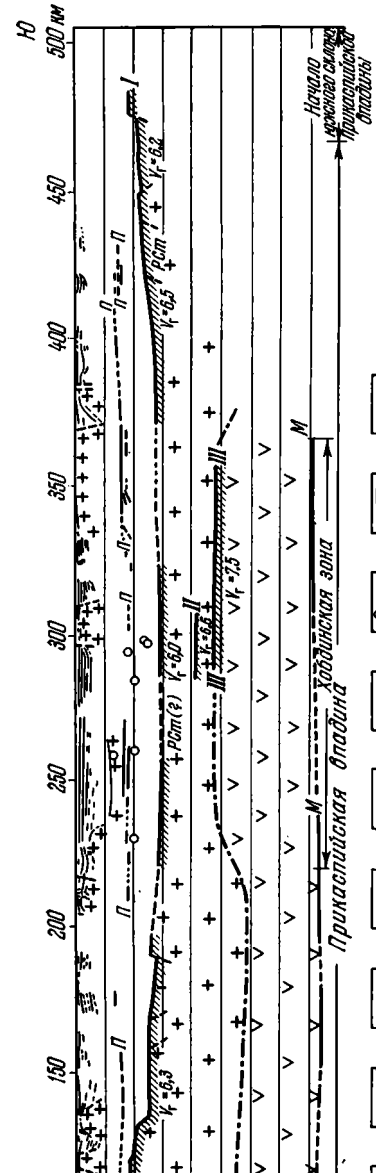
или всего мезозоя (Вебер, 1947; Кассин, 1947; Неволин, 1947, 1958а; Фотиади, 1948) и даже влияющее на современную гидросеть (Брод, 1946, 1947), либо расценивали как зону, приближающуюся к депрессионным участкам Прикаспийской впадины (Неволин, 1951), и даже как область ее максимального прогибания (Тетяев, 1948; Брод, Васильев, 1949; Брод, Еременко, 1953, 1957). Наконец, некоторые исследователи хотя и трактовали его как поднятие плотных пород палеозоя и кристаллического фундамента, но применительно к верхнепалеозойскому комплексу выделяли в его западной части Зауральское поднятие, а по отношению к мезозойскому комплексу в его средней части намечали Жаксыбайский прогиб, ограниченный с востока и запада поднятиями — соответственно северной частью Сагизского и южной частью Зауральского поднятий (Казаков и др., 1958). Не было единообразия и во взглядах на тектоническую природу гипотетического поднятия: большинство исследователей считало его платформенным (Арган, 1935; Косыгин, 1940б, 1941, 1950, 1952; Фотиади, 1940, 1948, 1956; Яншин, 1943; Шатский, 1946а,б; Водорезов, Яншин, 1947; Неволин, 1947; Казаков и др., 1958), но некоторые из них предполагали, что в основе его лежат погребенные тиманиды (Брод, 1946, 1948) или герциниды (Васильев, 1951, 1953).

После проведения сплошной аэромагнитной съемки выяснилось, что Хобдинский региональный гравитационный максимум расположен в пределах северо-западного отрицательного магнитного поля Прикаспийской впадины, которое всеми исследователями единодушно отождествляется с областью распространения докембрийского, точнее — дорифейского фундамента Европейской платформы. В «треугольник» положительных аномалий силы тяжести Хобдинской зоны вписывается слабая отрицательная магнитная аномалия (до — 100 *гамм*), причем нулевая изодинама на юго-востоке совпадает с Хобдинской гравитационной ступенью. Полосе наиболее высоких значений положительных аномалий силы тяжести Хобдинского максимума, прослеживающейся на широте низовьев р. Киил, соответствует полоса наиболее низких значений отрицательных магнитных аномалий.

В 1959—1960 гг. сотрудники ВНИИГеофизики проложили субмеридиональный сейсмический профиль XV, который пересек Прикаспийскую впадину от ее северного борта через восточную часть Хобдинского регионального гравитационного максимума до междуречья Сагиза и Эмбы (Неволин и др., 1962; Айзенштадт и др., 1964; Живодеров и др., 1964; Панкратов и др., 1964; Неволин, 1965). Северная часть этого профиля была надежно увязана с системой глубинных сейсмических профилей Волго-Уральского региона (Померанцева, Марготьева, 1962). Вдоль него была проведена в 1959 г. сейсморазведка МОВ, а в 1960 г.— КМПВ. Сейсморазведка МОВ позволила определить глубины залегания подсолевого ложа, а в области Хобдинского регионального гравитационного максимума — и более глубоких границ раздела. Сейсморазведка КМПВ на отдельных отрезках профиля выявила строение преимущественно глубоких частей земной коры (фиг. 60).

Упомянутые исследования показали, что в Прикаспийской впадине наиболее уверенно выделяется самая нижняя сейсмическая поверхность, которая судя по значениям $V_г = 8{,}0—8{,}1$ *км/сек*, отвечает поверхности Мохоровичича. Она почти горизонтальна и прослеживается на глубинах 38—42 *км*. Над ней только в пределах Хобдинского регионального гравитационного максимума выявлены еще две сейсмические поверхности со значениями $V_г = 7{,}5$ и 6,6 *км/сек*, прослеживающиеся соответственно на глубинах 24 и 21 *км*. Нижняя из них выявлена лишь в южной, а верхняя, еще менее протяженная, только в центральной части Хобдинской зоны.

Более высокое положение занимает сейсмическая поверхность, отож-



Фиг. 60. Субмеридиональный сейсмический профиль XV через Хобдинскую зону (по А. П. Панкратову и др., 1964)

1 — отражающие границы в надсолевом комплексе; *2* — поверхность соли; *3* — отражающие границы в подсолевых отложениях; *4* — преломляющие границы в кристаллическом комплексе; *5* — поверхность Мохоровичича; *6* — граница раздела в кристаллическом комплексе по данным гравиметрии; *7* — центры дифракции; *8* — разломы; *9* — значения граничной скорости (в *км/сек*).
Цифрами на профиле обозначены сейсмические поверхности, отвечающие: *I* — кровле кристаллического фундамента («гранитного» слоя), *II* — границе внутри «гранитного» слоя, *III* — кровле «базальтового» слоя

дествленная с поверхностью фундамента (с поверхностью «гранитного» слоя), причем в Прикаспийской впадине к северу от Хобдинской зоны ее граничные скорости изменяются от 6,3 до 6,5 *км/сек*, к югу от нее — от 6,2 до 6,5 *км/сек*, а в ее пределах — от 5,9 до 6,0 *км/сек*. В Хобдинской зоне и на смежных отрезках сейсмического профиля эта поверхность не прослеживается непрерывно, причем область перехода от Хобдинской зоны к северной части профиля характеризуется сложной сейсмической записью, присущей зонам тектонических нарушений.

На северном окончании сейсмического профиля XV, между реками Урал и Илек, поверхность фундамента ступенчато погружается к югу, в глубь Прикаспийской впадины, и фиксируется в интервале глубин 5—10 *км*. На северной окраине впадины на протяжении около 60 *км* она располагается на глубинах около 10 *км*, затем резко погружается до глубин 12—13 *км*, а в Хобдинской зоне лежит на глубинах 14—15 *км*. На южном окончании сейсмического профиля поверхность фундамента воздымается и вблизи ст. Мукур железной дороги Кандагач — Гурьев глубина ее залегания не превышает 9,5 *км*.

Уверенная интерпретация более глубоких сейсмических поверхностей, выявленных в Хобдинской зоне между поверхностями «гранитного» слоя и Мохоровичича, затруднительна. А. П. Панкратов, А. В. Сувилова и Д. Б. Фирсова (1964) с оговорками принимали, что поверхность с $V_г = 6{,}6$ *км/сек*, прослеживающаяся на глубине 21 *км*, проходит внутри «гранитного» слоя, а поверхность с $V_г = 7{,}5$ *км/сек*, наметив-

шаяся на глубине 24 *км*, отвечает кровле «базальтового» слоя. Несколько иного мнения придерживались Н. В. Подоба и А. Д. Серова (1962, 1964), которые на основании анализа данных сейсморазведки по Волго-Уральской области пришли к выводу о соответствии сейсмической поверхности с $V_г = 6{,}6—6{,}8$ *км/сек* поверхности «переходного» слоя. Последний, по их мнению, отвечает нижней части «гранитного» слоя, обладающей повышенной плотностью (2,87—2,97, иногда 3,02 *г/см*^{3}) в результате насыщения многочисленными внедрениями базальтового состава. В отличие от упомянутых исследователей Н. В. Неволин (1965) допускал, что сейсмическая поверхность с $V_г = 6{,}6$ *км/сек* относится к поверхности «базальтового» слоя, а, соответственно, сейсмическая поверхность с $V_г = 7{,}5$ *км/сек* проходит внутри «базальтового» слоя. В. Л. Соколов (1968) усомнился в правомерности отождествления сейсмической поверхности с $V_г = 6{,}0$ *км/сек* с поверхностью фундамента, так как на концах профиля последняя характеризуется $V_г = 6{,}5$ *км/сек*. Собственно, на это же указывали А. П. Панкратов, А. В. Сувилова и Д. Б. Фирсова, отмечая, что волна от границы с $V_г = 6{,}0$ *км/сек* отличается от волн, отнесенных к поверхности фундамента на северном и южном отрезках профиля быстрым затуханием и короткими интервалами прослеживания (что характерно для волн, полученных от разделов в осадочном слое). Соответственно, В. Л. Соколов считал, что поверхность фундамента в Хобдинской зоне относится к разделу с $V_г = 7{,}5$ *км/сек* и отвечает кровле «базальтового» слоя.

Отраженное на сейсмическом профиле XV представление о погружении к северу и югу кровли «базальтового» слоя данными сейсморазведки КМПВ не подтверждено и основывалось исключительно на данных гравиметрии — наличии гравитационных минимумов к югу и северу от Хобдинского регионального гравитационного максимума. На северном окончании сейсмического профиля XV, между реками Илек и Урал, сейсмическая поверхность с $V_г = 6{,}7$ *км/сек* выявлена на глубине около 12 *км*, но от долины р. Илек она погружается в сторону Прикаспийской впадины. Ниже, на глубинах 23—25 *км*, выявлена сейсмическая поверхность с $V_г = 7{,}1—7{,}2$ *км/сек*, которая к Прикаспийской впадине погружается более плавно. По представлению А. П. Панкратова, А. В. Сувиловой и Д. Б. Фирсовой, эта поверхность отвечает кровле «базальтового» слоя. Сопоставление данных сейсморазведки по северному обрамлению Прикаспийской впадины и Хобдинской зоне показывает, что глубины залегания «переходного» слоя соответственно равны 12 и 21 *км*, в то время как глубины залегания «базальтового» слоя практически тождественны.

При сопоставлении данных глубинного сейсмического зондирования Татарского свода и Хобдинской зоны выясняется, что в этих различных по геологической природе районах Европейской платформы глубины залегания поверхности «переходного» слоя соответственно равны 11—12 и 21 *км*, «базальтового» слоя — 21—25 и 24 *км*, а поверхности Мохоровичича — 36—40 и 40—41 *км* (Подоба, Серова, 1964). Наиболее выдержанной является глубина залегания поверхности Мохоровичича, а следовательно, и общая мощность земной коры. Наиболее резко изменяется глубина залегания кровли «гранитного» слоя (поверхности фундамента) и «переходного» слоя (принимаемой Н. В. Неволиным за кровлю «базальтового» слоя). Если в центральной части Татарского свода глубина залегания поверхности фундамента равна 1,6—2 *км*, то на его южном склоне она увеличивается до 4,5—5 *км* и затем вновь сравнительно резко возрастает при пересечении северного борта Прикаспийской впадины. Соответственно, но менее резко здесь, как уже было отмечено, погружаются более низкие сейсмические поверхности земной коры.

Данные регионального сейсмического профиля XV внесли определен-

ные коррективы в представления о вероятной природе Хобдинского регионального гравитационного максимума, хотя и не позволили трактовать ее однозначно. Напомним, что незадолго до проведения этого профиля Н. В. Неволин связывал Хобдинскую аномалию с петрографическими и структурными особенностями докембрийского складчатого основания и с его рельефом, считая, что на величину этой аномалии почти не влияет рельеф подсолевого ложа. Он указывал, что в районе этой аномалии «... располагается докембрийский выступ с сокращенной мощностью платформенных палеозойских образований» (Неволин, 1958а, стр. 6). В. С. Журавлев (1960б) допускал, что аномальные массы в основном сосредоточены в фундаменте Хобдинской зоны, но на величину ее аномалии, помимо этого, существенное влияние оказывает ее приподнятое положение в палеозое и обусловленные им фациальные изменения соответствующей части платформенного чехла.

Между тем, по региональному сейсмическому профилю XV именно в Хобдинской зоне поверхность фундамента прослеживается на наибольших глубинах при почти равной по всему профилю глубине залегания поверхности Мохоровичича. При этом в Хобдинской зоне возрастает интервальная скорость между упомянутыми поверхностями, составляющая 7,0—7,1 *км/сек*. Она существенно превышает характерную для платформенных областей среднюю интервальную скорость, равную 6,2—6,5 *км/сек*. По мнению А. П. Панкратова, А. В. Сувиловой и Д. Б. Фирсовой (1964), это свидетельствует о значительном различии состава кристаллического комплекса в Хобдинской зоне и в сопредельных районах. По данным тех же исследователей, в Хобдинской зоне существенное изменение претерпевает и разрез осадочной толщи, причем относительная прямолинейность годографов, наличие горизонта с большой граничной скоростью (5,4 *км/сек*), высокие эффективные скорости до поверхности фундамента свидетельствуют о значительном сокращении мощности соленосных отложений нижней перми и частичном замещении их ангидритами.

Необходимо отметить, что предположение о возможном фациальном изменении соленосных отложений в Хобдинской зоне ранее высказал В. С. Журавлев (1957б, 1960б). Оно основывалось на наличии хаотически расположенных отражающих площадок, выявленных сейсморазведкой в соляных массивах куполов Хобдинской зоны, а также на ослабленном проявлении соляной тектоники в ее пределах.

А. П. Панкратов, А. В. Сувилова и Д. Б. Фирсова (1964), учитывая данные гравиметрии по смежным с Хобдинской площадям, принимали, что относительно этих площадей кровля «базальтового» слоя в Хобдинской зоне образует выступ высотой около 7 *км*. По расчетам такой выступ при избыточной плотности 0,2 *г/см*^{3} может создать около половины наблюденного значения аномалии, тогда как остальная половина может быть объяснена частичным замещением соленосных отложений ангидритами при избыточной плотности, также равной 0,2 *г/см*^{3}. Однако они допускали, что избыточная плотность «базальтового» слоя в Хобдинской зоне может быть и более высокой, чем на сопредельных площадях. Основанием для такого предположения послужила повышенная граничная скорость «базальтового» слоя в Хобдинской зоне, равная 7,5 *км/сек* (на сопредельных площадях она не превышает 7,2 *км/сек*). Соответственно, более значительная часть Хобдинской аномалии может быть обусловлена выступом «базальтового» слоя, хотя, по мнению упомянутых исследователей, «... полностью исключить гравитационный эффект изменения состава осадочной толщи вряд ли возможно» (Панкратов и др., 1964, стр. 121).

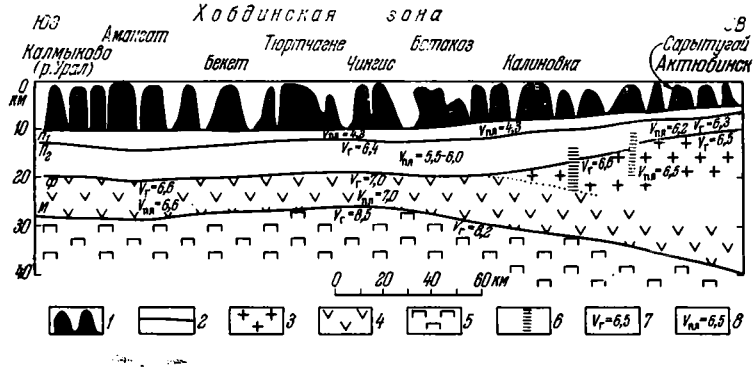
При сравнении разреза земной коры на Татарском своде и в Хобдинской зоне для последней устанавливается заметное сокращение мощ-

ности «гранитного» слоя. При отнесении к кровле «базальтового» слоя сейсмической поверхности с граничной скоростью 7,1—7,2 *км/сек* на Татарском своде и 7,5 *км/сек* в Хобдинской зоне мощность «гранитного» слоя соответственно равна 19—23 и 9—10 *км*. При отождествлении с кровлей «базальтового» слоя сейсмической поверхности с граничной скоростью 6,6 *км/сек* она составляет 9—10 *км* на Татарском своде и 7—6 *км* в Хобдинской зоне. Если принять, что последняя из упомянутых поверхностей одновременно соответствует поверхности фундамента, то «гранитный» слой в Хобдинской зоне вообще отсутствует. Несмотря на некоторую неопределенность данных по сейсмическому профилю XV, после его проведения стало ясно, что по сравнению с внутренними районами Европейской платформы мощность «гранитного» слоя в Хобдинской зоне заметно сокращена. Это с неизбежностью свидетельствовало о базальтификации низов «гранитного» слоя в процессе формирования тектонической депрессии (Борисов, Косыгин, 1961).

Дополнительные и крайне важные данные были получены недавно по региональным сейсмическим профилям, проложенным в Прикаспийской впадине партиями треста Спецгеофизика под руководством К. Е. Фоменко, А. П. Пахомова и О. К. Смирнова. Значительный интерес представляет субширотный профиль СХІ Актюбинск — Хобдинская зона — Калмыково (1966 г.), пересекающийся с субмеридиональным профилем XV ВНИИГеофизики именно в Хобдинской зоне.

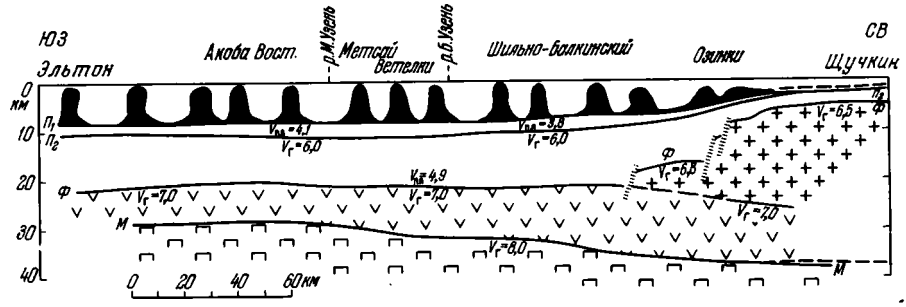
Судя по этому профилю (фиг. 61), поверхность фундамента от района г. Актюбинска на запад-юго-запад, к Хобдинской зоне, погружается от 10 до 20 *км*, причем в районе пересечения с профилем XV прослеживается на глубине 18 *км*, а далее на запад-юго-запад плавно погружается до 20—21 *км*. При этом граничная скорость этой сейсмической поверхности на восточном и западном отрезках профиля равна 6,5—6,6 *км/сек*, а в Хобдинской зоне — 7,0 *км/сек*. Примерно так же ведет себя более высокая сейсмическая поверхность $П_2$, по-видимому, отвечающая кровле известняков нижнего карбона: в районе г. Актюбинска она прослеживается на глубине 6 *км*, на крайнем востоке Хобдинской зоны — на глубине 12,5 *км*, несколько западнее — на глубине 11—11,5 *км*, но затем плавно погружается до 14 *км*. Сейсмическая поверхность $П_1$, фиксирующая положение подсолевого ложа, от района г. Актюбинска к пос. Калмыково на р. Урал погружается от 5 до 10 *км* и в Хобдинской зоне не испытывает заметного подъема. Наконец, гораздо более глубокая сейсмическая поверхность, отождествляемая с поверхностью Мохоровичича, от района г. Актюбинска круто воздымается к Хобдинской зоне — от 40 *км* до 26 *км* в районе пересечения с профилем XV, а далее на запад, к р. Урал, снижается до 28—30 *км*. Ее граничная скорость в Хобдинской зоне составляет 8,5 *км/сек*, но уменьшается к востоку до 8,2 *км/сек*.

Сопоставляя данные, полученные по району пересечения профилей СХІ и XV, необходимо отметить ряд несовпадений: глубина залегания поверхности Мохоровичича определена равной 26 *км* при $V_г = 8{,}5$ *км/сек* по профилю СХІ и 40 *км* при $V_г = 8{,}1$ *км/сек* по профилю XV, а глубина залегания поверхности фундамента — сейсмической поверхности с $V_г = 7{,}0$ *км/сек* (по профилю СХІ) или 6,6 *км/сек* (по профилю XV) равна, соответственно, 18 и 21 *км*. Однако вне зависимости от степени этих несовпадений можно утверждать, что в Хобдинской зоне намечается значительный подъем сейсмической поверхности, обладающей граничными скоростями, свойственными поверхности подкорового слоя, а также (судя по значениям граничной скорости сейсмической поверхности, отождествляемой с поверхностью фундамента) исчезновение «гранитного» слоя (Журавлев, 1969 г, 1970 а).



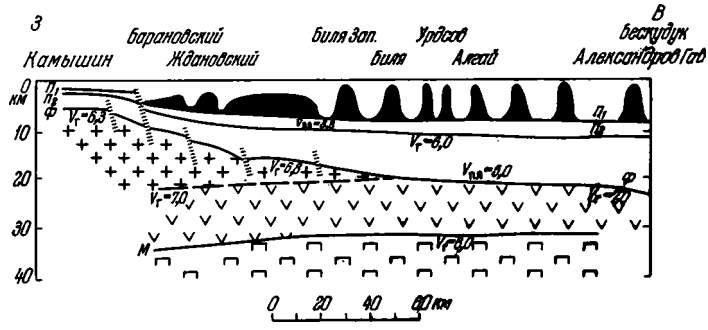
Фиг. 61. Сейсмический профиль КМПВ CXI Актюбинск — Хобдинская зона — Калмыково (по К. Е. Фоменко, О. К. Смирнову, Н. Н. Смирновой, 1966 г.)

1 — соляные массивы куполов;
2 — сейсмические поверхности ($П_1$ — подсолевое ложе, $П_2$ — кровля известняков нижнего карбона, Ф — поверхность фундамента, М — поверхность верхней мантии);
3 — «гранитный» слой;
4 — «базальтовый» слой;
5 — верхняя мантия;
6 — разломы;
7 — значения граничной скорости (в км/сек);
8 — значения пластовой скорости (в км/сек)



Фиг. 62. Сейсмический профиль КМПВ — ГСЗ CII Щучкин — Эльтон (по К. Е. Фоменко, А. П. Пахомову, Н. Г. Дьячковой, 1967 г.)

Условные обозначения см. фиг. 61



Фиг. 63. Сейсмический профиль КМПВ — ГСЗ CX Камышин — Александров Гай (по К. Е. Фоменко, А. П. Пахомову, Н. Г. Дьячковой, 1967 г.)

Условные обозначения см. фиг. 61

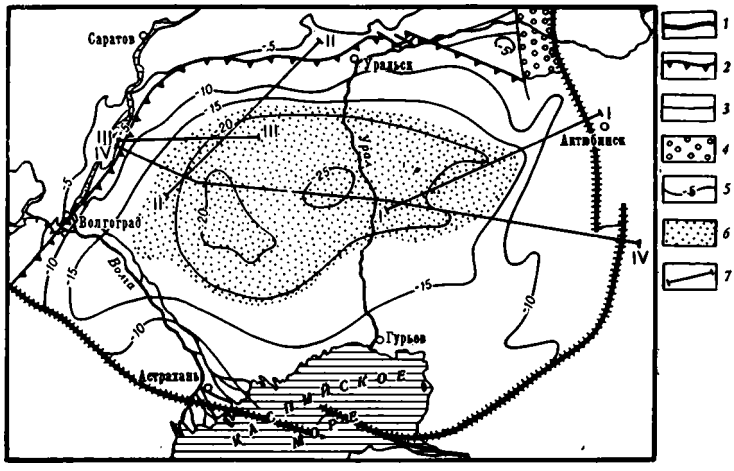
Характерно, что на сейсмических профилях СII Щучкин — Эльтон (фиг. 62) и СХ Камышин — Александров Гай (фиг. 63), проложенных в 1967 г. трестом Спецгеофизика через Жадовский (профиль СII) и Заволжский (профиль СХ) бортовые уступы Прикаспийской впадины, отмечается резкое ступенчатое погружение поверхности фундамента во впадину, а затем, с глубины 20—22 *км*,— относительно спокойное ее залегание. В полосе ступенчатого погружения поверхности фундамента по обоим профилям отвечающие ей граничные скорости равны 6,5—6,8 *км/сек* (по профилю СХ) и 6,3—6,8 *км/сек* (по профилю СII), причем они возрастают по мере удаления от бортов в глубь впадины. Под нижними ступенями поверхности фундамента начинает прослеживаться еще одна сейсмическая поверхность с $V_г = 7{,}0$ *км/сек*, постепенно воздымающаяся в сторону впадины и затем замещающая сейсмическую поверхность с $V_г = 6{,}8$ *км/сек*. В зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума эта поверхность с граничными скоростями, характерными для «базальтового» слоя, на обоих профилях отмечена на глубине 21—23 *км*. Еще ниже фиксируется сейсмическая поверхность с $V_г = 8$ *км/сек*, отвечающая поверхности Мохоровичича. От Жадовского и Заволжского бортовых уступов в глубь Прикаспийской впадины она воздымается, хотя и менее резко, чем от Актюбинского Приуралья — с 35—38 *км* до 30 *км*.

По профилям СII и СХ, как и по профилю XV (см. фиг. 60), отчетливо заметно последовательное увеличение в глубь Прикаспийской впадины мощности отложений платформенного чехла, заключенных между подсолевым ложем (сейсмической поверхностью $П_1$) и поверхностью фундамента (более резкое по профилю СII, пересекающему Жадовский бортовой уступ). В Аралсорской зоне она достигает 12 *км*.

Данные глубинного сейсмического зондирования еще немногочисленны, но они однозначно показывают, что для Прикаспийской впадины характерно аномально резкое погружение поверхности фундамента (фиг. 64), которые в ее внутренних районах (в зонах региональных гравитационных максимумов) сопровождается рядом геофизических особенностей: сокращением мощности или полной переработкой «гранитного» слоя, появлением обширного «окна», в пределах которого породы фундамента приобретают свойства «базальтового» слоя, а также существенным подъемом поверхности верхней мантии (Соколов, 1968, 1970; Журавлев, 1969 г).

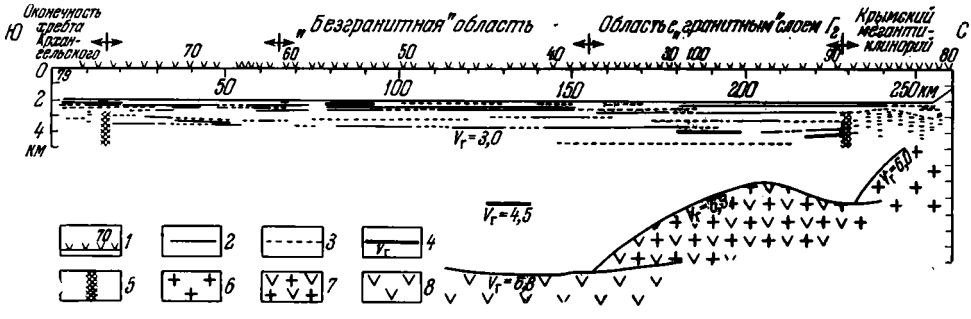
Однако из этого факта было бы неправильно делать вывод о том, что в центральных частях Прикаспийской впадины непосредственно под платформенным чехлом залегают породы «базальтового» слоя. Океанический тип строения земной коры здесь вторичен и породы фундамента в центральных частях Прикаспийской впадины, отвечающие скоростям 7,2 *км/сек*, по-видимому, возникли в результате переработки «гранитного» слоя, который испытал гранулитовую стадию метаморфизма.

Данные глубинного сейсмического зондирования, несомненно, недостаточно точны, однако они свидетельствуют, что в Прикаспийской впадине земная кора на значительной площади подверглась существенной переработке, направленной в сторону ее общего утонения и базификации. Профили, пересекающие северный и западный бортовые уступы впадины, подобны сейсмическим профилям, проложенным через глубоководную впадину Черного моря (фиг. 65). Для последней характерна маломощная (20—25 *км*) двухслойная земная кора, образованная «базальтовым» и осадочным слоями. Только по окраинам этой впадины и в области шельфа общая мощность земной коры существенно увеличивается за счет появления «гранитного» слоя и резкого наращивания его мощности в направлении побережий (Борисов, 1967). В центральной части моря под горизонтально залегающими мощными (8—14 *км*), в основном четвертичными и неогеновыми, отчасти палеогеновыми, верхнемеловыми, возможно, и более древними отложениями прослеживается «базальтовый»



Фиг. 64. Схема строения поверхности фундамента Прикаспийской экзогональной впадины

1 — краевые швы Европейской платформы;
2 — разломы внутреннего ограничения Прикаспийской впадины;
3 — прочие разломы глубинного заложения;
4 — южное окончание Предуральского краевого прогиба;
5 — изогипсы по подошве платформенного чехла, проведенные через 5 *км*;
6 — линии профилей глубинного сейсмического зондирования: Актюбинск — Калмыково (I—I), Щучкин — Эльтон (II—II), Камышин.— Александров Гай (III—III) и Челкар — Волгоград (IV—IV). Разломы, осложняющие строение поверхности фундамента Прикаспийской впадины, из-за отсутствия надежных данных для их уверенного трассирования на схеме не нанесены



Фиг. 65. Строение верхней части осадочной толщи и фундамента в глубоководной впадине Черного моря по сейсмическому профилю МОВ и ГСЗ Ялта — Синоп (по М. В. Муратову, Ю. П. Непрочнову, 1967)

1 — места зондирований сейсморазведкой МОВ;
2 — отражающие границы (уверенная корреляция);
3 — отражающие границы (неуверенная корреляция);
4 — преломляющие границы, по данным ГСЗ, и значения граничных скоростей (в *км/сек*);
5 — предполагаемые зоны нарушений (по данным сейсморазведки МОВ);
6 — верхний ярус «гранитного» слоя, вероятно, соответствующий метаморфизованным осадочным породам;
7 — нижний ярус «гранитного» слоя — вероятный остаток складчатого массива палеозойского или докембрийского возраста;
8 — «базальтовый» слой

слой с $V_г$ = 6,6—7,0 *км/сек*. Поверхность Мохоровичича здесь приподнята и прослеживается на глубинах 20—24 *км* (Муратов, Непрочнов, 1967).

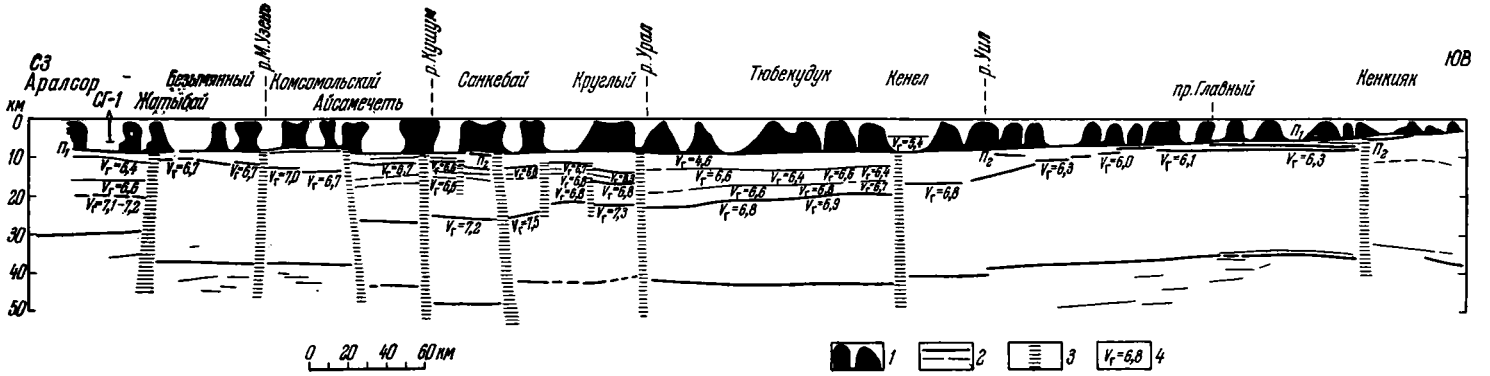
М. В. Муратов (1955; Муратов, Непрочнов, 1967) последовательно развивает гипотезу о вторичном образовании Черноморской котловины с корой океанического типа в сравнительно недавнее время (начиная с олигоцена, в основном в неогене) на месте ранее существовавшей материковой коры. По мнению С. И. Субботина (1965), преобразование земной коры Черноморской котловины могло идти путем последовательной и глубокой магматической переработки коры материкового типа с превращением ее в новообразованную, океаническую. Эта переработка была определена процессом сжатия и уплотнения вещества верхней мантии на глубинах 100—200 *км*, который обусловил возникновение депрессии земной поверхности. Погружавшаяся земная кора была интенсивно инъецирована магматическими расплавами и приобрела физические свойства, характерные для «базальтового» слоя.

По общей мощности осадочного слоя (до 20—25 *км*) Прикаспийской впадине Европейской платформы тождественна Южно-Каспийская впадина, выполненная в основном четвертичными и неогеновыми, отчасти палеогеновыми и мезозойскими отложениями. Их мощность возрастает от периферии к центру Южно-Каспийской впадины, причем одновременно уменьшается, местами до полного выклинивания, толщина «гранитного» слоя. Однако в отличие от Черноморской впадины мощность «базальтового» слоя во внутренних районах Южно-Каспийской впадины даже несколько возрастает, а поверхность Мохоровичича прослеживается на относительно бо́льших глубинах — 40—45 *км*, возможно, более. Стремясь объяснить упомянутые соотношения, А. А. Борисов допускал, что в Южно-Каспийской впадине «... мы, по-видимому, встречаемся с более ранней стадией «океанизации» земной коры, чем в Черноморской впадине» (Борисов, 1967, стр. 148).

Таким образом, по строению земной коры Прикаспийская впадина Европейской платформы близка к Черноморской и Южно-Каспийской впадинам внутренних морей Евразии. Для всех трех впадин характерна общая направленность процесса преобразования земной коры, при котором «... происходит как бы встречное движение: границы Мохо и Конрада идут вверх, а земная поверхность прогибается вниз» (Тихомиров, 1963, стр. 1176).

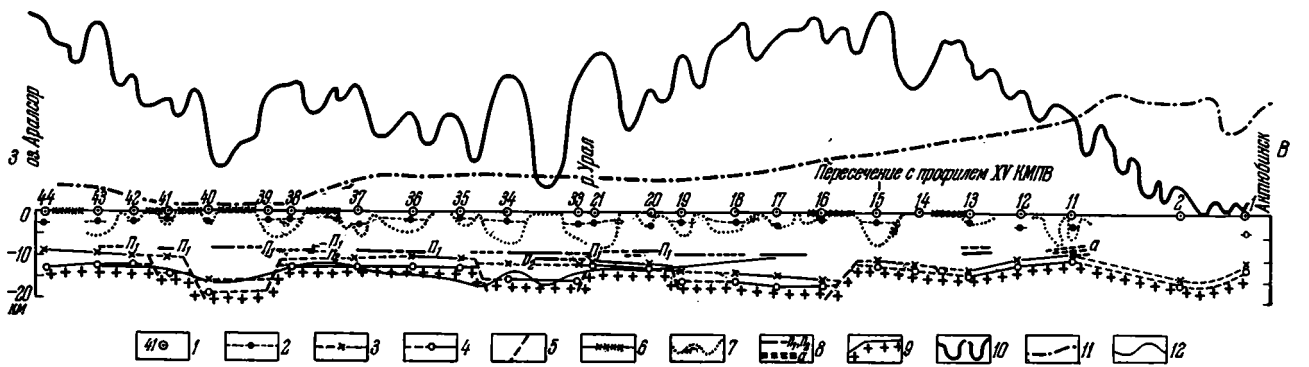
Имеющиеся сведения о строении земной коры в Прикаспийской впадине дополняет проложенный в 1967 г. Илийской экспедицией Казахского геофизического треста под руководством Н. И. Леонова, В. А. Циммера и В. П. Комарова сейсмический профиль Челкар — Волгоград на отрезке Кенкияк — Аралсор (фиг. 66). По этому профилю в Прикаспийской низменности ниже сейсмических поверхностей $П_1$ и $П_2$ прослеживается несколько сближенных сейсмических поверхностей с высокими граничными скоростями (6,5—6,9 *км/сек*). Эти поверхности ступенчато воздымаются на запад, к Аралсорской зоне, и за р. Малый Узень проходят на глубине, не превышающей 11—12 *км*. Исполнители профиля условно отождествляли их с разделами внутри подсолевых отложений платформенного чехла, однако В. Л. Соколов (1968, 1970) с неменьшей долей вероятности допускал, что они могут соответствовать разделам внутри «гранитного», но существенно базальтифицированного слоя. Поверхность «базальтового» слоя (с $V_г$ = 7,2—7,5 *км/сек*) на междуречье Кушума и Урала погружается до 26 *км*, а поверхность Мохоровичича — до 40 *км* и более. Таким образом, в Прикаспийской низменности намечается обращенное положение поверхности Мохоровичича и поверхности фундамента.

Данные по всем рассмотренным сейсмическим профилям показывают, что в Прикаспийской впадине по сравнению с внутренними частями



Фиг. 66. Сейсмический профиль ГСЗ Челкар — Волгоград на отрезке Кенкияк — Аралсор (по В. П. Комарову, 1967 г.)

1 — соляные массивы куполов;
2 — сейсмические поверхности и горизонты ($П_1$ — подсолевое ложе, $П_2$ — кровля известняков нижнего карбона);
3 — разломы;
4 — значения граничной скорости (в *км/сек*)



Фиг. 67. Геолого-геофизический разрез по широтному профилю магнитно-теллурического зондирования Актюбинск — Аралсор (по А. М. Виленчику, В. В. Голубкову, 1965)

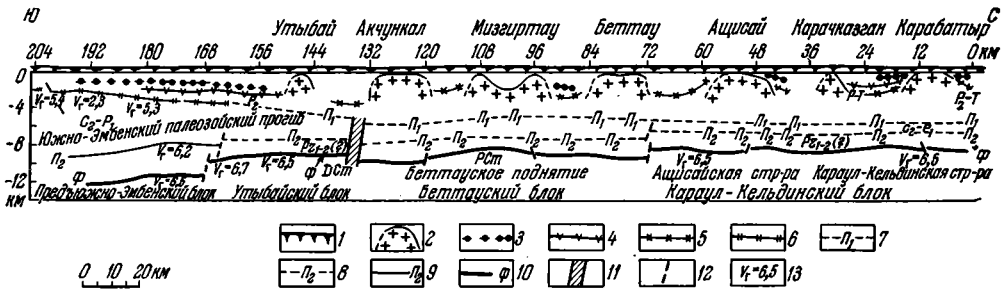
1 — точки магнитно-теллурических зондирований;
2 — первый опорный электрический горизонт;
3 — третий электрический горизонт, приуроченный к палеозойским отложениям;
4 — четвертый электрический горизонт, отнесенный к поверхности фундамента;
5 — предполагаемые тектонические нарушения;
6 — участки, неотработанные сейсморазведкой;
7 — очертания соляных массивов куполов по данным сейсморазведки;
8 — подсолевые горизонты ($П_1$, $П_2$, а) по данным сейсморазведки КМПВ;
9 — поверхность фундамента по данным магнитно-теллурического зондирования;
10 — наблюденная кривая Δg в условном уровне;
11 — кривая ΔTa;
12 — расчетная поверхность фундамента по данным гравиметрии

эпикарельского остова Европейской платформы намечается существенное сокращение мощности консолидированной части земной коры и появление в ее центральной части, к которой приурочены региональные гравитационные максимумы, обширного «базальтового» окна, обусловленного практически полной переработкой «гранитного» слоя. «Базальтовое» окно и значительная (отличающаяся на порядок) суммарная мощность отложений платформенного чехла принципиально отличают Прикаспийскую экзогональную впадину от синеклиз Русской плиты Европейской платформы. Именно в Прикаспийской впадине наблюдается наиболее значительное (до 20—25 *км*) погружение фундамента Европейской платформы, сопровождающееся в ее внутренних районах полной или почти полной переработкой «гранитного» слоя, утонением «базальтового» слоя (до 6—9 *км*) и существенным подъемом поверхности Мохоровичича (местами — в Хобдинской и Аралсорской зонах — соответственно до 26 и 30 *км*). Сознавая определенную условность полученных выводов, мы все же должны считать их вовсе не случайными, а закономерными, так как для погруженной под воды Баренцева моря северо-западной части Печорской экзогональной впадины были получены тождественные данные (см. стр. 132).

Переходя к рассмотрению строения поверхности фундамента Прикаспийской впадины, необходимо отметить, что по широтному профилю магнитно-теллурического зондирования, проложенному от г. Актюбинска к Аралсорской зоне в 1963 г. трестом Спецгеофизика (фиг. 67), установлено ее расчленение разломами на отдельные блоки (Виленчик, Голубков, 1965). Однако следует учитывать, что интерпретация данных электроразведки вообще, а при наличии экрана (соленосных толщ) тем более, весьма затруднительна и таит в себе ряд погрешностей. Сознавая это, все же нужно указать, что на упомянутом профиле над поверхностью фундамента (т. е. над четвертым электрическим слоем, обладающим бесконечно высоким сопротивлением) прослеживается третий низкоомный электрический слой, повсеместно фиксирующийся ниже подсолевого горизонта $П_2$ и отвечающий низам платформенного чехла Прикаспийской впадины. Он заполняет погруженные блоки, появляется на приподнятых блоках и как бы выравнивает резкий рельеф поверхности фундамента. На погруженных блоках мощность отложений, залегающих ниже этого слоя, значительна: так, в погруженном блоке к западу от р. Урал она достигает 4 *км*. Низкоомный электрический слой наиболее полно развит в западной части профиля и на западе Хобдинской зоны. На востоке этой зоны и на восточном окончании профиля мощность подстилающих его отложений выдержана и невелика (менее 1 *км*), причем его залегание подчинено рельефу поверхности фундамента. На более высоком уровне проходят намеченные сейсморазведкой подсолевые горизонты $П_2$ и $П_1$. По сравнению с упомянутым низкоомным электрическим слоем уровень их залегания более выдержан и менее связан с рельефом поверхности фундамента.

Приведенные выше данные сейсморазведки и магнитно-теллурического зондирования позволяют определить, что общая мощность отложений платформенного чехла в Прикаспийской впадине весьма значительна и в отдельных районах достигает 20—25 *км*. Из нее не менее половины приходится на подсолевые отложения, распределение мощностей которых более дифференцировано и существеннее подчинено блоковой структуре поверхности фундамента.

В качестве примера, подтверждающего сказанное, сошлемся на сейсмический профиль I-Т (Главный), проложенный Турланской геофизической экспедицией через юго-восточную часть Прикаспийской впадины от ст. Караул-Кельды железной дороги Кандагач — Гурьев с выходом на Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум в районе Диара (фиг. 68). Этот профиль выявил систему крупных блоков фунда-



Фиг. 68. Сейсмо-геологический разрез северного отрезка профиля I-Т Главный (по Н. Я. Кунину, Р. Б. Сапожникову, 1965)

1 — дневная поверхность;
2 — вершины соляных массивов куполов;
3—6 — преломляющие границы:
3 — по кровле нижнеюрских отложений,
4 — по поверхности отложений триаса,
5 — внутри верхнепермских отложений,
6 — по поверхности подсолевых отложений;
7, 8 — подсолевые отражающие горизонты, построенные по отраженным волнам, зафиксированным сейсморазведкой КМПВ:
7 — эрозионная поверхность подсолевого ложа,
8 — кровля известняков нижнего карбона;
9 — преломляющий горизонт, отвечающий второму подсолевому отражающему горизонту;
10 — преломляющая граница, отвечающая поверхности фундамента;
11 — зона крупного Утыбайского разлома;
12 — менее значительные разломы;
13 — значения граничной скорости (в *км/сек*)

мента, ступенчато погружающихся к югу, в сторону Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. На границах блоков, определенных разломами, происходят наиболее заметные изменения мощности подсолевых отложений платформенного чехла (Кунин, Сапожников, 1965).

Подсолевое ложе — опорный отражающий горизонт $П_1$ — при движении на юг плавно воздымается к своду Беттауского поднятия (намечающегося в пределах одноименного блока) от 6 *км* до 5 *км*, а затем вновь погружается до 6 *км*. Далее на юг, в зоне Утыбайского разлома, подсолевой горизонт $П_1$ сначала приподнимается до глубины 5 *км*, а затем быстро воздымается до глубины 2 *км* на Предъюжно-Эмбенском блоке.

Опорный отражающий горизонт $П_2$, отвечающий кровле известняков нижнего карбона, на самом северном, приподнятом Караул-Кельдинском блоке прослеживается на глубине 6,5—7 *км*. Южнее, на Беттауском погруженном блоке, по тектоническим нарушениям он опущен до глубины 8 *км*, но в своде Беттауского поднятия глубина его залегания уменьшается до 7,5 *км*. По зоне Утыбайского разлома отражающий горизонт $П_2$ приподнимается на 0,5 *км*, а в пределах Утыбайского блока погружается к югу до глубины 7,7 *км*. На границе с Предъюжно-Эмбенским блоком, по-видимому, по разлому он погружается до глубины 8 *км*, а затем продолжает опускаться, достигая в конце интервала прослеживания глубины 9 *км*.

Мощность подсолевых отложений платформенного чехла Прикаспийской впадины на данном профиле в области развития соляной тектоники относительно невелика, но возрастает к югу от 2,5 до 3,5—4 *км*. При этом мощность отложений, заключенных между отражающим горизонтом $П_2$ (между кровлей нижнекаменноугольных известняков) и поверхностью фундамента, более или менее выдержана и сокращается только над выступами фундамента. Общее направленное увеличение мощности подсолевых отложений к югу осложнено лишь резким увеличением мощности отложений, залегающих между горизонтами $П_1$ и $П_2$ (отложений нижней перми — среднего карбона) на Беттауском блоке. На Утыбайском и

Предъюжно-Эмбенском блоках мощность подсолевых отложений быстро возрастает к югу от 4 до 10,5 *км*, преимущественно за счет увеличения мощности отложений, заключенных между горизонтами $П_1$ и $П_2$ (от 2,5 до 7 *км*) и, в меньшей степени, за счет мощности отложений, залегающих между горизонтом $П_2$ и поверхностью фундамента (возрастающей от 1,5 до 3,5 *км*).

Рассматриваемый сейсмический профиль проходит через область предполагаемого распространения байкальского складчатого фундамента. Мощность подсолевых отложений в ее пределах не превышает 5—7 *км*, тогда как в Хобдинской зоне она достигает 10 *км*, на правобережье р. Урал, к северо-западу от пос. Калмыково,— 15 *км*, а в Аралсорской зоне — 12 *км*.

К сожалению, для построения достоверной структурной карты по поверхности фундамента Прикаспийской впадины имеющиеся сведения еще недостаточны. Первые опубликованные схемы строения поверхности фундамента (Неволин, 1965, рис. 4; Неволин и др., 1968, рис. 2; Бровар, 1968, рис. 2) в свете новых данных сейсморазведки нуждаются в существенных уточнениях. Однако вне зависимости от этого они свидетельствуют о весьма глубоком залегании поверхности фундамента в Прикаспийской впадине, существенно отличающемся от ее положения в смежных и любых других регионах Европейской платформы.

Приведенная выше оценка остается справедливой и для структурных карт по поверхности подсолевого ложа Прикаспийской впадины. Еще в 1955 г. М. И. Баренбойм (1955) опубликовал первую схему строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины, построенную по данным сейсморазведки. Они были учтены нами при построении структурной карты подсолевого ложа всей Прикаспийской впадины (Журавлев, 1957б, 1960б), которая позднее была уточнена (Журавлев, 1964а; Shurawlew, 1965б), причем ее исправленные варианты вошли составными частями в Международную тектоническую карту Европы (1964) и Тектоническую карту Евразии (1966). Структурные карты подсолевого ложа были предложены и другими авторами для всей Прикаспийской впадины (Неволин, 1958а, 1961; Слепакова, 1961; Неволин, Блохин, Липовецкий, 1962; Калинин, 1963; Живодеров и др., 1964; Неволин, 1965; Соколов, 1964, 1965; Манилов, Фоменко, 1965) или ее отдельных частей (Манилов, Фоменко, 1964; Авров, Булекбаев и др., 1965; Соловьев, Егорова, 1967; Волчегурский, Саркисова, 1967; Бровар, Шмайс, 1968; Бровар, 1968).

На первых вариантах структурных карт, составленных Н. В. Неволиным лично (Неволин, 1958а, 1961) или в соавторстве (Неволин, Блохин, Липовецкий, 1962), Прикаспийская впадина по поверхности подсолевого ложа трактовалась как предельно плоская депрессия с резко воздымающимися бортами. Лишь на более поздних вариантах этих карт, составленных под руководством Н. В. Неволина (Живодеров и др., 1964; Неволин, 1965), подсолевое ложе оказалось существенно дифференцированным, но не осложненным разломами. Напротив, на структурных картах Н. А. Калинина (1963) выделялись протяженные разломы, а на картах В. Л. Соколова (1964) — их взаимопересекающиеся системы. Между тем, общий порядок глубин залегания подсолевого ложа на последних опубликованных разными авторами (Калинин, 1963; Журавлев, 1964а; Соколов, 1964; Неволин, 1965) вариантах структурных карт почти тождествен, так как эти карты составлены с учетом одних и тех же исходных объективных данных сейсморазведки. Эти карты различаются лишь местами по рисунку стратоизогипс, который во многом субъективен и определяется исключительно теоретическими установками их авторов. Однако все они выявляют контуры поднятий и прогибов подсолевого ложа, которым в самой общей форме соответствуют области рассредоточения и сгу-

щения соляных куполов, ослабленного и интенсивного проявления соляной тектоники (фиг. 69).

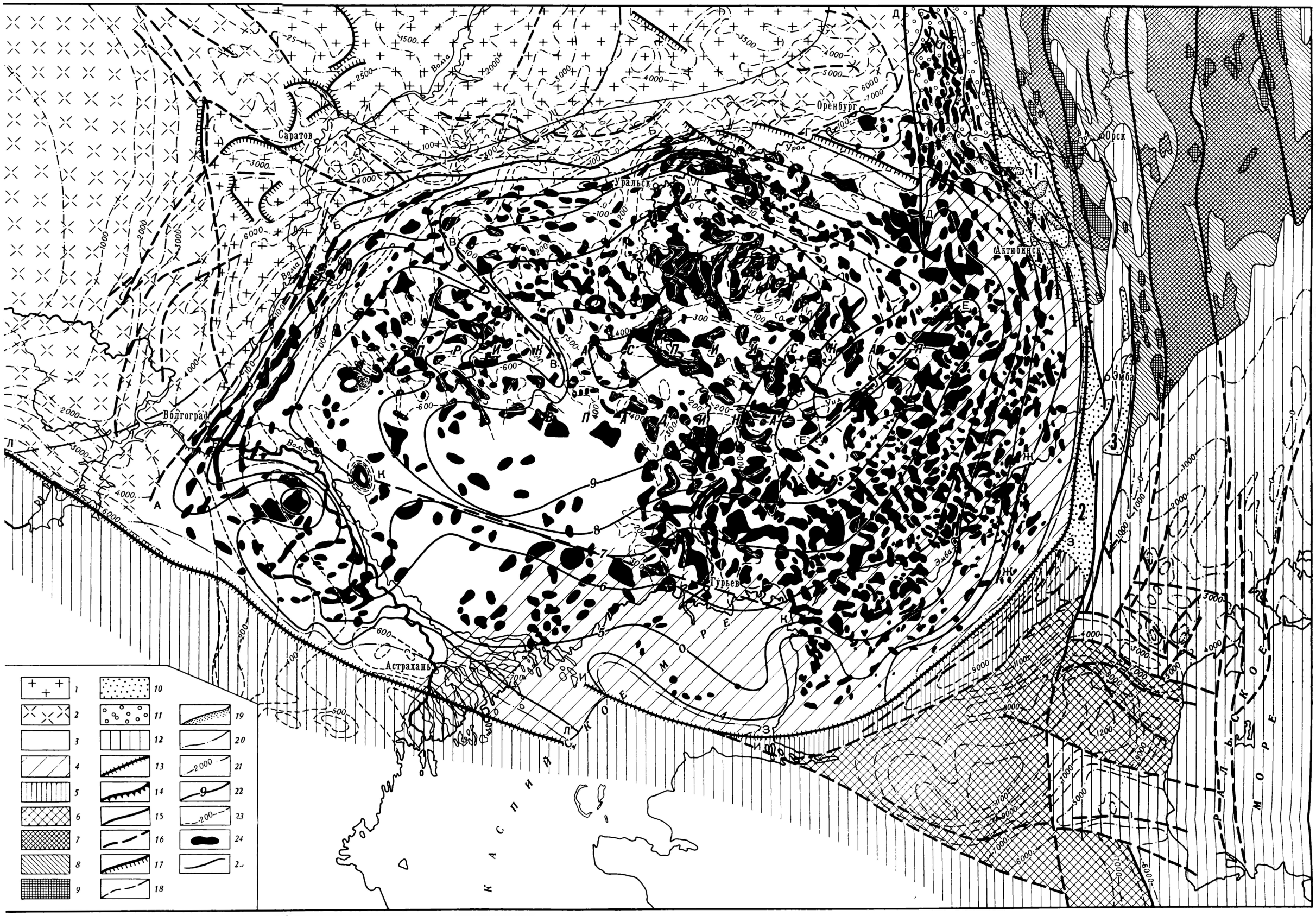
Область наиболее глубокого залегания (свыше 9 *км*) подсолевого ложа в Прикаспийской впадине простирается в восток-северо-восточном направлении от северной оконечности песков Северного Прикаспия (Рынпесков) до Зауральских Сыртов, причем р. Урал пересекает ее между соляными куполами — гигантами Челкар и Индер. Стратоизогипса —7 *км* опоясывает бо́льшую по площади часть Прикаспийской впадины, и от нее начинается более ощутимый подъем подсолевого ложа к Жадовскому и Заволжскому бортовым уступам до глубины 4,5—4 *км*, а к юго-восточному и восточному бортам — до глубины 3 и 2 *км* соответственно. Таким образом, в пределах большей части Прикаспийской впадины подсолевое ложе залегает глубже, чем поверхность фундамента в наиболее погруженных участках континентальной части Печорской впадины.

К сожалению, все имеющиеся структурные карты подсолевого ложа Прикаспийской впадины построены с учетом относительно редкой сети региональных сейсмических профилей (преимущественно МОВ) и данных профильного сейсмического зондирования над сводами соляных массивов куполов (профилями, протяженностью 4—6 *км*). Естественно, что интерполяция между отдельными точками замеров глубины залегания подсолевого ложа выявляет общую, но сглаженную его структуру. Отвечающее имеющимся данным сечение стратоизогипс (точнее, сейсмоизогипс) через 0,5—1 *км*, принятое на этих картах, не позволяет выявить очертания возможных структурных террас, подобных тем, которые установлены в восточной части Печорской впадины по подошве кунгура. Осложняющие подсолевое ложе разломы и смещения по ним отчетливо заметны на пока еще единичных сейсмических профилях МРПН (фиг. 70, 71), проложенных от внутренних районов Прикаспийской впадины к ее восточному борту (Знаменский и др., 1966; Знаменский, Леонтьев и др., 1967; Знаменский, Хвилевицкий и др., 1968). Однако определить возможное простирание, протяженность и значимость этих разломов в общей структуре подсолевого ложа пока невозможно. Тем более важны те сведения о разломах подсолевого ложа, которые в свете имеющихся геолого-геофизических данных представляются достоверными.

Прежде всего такими разломами являются Заволжский (Волгоградский) и Жадовский, определяющие положение западного и северного бортовых уступов Прикаспийской впадины. Данные бурения и сейсморазведки показывают, что Заволжскому уступу соответствует заметное увеличение мощности отложений акчагыла на левобережье Волги (Журавлев, 1960б) и отчетливый наклон (местами до 30°) надсолевых отложений к востоку (Козленко, Никонова, 1957), часто сопровождающийся сбросами, выявленными в палеогеновых и мезозойских отложениях (Бражников, Салов и др., 1965). Намечающемуся перегибу надсолевых отложений местами отвечает еще более крутое, иногда ступенчатое погружение подсолевых отложений и первое резкое уступообразное (с амплитудой до 2000 *м* и более) погружение поверхности фундамента к востоку (Бражников, Воронков и др., 1965), которое, в частности, отмечено и на сейсмическом профиле КМПВ — ГСЗ СХ Камышин — Александров Гай (см. фиг. 63).

На южных склонах Общего Сырта и по правобережью р. Урал вдоль Жадовского уступа мезозойские и верхнепермские отложения осложнены региональным Токаревским сбросом, прослеженным на протяжении 225 *км* (Кожевников, 1958, 1959). Амплитуда его снижается к востоку от 600 до 250 *м*. На западе, у пос. Токарева, плоскость его сбрасывателя наклонена на юг под углами до 50—60° (Бутковский, Омельченко, 1968).

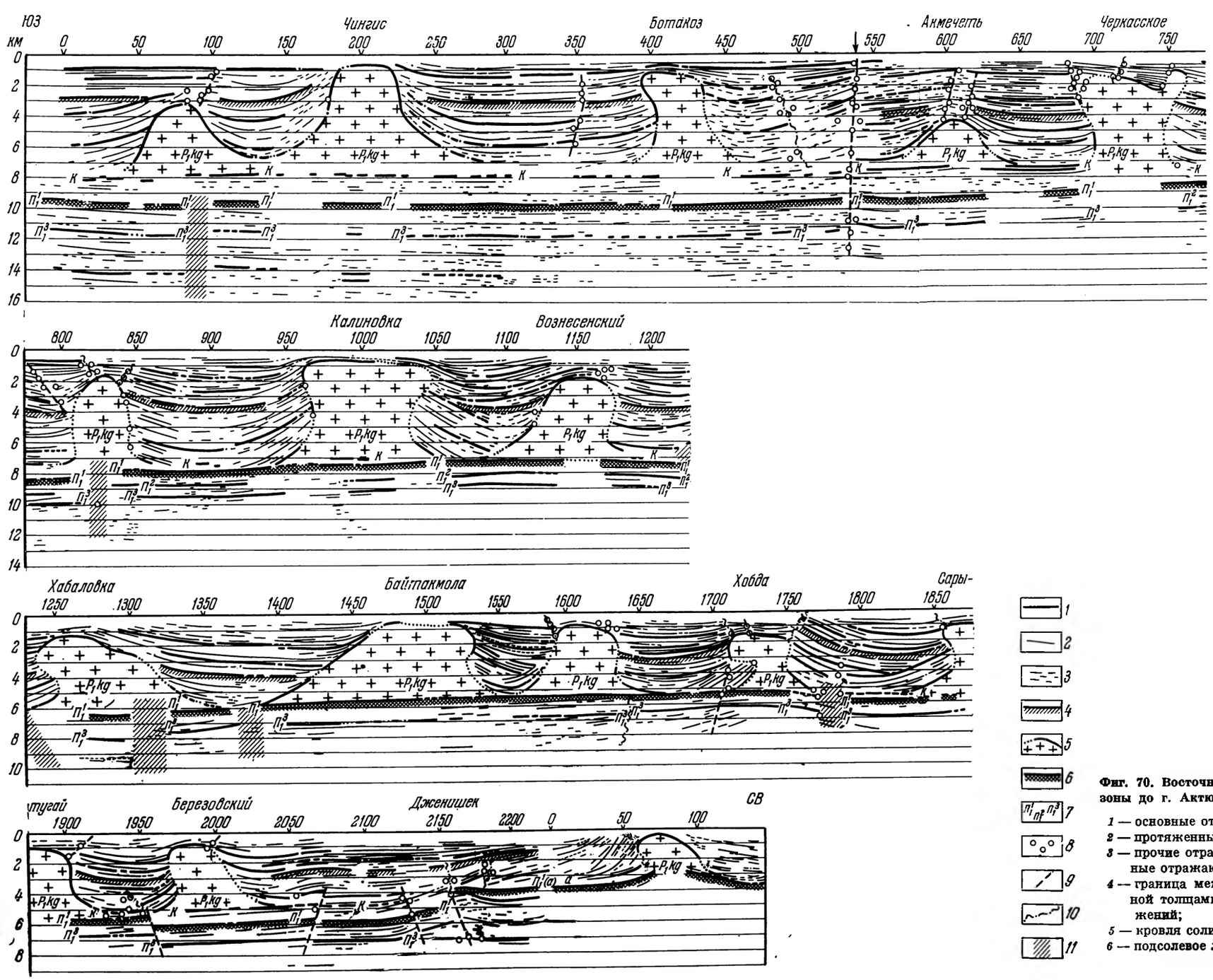
Токаревский сброс приурочен преимущественно к северному крылу бортового соляного вала, который возник в зоне Жадовского уступа,



Фиг. 69. Тектоническая схема Прикаспийской экзогональной впадины и ее обрамления

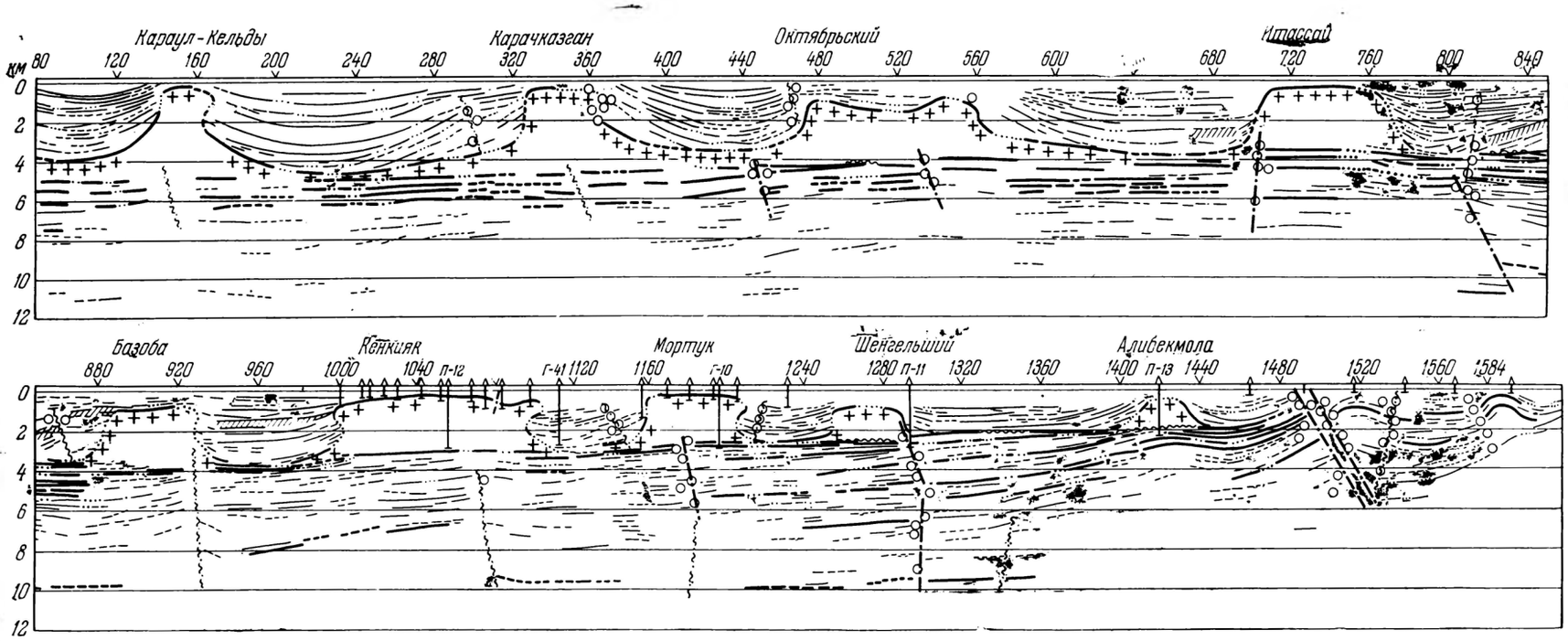
1, 2 — эпикарельский остов Европейской платформы:
1 — области с архейским складчатым фундаментом,
2 — области с карельским складчатым фундаментом;
3 — резко погруженная часть эпикарельского остова Европейской платформы в пределах ее юго-восточного внешнего угла;
4 — область распространения рифейского складчатого фундамента в пределах юго-восточного внешнего угла Европейской платформы;
5 — Южно-Эмбенский сквозной авлакоген;
6 — Северо-Устюртский и Приаральские докембрийские блоки под платформенным чехлом Туранской плиты;
7 — доуралиды в составе Уральской складчатой системы;
8 — уралиды (отложения ордовика — карбона) в составе Уральской складчатой системы;
9 — габбро-перидотитовые интрузии в Уральской складчатой системе;
10 — Южный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы (полосы: *1* — Актюбинская, *2* — Атжаксинская, *3* — Примугоджарская);
11 — Предуральский краевой прогиб (Бельская ванна);
12 — Туранская и Скифская эпипалеозойские плиты;
13 — краевые швы Европейской платформы;
14 — краевые надвиги;
15 — главнейшие разломы;
16 — то же, перекрытые отложениями, развитыми на поверхности, и предполагаемые;
17 — флексуры (штрихи направлены в сторону опущенного крыла);
18 — восточная граница сплошного распространения отложений верхнего плиоцена;
19 — северная граница сплошного распространения мезозойско-кайнозойских отложений в пределах Предуральского краевого прогиба и Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы;
20 — граница сплошного распространения соленосных отложений нижней перми;
21 — стратоизогипсы по подошве платформенного чехла (по кровле фундамента) в пределах Европейской платформы (вне Прикаспийской впадины) и Туранской эпипалеозойской плиты, проведенные через 1 *км*;
22 — стратоизогипсы по подошве соленосных отложений нижней перми, проведенные через 1 *км*;
23 — стратоизогипсы по подошве отложений верхнего плиоцена, проведенные через 100 *м*;
24 — соляные купола;
25 — антиклинальные складки Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы.
Буквами обозначены разломы: А—А — Заволжский, Б—Б — Жадовский, В—В — Узенский, Г—Г — Илекский, Д—Д — Акбулакский, Е—Е — Хобдинский, Ж—Ж — Чиркалинский, З—З — Южно-Эмбенский, И—И — Култукский, К—К — Азгирский, Л—Л — юго-восточное подземное продолжение главного надвига Донбасса

В. С. Журавлев



Фиг. 70. Восточная часть регионального сейсмического профиля СХІ — МРНП от Хобдинской зоны до г. Актюбинска (по В. В. Знаменскому, М. О. Хвилевицкому и др., 1968)

1 — основные отражающие горизонты;
2 — протяженные отражающие горизонты;
3 — прочие отражающие горизонты и отдельные отражающие площадки;
4 — граница между зеркальной и незеркальной толщами в составе надсолевых отложений;
5 — кровля соли;
6 — подсолевое ложе;
7 — опорные подсолевые горизонты;
8 — узлы дифракции;
9 — дизъюнктивные нарушения;
10 — предполагаемые дизъюнктивные нарушения;
11 — зоны дизъюнктивных нарушений или флексурообразные уступы. К — верхний отражающий горизонт в составе терригенно-ангидритовых отложений кунгура.



Фиг. 71. Региональный сейсмический профиль XXI-МРНП (по В. В. Знаменскому и др., 1966)

Условные обозначения см. фиг. 70

выявленного по поверхности подсолевых отложений. Данные сейсморазведки МОВ, КМПВ и МРНП показали, что Жадовскому уступу отвечает серия разрывных нарушений в породах палеозоя, амплитуда которых на южных погружениях Жигулевско-Пугачевского и Пилюгино-Сорочинского сводов достигает 600—800 *м*, но снижается до 300—400 *м* против осевой части Бузулукской впадины (Бутковский, 1968). Зоны дробления в подсолевых отложениях сопряжены с уступами по поверхности фундамента, в частности с так называемым Красновским перепадом (Кожевников, 1962). По направлению к нему поверхность фундамента на протяжении 30—40 *км* погружается от — 3500 до —5000—6500 *м*, а затем, уже в зоне перепада, крутыми ступенями резко снижается до —8000—9000 *м* (см. фиг. 62) .

На востоке Жадовский уступ сочленяется с Илекским уступом, которому в отложениях мезозоя, развитых на поверхности, отвечает Илекская флексура. От устья р. Илек она прослеживается по правому берегу реки, но южнее г. Соль-Илецка выходит в ее долину. По Илекской флексуре подошва юрских отложений на расстоянии 15—20 *км* погружается от —140 до —240 *м* под углами до 2°.

В пределах угла, расположенного между Жадовским уступом и Илекской флексурой, на поверхности развиты отложения верхней перми и триаса, полого наклоненные на юго-восток. Здесь имеются спокойные пологие структуры платформенного типа, почти не осложненные соляной тектоникой. Значительно более редко встречаются соляные купола — Дедуровский, Красноярский, Каменский и другие, из которых Мертвосольский и Соль-Илецкий являются открытыми [1]. Гравитационное поле здесь принципиально не отличается от гравитационного поля, прослеживающегося к северу от Жадовского уступа.

Территорию, ограниченную Жадовским уступом и Илекской флексурой, именуют либо Мертвосольским (Журавлев, Шлезингер, 1962), или Приоренбургским (Кожевников, 1962), блоком, либо Соль-Илецким клином (Неволин, 1965; Васильев и др., 1966), или Соль-Илецкой краевой ступенью (Эвентов, Соколин и др., 1967). Пересекающий Мертвосольский блок сейсмический профиль XVIII показал, что подсолевое ложе от Красноярского соляного купола к Илекской флексуре резко, но неравномерно погружается от 2 до 5 *км*, тогда как за флексурой оно уже вскоре прослеживается на глубине 6—7 *км*. Характерно, что в районе Красноярского купола поверхность фундамента располагается на глубине 4—4,5 *км*, но довольно круто погружается на юго-запад, к Илекской флексуре, до глубины более 7 *км* (Блохин и др., 1964).

Восточная граница Мертвосольского блока определяется разломом фундамента, которому на поверхности отвечает флексура западного борта Предуральского краевого прогиба. Таким образом, треугольный в плане Мертвосольский блок ограничен с северо-запада восточным окончанием Жадовского уступа, с юго-запада — Илекской флексурой, с востока — разломом западного борта Предуральского краевого прогиба. В кунгурское время он, по-видимому, испытывал общее с Прикаспийской впадиной прогибание, но позднее был отделен от нее Илекской флексурой. Поэтому по сравнению с районами, лежащими к северу от Жадовского уступа, в его пределах накопились относительно большие мощности соленосных отложений кунгура и, соответственно, в бóльшей степени проявилась соляная тектоника.

На западной и северной окраинах Прикаспийской впадины, вдоль Заволжского и Жадовского уступов, протягивается относительно неширокая (до 50—60 *км*) полоса линейно ориентированных соляных гряд.

[1] Открытыми принято называть купола с обнаженными вершинами соляных массивов (Косыгин, 1950).

Первоначально она именовалась переходной зоной (Эвентов, 1951, 1956, 1957, 1958), причем это название иногда распространялось и на территорию, лежащую значительно южнее восточной части Жадовского уступа и тяготеющую к бассейну р. Утвы (Вахрушев, Рождественский, 1953).

В зоне схождения Заволжского и Жадовского уступов четкая ориентировка локальных структур, созданных соляной тектоникой, утрачивается. Возможно, это обусловлено общим затуханием разломов, определяющих положение упомянутых уступов. Не исключено, что общее погружение поверхности подсолевого ложа (до 15—20°) здесь в значительной степени обусловлено седиментационным фактором — сменой шельфовых условий карбонатной седиментации в среднем карбоне — ранней перми глубоководными в Прикаспийской впадине (Буш и др., 1968).

Характерно, что к зоне схождения Заволжского и Жадовского уступов выходят разломы, ограничивающие Пачелмский прогиб. Еще в 1955 г. Н. С. Шатский указывал, что «...подобно тому, как на севере тектонические формы, унаследованные от рифейских дислокаций Пачелмского прогиба, раструбом расходятся на южном крыле Московской синеклизы, точно таким же раструбом расходятся и молодые структуры на юго-восточном конце прогиба и примыкающих северной и западной окраин той тектонической зоны, которую не совсем правильно я называю Прикаспийской синеклизой ...» (Шатский, 1955, стр. 21). Соотношения бортовых разломов Прикаспийской впадины и Пачелмского прогиба, по-видимому, весьма сложны. На простирании северо-восточного ограничения Пачелмского прогиба в Прикаспийской впадине, вдоль междуречья Большого и Малого Узеня, протягивается выпрямленная полоса относительно приподнятого залегания подсолевого ложа, по-видимому, намечающая положение Узенского разлома фундамента Прикаспийской впадины [1].

К востоку от зоны схождения Заволжского и Жадовского уступов закономерная ориентировка локальных структур, созданных соляной тектоникой, восстанавливается. Сейсмические профили КМПВ, пересекающие Жадовский уступ между ст. Ершов и Озинки, показали, что в 7—9 *км* к югу от него протягивается соляной вал, за которым располагаются соляные купола и межкупольные депрессии (Рябченко и др., 1964). Севернее и северо-восточнее г. Уральска в зоне Жадовского уступа сейсморазведкой КМПВ и МРНП также выявлен бортовой соляной вал (Бутковский, Омельченко, 1968), к югу от которого проходят несколько согласно с ним ориентированных полос соляных куполов (Кожевников, 1958).

Восточнее р. Урал полосы линейных дислокаций от Жадовского уступа поворачивают к юго-востоку и, описывая плавную дугу, прослеживаются на междуречье Утвы и рек, текущих с Зауральских Сыртов в юго-западном направлении (Шолак- и Исень-Анкаты, Оленты, Булдурты), а также на междуречьях Утвы, Большой Хобды и Илека. Здесь их положение намечается цепочками соляных куполов, реже — протяженных соляных гряд.

Сейсморазведка МОВ и КМПВ в узкой полосе, тяготеющей к Заволжскому и Жадовскому бортовым уступам, выявила уступы поверхности фундамента и отвечающие им флексуры подсолевого ложа. Происхождение ориентированных соляных гряд, по-видимому, связано с тем, что Заволжский и Жадовский бортовые уступы резко ограничивали рас-

[1] Положение этой полосы намечено на структурных картах подсолевого ложа, составленных В. С. Журавлевым (1964а; Shurawlew, 1965б) и В. Л. Соколовым (1964, 1965). С ее простиранием совпадает направление Узенского грабена, выделенного Н. А. Калининым (1963, рис. 17), а также намеченного И. М. Броваром Межузенского (Бровар, Шмайс, 1968, рис. 2), или Новоузенского (Бровар, 1968, рис. 3), грабена на структурных картах подсолевого ложа и Новоузенского грабена на карте рельефа поверхности фундамента (Бровар, 1968, рис. 2).

пространение мощных тектонически активных соляных толщ. Направленное по восстанию пластов течение соли экранировалось упомянутыми флексурами, что в итоге привело к образованию ориентированных соляных гряд или, точнее, краевых соляных валов (Косыгин, 1960а, б). К востоку от р. Урал, в связи с общим прогибанием центральной части Прикаспийской впадины, вероятно, возникла система разломов перикаспийского простирания (Павлов, 1902; Соколов, 1906; Богданов, 1947), косо ориентированных по отношению к Жадовскому уступу. Над этими разломами, уходящими в фундамент Прикаспийской впадины, в платформенном чехле заложились разломы, флексуры и отвечающие им ориентированные полосы локальных структур (Журавлев, Шлезингер, 1962; Бутковский, Кожевников, 1967).

Наиболее восточные из структур упомянутой дуги, тяготеющие к бассейну р. Илек, под острым углом подходят к полосе меридионально ориентированных структур, лежащей на вероятном южном продолжении разлома западного ограничения Предуральского краевого прогиба. Этот разлом против Мертвосольского блока фиксируется четкой меридиональной гравитационной ступенью, к востоку от которой в отложениях верхней перми и нижнего триаса прослеживаются согласные с ее простиранием соляные антиклинали. К югу, в сторону Прикаспийской впадины, они постепенно погружаются, причем на междуречье Большой и Малой Хобды на их простирании выделяются соляные купола, часто группирующиеся в меридионально ориентированные полосы. Можно думать, что полосы этих куполов в мезозойских и палеогеновых отложениях, развитых на поверхности, фиксируют положение системы крутых флексур или уступов подсолевого ложа, приуроченных к южным окончаниям затухающих в глубь Прикаспийской впадины разломов западного ограничения Предуральского краевого прогиба, в частности основного из них — Акбулакского разлома. Отвечающая ему наиболее западная полоса куполов прослеживается на юг только до р. Большая Хобда (до широты пос. Новоалексеевка).

Южнее резким разделом территорий с разным характером проявления соляной тектоники служит Хобдинская гравитационная ступень. Она, по-видимому, не только соответствует разлому глубокого и древнего заложения — вероятному ограничению эпикарельского остова Европейской платформы в рифее (см. стр. 56), но и намечает положение уступа или крутой флексуры подсолевого ложа. Соляные купола, расположенные к северо-западу от нее, редко размещены, просто построены и разделены обширными полого прогнутыми межкупольными депрессиями. Напротив, к юго-востоку от нее соляные купола многочисленны, разнообразны по глубине эрозионного среза, морфологии и размерам и нередко почти сливаются друг с другом, отделяясь еле уловимыми пережимами. Очертания межкупольных депрессий здесь всецело подчинены расположению соляных куполов (Журавлев, 1957б, 1960б).

Юго-западнее, в южной части междуречья Урала и Волги, от соляного купола-гиганта Баскунчак через пески Северного Прикаспия (Рын-пески) к дельте р. Урал в восток-юго-восточном направлении протягивается цепочка активных в новейшее время соляных куполов. Они, по-видимому, локализуются в зоне резкого погружения подсолевого ложа к центральной части междуречья Урала и Волги. Характерно, что близ р. Урал к этой цепочке приурочены резкая смена характера гравитационного поля и граница раздела региональных магнитных полей. Поэтому не исключено, что зона резкого погружения подсолевого ложа соответствует разлому глубокого и древнего заложения, который был назван нами Азгирским (Журавлев, 1960 б; Журавлев, Кузьмин, 1960). Вероятно, этот разлом, как и Хобдинский, служил в рифее ограничением эпикарельского остова Европейской платформы — его краевым швом.

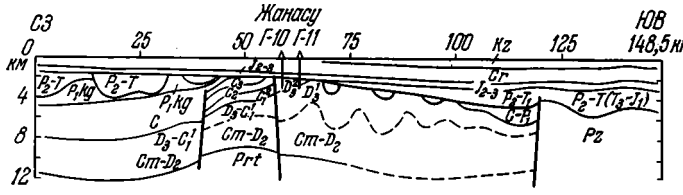
На юго-восточной окраине Прикаспийской впадины, к югу от р. Эмбы, намечается еще одна, но менее протяженная цепочка соляных куполов, фиксирующая положение Чиркалинского разлома и отвечающего ему резкого погружения подсолевого ложа (Журавлев, Волчегурский, 1965). Купола этой цепочки как бы нанизаны на линию северо-северо-восточного простирания, которой отвечает отчетливая гравитационная ступень. Эта линия служит разделом территорий с принципиально разным характером проявления соляной тектоники — весьма интенсивной к западу от Чиркалинского разлома и резко ослабленной к востоку от него.

Перечисленными разломами явно не исчерпывается их общее количество во внутренних районах Прикаспийской впадины, однако разломы Узенский, Акбулакский, Хобдинский, Азгирский и Чиркалинский среди них устанавливаются наиболее уверенно.

Поскольку выше были кратко охарактеризованы разломы западного и северного ограничений Прикаспийской впадины, необходимо хотя бы кратко остановиться на особенностях глубинной структуры ее восточного и южного ограничений. Их положение, как мы уже знаем, намечается краевыми швами юго-восточного внешнего угла Европейской платформы. Восточное ограничение Прикаспийской впадины определяется системой кулисных краевых швов, за которыми протягиваются Актюбинская и Атжаксинская полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. Южным ограничением Прикаспийской впадины служат также кулисно расположенные краевые швы — Култукский разлом и юго-восточное подземное продолжение главного надвига Донбасса. Эти две системы кулисных краевых швов — субмеридиональная и субширотная — сопряжены Южно-Эмбенским краевым швом восток-северо-восточного простирания (см. стр. 63).

По данным сейсморазведки, для зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума характерен разнонаправленный наклон отдельных горизонтов платформенного чехла и поверхности фундамента. На северном «склоне» максимума юрские, меловые и палеогеновые отложения, а также поверхность фундамента наклонены на юго-восток, к Северному Устюрту. Напротив, отложения триаса и перми, а также отражающие горизонты $П_1$ и $П_2$ (подсолевое ложе и кровля известняков нижнего карбона) погружаются на северо-запад, в глубь Прикаспийской впадины (см. фиг. 17, 68). Лишь по отдельным сейсмическим профилям отмечено слабое воздымание поверхности фундамента на юго-восток, но и в этих случаях оно всегда значительно положе общего подъема горизонтов $П_1$ и $П_2$ (фиг. 72). Отмеченные соотношения глубин залегания отражающего горизонта $П_1$ и поверхности фундамента обусловливают последовательное нарастание на юго-восток, к Южно-Эмбенскому краевому шву, мощности нижней части платформенного чехла. Ее отложения заключены между упомянутыми маркирующими поверхностями: кровлей известняков нижнего карбона и поверхностью рифейского складчатого фундамента (см. стр. 148—149), что позволяет относить их к среднему и, вероятно, нижнему палеозою. Их общая мощность превышает 9500 *м*, тогда как в глубь Прикаспийской впадины она сокращается до 2500 *м*.

На северном «склоне» Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума горизонт $П_1$ срезается подошвой юрских отложений, и только горизонт $П_2$ впритык подходит к Южно-Эмбенскому краевому шву. Таким образом, вдоль северного склона Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа намечается согласно с ним ориентированная полоса подземного выклинивания соленосных толщ. От этой полосы на северо-запад подсолевое ложе погружается сначала довольно круто, под углами до 10—15°, а затем, на северной периферии Южно-Эмбенского максимума, более полого, под углами не более 1—2°.



Фиг. 72. Схематический геологический профиль через Южно-Эмбенское погребенное краевое поднятие подсолевого ложа по линии скважин Жанасу Г-10 и Г-11 (по О. Д. Коцюбе, 1968)

Индексами обозначены: Prt — докембрийский фундамент, Pz — палеозой, Cm—D_2 — кембрий — средний девон, D_3^1 — франский ярус, D_3^2 — фаменский ярус, D_3—C_1 — верхний девон — турне, C — карбон (без турне), C_1^2 — визе, C_2 — средний карбон, C_3 — верхний карбон, C—P_1 —карбон и нижняя пермь, P_1 s—a — сакмарский и артинский ярусы, P_1kg — кунгурский ярус, P_2—T — верхняя пермь и триас, P_2—T (T_3—J_1) — то же, включая чушкакульскую серию верхнего триаса и юры, J_{2-3} — средняя и верхняя юра, Cr — мел, Kz — кайнозой

По сравнению с западной и северной окраинами Прикаспийской впадины, ограниченными Заволжским и Жадовским уступами, глубина залегания подсолевого ложа и мощность соленосных отложений здесь возрастают не так стремительно. Протяженные разломы и резко выраженные уступы подсолевого ложа практически отсутствуют, и поэтому вместо ориентированных соляных гряд на северном склоне Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа лишь изредка встречаются разобщенные, слабо развитые соляные купола.

Южно-Эмбенскому краевому поднятию подсолевого ложа по положению подобно Северо-Каспийское, примыкающее к Култукскому краевому шву и скрытое под водами Каспийского моря (Борисов и др., 1963). Очертания его определены сейсмоизогипсами III отражающего горизонта, отвечающего подошве неокома. На востоке оно имеет почти широтное, а на западе — северо-западное простирание, причем Култукский краевой шов Европейской платформы, вероятно, проходит по его южному склону. Амплитуда Северо-Каспийского поднятия по его северному, более крутому склону достигает 1000 *м*, а по южному не превышает 600 *м*. Абсолютная отметка подошвы неокома в наивысшей точке его свода равна —800 *м*, на его восточной периклинали —1800 *м*, а на западной —2100 *м*. Мощность отложений нижнего мела и сеномана на его своде составляет 200—300 *м*, на северном склоне — 500—600 *м*, на южном —1200 *м*, а мощность верхнемеловых отложений (без сеномана) и палеогена (по эоцен включительно) на своде не превышает 200 *м*, но увеличивается на склонах до 500 *м*. Предполагается, что в наиболее приподнятой части поднятия под новейшими донными отложениями Каспия прослеживаются отложения палеоцена или верхнего мела. Непосредственно за крутым северным склоном поднятия сейсморазведка фиксирует слабо выраженные и глубоко погруженные соляные купола (Вартанов, Корнев, 1961; Корнев и др., 1962).

К югу от Северо-Каспийского поднятия, между западным окончанием Култукского краевого шва и восточным окончанием погребенного главного надвига Донбасса, по данным морской сейсморазведки, выделяется Укатненский прогиб, в котором проявления соляной тектоники не установлены.

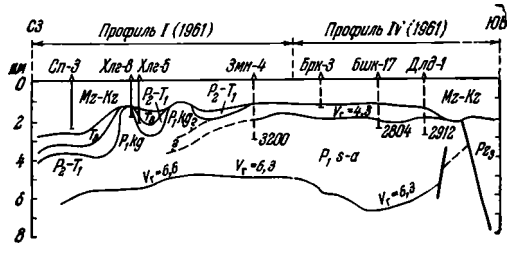
К северу от погребенного продолжения главного надвига Донбасса прослеживаются смежные Астраханское и Батыр-Малинское (Каракульское) погребенные краевые поднятия подсолевого ложа (Бобух, Федоров, 1964; Касаткин и др., 1964; Мальцев, Юрченко, 1964; Касаткин и др., 1965; Погребнов, 1965; Кононов и др., 1967). Более изученное Астраханское поднятие по сейсмоизогипсе —6 *км* горизонта, отождеств-

ленного с кровлей известняков нижнего карбона, протягивается в западно-северо-западном направлении на 200 *км* при ширине до 70 *км* (Касаткин и др., 1965). Как на Южно-Эмбенском, так и на Астраханском поднятии наблюдается разнонаправленный наклон поверхностей фундамента и отдельных горизонтов платформенного чехла (фиг. 73). Поверхность фундамента — горизонт с $V_г = 6{,}3$ *км/сек* — по мере приближения к Астраханскому поднятию резко погружается от 5000 до 6500 *м*, тогда как горизонт с $V_г = 4{,}3$ *км/сек*, приуроченный к верхней части артинских отложений, в том же направлении воздымается от 4000 до 2000 *м*. Между тем, подошва юрских отложений, залегающая почти горизонтально в сводовой части Астраханского поднятия, на его южном склоне заметно погружается к югу.

Во внутренних районах Прикаспийской впадины по подсолевому ложу намечаются очертания впадин второго порядка. Так, в области развития эпикарельского фундамента по кровле подсолевых отложений обособляется крупная впадина, не уступающая по размерам синеклизам внутренних районов Русской плиты и простирающаяся от Азгирского разлома на северо-восток, к р. Утве. Менее крупная и резко асимметричная, раскрывающаяся на юго-запад впадина второго порядка выделяется юго-восточнее Хобдинского разлома, в области вероятного распространения рифейского складчатого фундамента.

По отношению к подсолевому ложу более высокой структурной поверхностью является III отражающий горизонт, отвечающий подошве отложений неокома. Известны структурные карты, построенные с учетом максимальных отметок глубины ее залегания в межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины (Васильев, Скворцов, 1964; Айзенштадт и др., 1967), однако степень достоверности определения очертаний структур второго порядка по этому горизонту неизбежно невысока. Между тем, в целом абсолютные отметки глубины залегания подошвы неокома являются наименьшими в межкупольных депрессиях центральной части междуречья Урала и Волги (от —1800 до —3000 *м* и глубже) и резко понижаются от левобережья р. Эмбы на юго-восток, к Северному Устюрту (до —3000 *м*).

Отмеченная закономерность остается справедливой и для I отражающего горизонта, отвечающего подошве отложений палеогена. По возрасту отложений, развитых на доверхнеплиоценовом эрозионном срезе в межкупольных депрессиях, территория Прикаспийской низменности отчетливо разделяется на восточную и западную части. Восточная ее часть простирается от Зауральских Сыртов и низовьев рек Сагиза и Эмбы на запад до правой протоки р. Урал — р. Кушум. Западная ее часть охватывает междуречье Урала и Волги. На востоке низменности межкупольные депрессии обычно выполнены породами сенона (преимущественно



Фиг. 73. Геолого-геофизический профиль по линии сейсмических профилей КМПВ-I и IV через Астраханское погребенное поднятие подсолевого ложа (по А. И. Кононову и др., 1967)

Скважины: Сп-3 — Сарпинская, Хлг-5 и Хлг-8 — Халганские, Змн-4 — Замьяновская, Брк-3 — Беркультинская, Бшк-17 — Бешкульская, Длд-1 — Далан-Алдынская (скв. Змн-4, Брк-3, Бшк-17 и Длд-1 снесены на профиль).

Индексами обозначены: Pz_3 — верхний палеозой, P_1s—a — сакмарский и артинский ярусы, P_1kg — кунгурский ярус, P_2—T_1 — верхняя пермь и нижний триас, T_{2-3} — средний и верхний триас, Mz—Kz — юра, мел и кайнозой. Значения граничных скоростей ($V_г$) даны в *км/сек*

маастрихта), и лишь в наиболее прогнутых их участках в виде изолированных пятен сохранились маломощные отложения палеогена. Внешний контур их сплошного распространения проходит от разливов р. Булдурты к Камыш-Самарским разливам, и за ним отложения палеогена выполняют уже все межкупольные депрессии. Если в межкупольных депрессиях по левобережью р. Урал кровля верхнемеловых отложений прослеживается на абсолютных отметках —200—300 *м*, то в межкупольных депрессиях междуречья Урала и Волги подошва палеогена погружается до абсолютных отметок —1100—1200 *м* и глубже.

Самая высокая опорная структурная поверхность в Прикаспийской впадине отвечает подошве морских отложений акчагыла. Граница их современного распространения от дельты р. Урал протягивается на северо-восток к соляным куполам Кошак-Танатар, Куттубай и далее к пескам Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. От места выхода р. Уил в низменную степь эта граница плавно поворачивает на северо-запад и запад, следуя вдоль подножия Зауральских Сыртов и по южному склону Общего Сырта. Естественной западной границей распространения морских отложений акчагыла служит высокий правый берег Волги, а к югу от г. Волгограда — обрыв Ергеней. В контуре распространения этих отложений на несколько меньшей площади прослеживаются морские отложения апшерона, и только близ Общего Сырта над отложениями акчагыла залегают континентальные сыртовые отложения. За пределы упомянутого контура выходят лишь узкие ингрессионные языки отложений акчагыла, заполняющих переуглубленные долины рек.

Обширная область молодых опусканий, некогда залитая водами древнего Каспия, занимает западную часть Прикаспийской впадины и на всех гипсометрических картах выделяется зеленым цветом Прикаспийской низменности. Еще А. Гумбольдт указывал, что она, вместе с Закаспийской и Приаральской низменностями и впадинами Каспия и Арала, представляет собой «...страну-кратер, как Клавиус, Шикар, Буссенго и Птоломей на поверхности Луны» (Humboldt, 1843, стр. 56). В начале столетия Н. И. Андрусов (1902) пришел к выводу о тектоническом образовании Прикаспийской низменности и показал, что накануне акчагыльского века произошло погружение под уровень вод значительной территории, простирающейся к северу от современного Каспийского моря. Шов этого обширного меридионально ориентированного прогиба, по мнению Н. И. Андрусова, прослеживается от Самарской Луки вдоль Волги и далее вдоль восточного обрыва Ергеней.

Гораздо более уверенно границы этой области молодых опусканий намечали П. А. Православлев (1930, 1934), Б. А. Можаровский (1938, 1945), В. П. Колесников (1940), М. М. Жуков (1945), Я. С. Эвентов (1949), Ю. М. Васильев и О. С. Обрядчиков (1962), Н. Я. Жидовинов и В. И. Курлаев (Ахлестина и др., 1965; Жидовинов, Курлаев, 1966), И. А. Бертельс-Успенская (1966), А. В. Востряков (1967), В. С. Журавлев и Б. А. Соловьев (1968), а также ряд других исследователей. Контуры ее наиболее погруженной части с глубиной залегания подошвы акчагыла до —500 *м* и более совпадают с площадью прежних кочевий казахов Внутренней (Букеевской) орды, и поэтому всю область позднеплиоценового и четвертичного прогибания, охватывающую западную часть Прикаспийской впадины, мы предлагали называть Букеевской наложенной синеклизой (Журавлев, 1960б, стр. 253, 254). Этот термин уже вошел в геологическую литературу (Геоморфологический анализ..., 1968), однако упомянутую синеклизу, по-видимому, правильнее именовать Атрауской. По свидетельству Г. К. Конкашпаева (1951, стр. 8), «у местного населения Западного Казахстана прибрежные северо-восточные районы Каспийского моря, как и само море, до сего времени носят название Атрау». Именно в таком смысле о земле Атрау недавно писал А. Нур-

пеисов (1969). Следует отметить, что в Прикаспийской низменности верхнеплиоценовые и четвертичные отложения не являются покровными (как их иногда явно ошибочно называют: Бутковский, Кожевников, 1962; Кожевников, 1964), а заполняют обширную плоскую впадину, которая по всем признакам отвечает определению синеклиз.

Как известно, на рубеже понтического и балаханского веков произошло резкое углубление Южно-Каспийской впадины, обусловившее выработку переуглубленных речных долин всего Каспийского бассейна, и в их числе долин огромных северных рек — палео-Волги и палео-Урала (Хаин, 1950; Милановский, 1963). Последующий постепенный, с рядом колебаний, подъем уровня Каспия, начавшийся уже в балаханском веке, вызвал подпруживание упомянутых речных долин и заполнение их сначала отложениями кушумской свиты (которая сохранилась не всюду и, повидимому, отвечает среднему плиоцену), а затем морскими отложениями акчагыла, имеющими широкое площадное распространение. Значительная, концентрически нарастающая мощность морских отложений верхнего плиоцена свидетельствует об определяющей роли тектонического фактора в их накоплении. Именно в позднем плиоцене в активное прогибание общекаспийского — субмеридионального направления была вовлечена западная часть Прикаспийской впадины. Тому же направлению следовали четвертичные трансгрессии Каспийского моря.

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Польской низменности принципиальный раздел между различными по характеру геофизическими полями протягивается в северо-западном направлении, пересекая по диагонали территорию Польши. Для северо-восточной части Польши, лежащей на краю эпикарельского остова Европейской платформы, характерно дифференцированное магнитное поле, которое от магнитного поля внутренних районов Русской плиты отличается лишь относительно меньшими размерами изометричных областей с мозаичным магнитным полем. Во внутренних районах плиты такие области могут быть достаточно уверенно отождествлены с древнейшими архейскими массивами, а разделяющие и обтекающие их протяженные системы полосовых магнитных аномалий — с зонами карелид (Фотиади, 1958; Гафаров, 1963а, б). Учитывая это, на северо-востоке Польши можно определить очертания Поморского массива, тяготеющего к низовьям р. Вислы, Мазовецкого массива, лежащего к северо-востоку от Варшавы, и еще более юго-восточного — Подляского массива. Упомянутые массивы разделены полосами карелид, имеющими юго-западное простирание, причем из них наиболее широкой является Брестско-Минская, разделяющая Мазовецкий и Подляский массивы. На юго-западе эти полосы как бы открываются в протяженную Висленско-Днестровскую зону карелид (Гафаров, 1963б), которая прослеживается от Черного до Балтийского моря и от низовьев р. Днестр направляется к ее верховьям, а далее проходит по левобережью р. Вислы, достигая на северо-западе устья р. Одер. Характерно, что северный отрезок линии Торнквиста лежит внутри системы полосовых магнитных аномалий, фиксирующей положение Висленско-Днестровской зоны. Это показывает, что и к западу от линии Торнквиста, между нею и устьем р. Одер, простирается резко погруженная полоса с карельским складчатым фундаментом.

Юго-западная граница Висленско-Днестровской зоны карелид (точнее — отвечающей ей системы полосовых магнитных аномалий) одновременно служит разделом разнородных региональных магнитных полей Польской низменности. По этому разделу резко дифференцированное и в целом мозаичное магнитное поле северо-восточной части Польши грани-

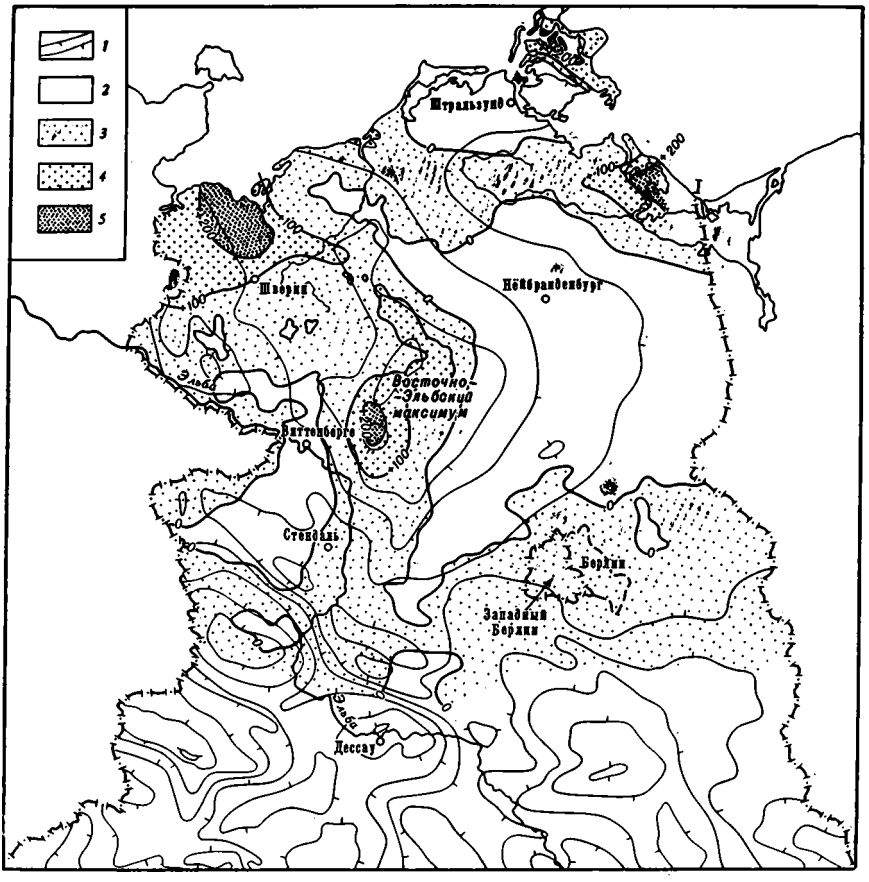
чит с широким и плавным Польско-Германским региональным магнитным минимумом северо-западного простирания (Dabrowski, Karaczun, 1956; Lauterbach, 1953—1954). Раздел этих региональных магнитных полей, по-видимому, намечает границу между областями с разновозрастным складчатым основанием — дорифейским на северо-востоке и байкальским на юго-западе. На юго-востоке упомянутый региональный магнитный минимум достигает низовьев р. Сан, где фундаментом служат зеленые сланцы рифея (см. стр. 76), а на западе протягивается до низменных равнин Нидерландов.

В пределах Польско-Германского регионального магнитного минимума обособляются: обширный Восточно-Эльбский максимум, охватывающий территорию от р. Эльбы (ниже устья р. Хафель) до Мекленбургской бухты Балтийского моря, меридионально ориентированный Гамбург-Кильский максимум (интенсивностью до +200 *гамм* в районе г. Киль) и субширотный Шлезвигский максимум (интенсивностью до +100 *гамм*), пересекающий южную часть п-ова Ютландия. Наиболее интенсивным из них является изометричный Восточно-Эльбский максимум, который было принято отождествлять с крупным поднятием фундамента — порогом Помпецкого.

Еще в 1896 г. И. Помпецкий (Pompeckj, 1896) предположил, что в среднем кембрии от побережья Северного моря и п-ова Ютландия к восточному краю Чешского массива протягивался порог, разделявший бассейны осадконакопления. Позднее он (Pompeckj, 1921) допускал, что этот порог существовал и в мезозое, а А. Бенц (Bentz, 1931) его наличием объяснял трансгрессивное залегание отложений альба на различных более древних горизонтах мезозоя, вскрытых тогда еще немногочисленными скважинами (у Зальцеведеля — на рэте, у Любтена и Ростока — на кейпере, у Грейсвальда и Штральзунда — на лейасе). Идея о наличии порога Помпецкого была поддержана геофизиками, которые между р. Эльбой и Мекленбургской бухтой оконтурили весьма крупный гравитационный (свыше +40 *мгл*) и магнитный (свыше +200 *гамм*) максимум (фиг. 74). Этот максимум расценивался как ядро порога Помпецкого, причем Ф. Шу (Schuh, 1926, 1932, 1934) непосредственно отождествлял изогаммы с стратоизогипсами по поверхности фундамента. Г. Рейх (Reich, 1928) первоначально считал, что магнитная аномалия обусловлена наличием в составе фундамента основных изверженных пород, но позднее (Reich, 1949) связывал ее с предполагаемым порогом. Того же мнения придерживались Б. Брокамп (Brocamp, 1941) и Г. Сименс (Seimens, 1953), но Р. Цвергер (Zwerger, 1948) склонялся к первоначальным представлениям Г. Рейха.

Наличие упомянутой аномалии учитывалось при палеогеографических построениях и служило дополнительным доводом в пользу существования порога Помпецкого. Район этого порога, в пределах которого предполагалось частичное или полное выпадение нефтеносных горизонтов, традиционно считался бесперспективным в отношении нефтеносности и поэтому оставался неизученным. Дискуссия шла лишь о его возможных очертаниях (Reidel, 1938, 1941; Seitz, 1949). Лишь позднее, после проведения сейсмических и буровых работ на восточной окраине порога Помпецкого — на восточном краю гравитационного и магнитного максимума, который именовали Пригницким блоком (Seimens, 1953), Прицвалькским или Восточно-Эльбским массивом, выяснилось, что в его пределах распространены соляные купола, а подошва соленосных отложений цехштейна прослеживается на максимальных (до 5 *км*) для территории ГДР глубинах. Стало ясно, что этот максимум обусловлен более глубокими аномалиеобразующими факторами и не может служить доказательством наличия гипотетического порога Помпецкого.

На разных вариантах тектонических схем, предусматривавших отнесе-



Фиг. 71. Совмещенные гравиметрическая и магнитная карты северной части ГДР (по L. Hiersemann, 1965)

1 — изоаномалы силы тяжести (штрихи показывают направление снижения значений аномалий силы тяжести);
2 — область отрицательных магнитных аномалий;
3—5 — область положительных магнитных аномалий с интенсивностью;
3 — от 0 до 100 *гамм*,
4 — от 100 до 200 *гамм*, *5* — свыше 200 *гамм*

ние северной части Северо-Германской низменности к Европейской платформе, граница последней либо опоясывала упомянутый максимум (Kölbel, 1963; Кёльбель, 1964; Богданов и др., 1964), либо его рассекала (Poźaryski i i. 1965; Franke, 1967а, б; Kölbel, 1968). Недавно А. А. Богданов (1968б, стр. 7) объединил этот максимум с гравитационным и магнитным максимумом Рингкёбинг-Фюн п-ова Ютландия. Он предположил, что оба эти максимума фиксируют положение Ютландско-Восточно-Эльбского поднятия, сложенного комплексом метаморфических пород, подобным кристаллическим породам Южной Норвегии. Однако Восточно-Эльбский гравитационный и магнитный максимум не связан с максимумом Рингкёбинг-Фюн. Последний на востоке выходит к о. Лоланн и располагается значительно севернее Восточно-Эльбского максимума, на запад-северо-западном продолжении дифференцированного магнитного поля, которое в северо-восточной части Польши характерно для эпикарельского остова Европейской платформы. К тому же, в отличие от максимума Рингкёбинг-Фюн в пределах Восточно-Эльбского максимума поверхность фундамента не приподнята, а погружена.

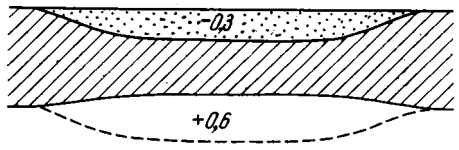
По многим определяющим чертам Восточно-Эльбская зона Североморской впадины напоминает Хобдинскую зону Прикаспийской впадины и, по-видимому, так же как и она, обусловлена изменением физических свойств консолидированной земной коры: выклиниванием «гранитного» слоя и появлением «базальтового» окна, сокращением мощности «базальтового» слоя и подъемом поверхности верхней мантии. Если это предположение будет подтверждено данными глубинного сейсмического зондирования, то это позволит более уверенно говорить о направленном процессе изменения физических свойств земной коры, общем для всех трех экзогональных впадин Европейской платформы.



Фиг. 75. Схематический сейсмический профиль, проложенный от района мыса Фламборо-Хед (о. Великобритания) на юго-восток, в глубь Северного моря (по B. Collette, 1968a)

Значения гранитных скоростей ($V_г$) даны в *км/сек*

Данные о положении поверхности Мохоровичича в пределах Североморской впадины ограничены (Wojtczak-Cadomska a. o., 1964; Closs, 1965; Collette, Lagaay, 1965; Collette, 1968a, б), однако согласно им устанавливается, что она прослеживается на глубине около 30 *км*, примерно на 10 *км* выше, чем на Балтийском щите, в примыкающей к впадине части эпикарельского остова Европейской платформы и в пределах палеозойских складчатых сооружений Средней Европы. Именно на такой глубине поверхность с $V_г = 8{,}3$ *км/сек* отмечена по профилю протяженностью в 210 *км*, проложенному по азимуту 150° от пункта с координатами 54°40′ с. ш. и 3°20′ в. д. в Северном море (Collette, Lagaay, 1965).



Фиг. 76. Схема соотношений между земной корой и мантией в Северном море (по B. Collette, 1968a)

Нижняя пунктирная линия отражает первоначальное положение раздела земная кора — мантия, а цифры показывают контрасты плотности в *г/см*³.

Отмечая заметный подъем поверхности Мохоровичича в Северном море, Б. Коллетт (Collette, 1968 а, б) указывал, что по данным гравиметрии область его акватории находится в состоянии изостатического равновесия. Погружение бассейна Северного моря, по его мнению, произошло в результате фазового перехода базальт—эклогит под влиянием нагрузки накапливавшихся отложений. Именно этот переход мог привести к существенному утонению земной коры (фиг. 75, 76). На фоне общего погружения происходили дифференцированные движения отдельных частей бассейна, которые, по Б. Коллетту, могли быть вызваны образованием на глубине 15—20 *км* эвтектических гранитных расплавов, обусловливающих неустойчивость этой части земной коры.

К сожалению, пока нет прямых данных о положении раздела между «базальтовым» и «гранитным» слоями в Северном море. Ссылаясь на анализ изостатических аномалий, возможную мощность осадочного слоя (до 10 *км*) и вероятную аналогию с другими акваториями (в частности, с Баренцевым морем), С. С. Иванов (1968) допускал, что на большей части Северного моря, одинаково удаленной от берегов, «гранитный» слой отсутствует, а мощность «базальтового» слоя достигает 20 *км*. Несомненно, это не более чем предположение, но в свете данных глубин-

ного сейсмического зондирования, проведенного в Прикаспийской впадине, оно представляется вполне правомерным. Принимается, что в Северном море в пределах гравитационного минимума, лежащего к югу от максимума Ригкёбинг-Фюн, а также в районе Доггер-банки раздел между «гранитным» и «базальтовым» слоями прослеживается на глубине 11 *км* (Hinz, 1968).

Обратимся к анализу данных гравиразведки, которые на территории Польши достаточно уверенно определяют очертания ее региональных тектонических структур. Контуры зон гравитационных максимумов соответствуют системе: Свентокшиские горы — Куявский вал — Поморский вал, причем к северо-востоку от нее простирается гравитационный минимум, соответствующий Мазовецко-Люблинской мульде, а к юго-западу — система кулисообразно подставляющих друг друга гравитационных минимумов, отвечающих положению Щецинской, Лодзинской и (менее отчетливо) Мехувской мульд. Предсудетской моноклинали соответствует северный склон Судетского гравитационного максимума. Западнее, в пределах Северо-Германской низменности гравитационное поле дифференцировано существенно слабее, причем значения аномалий силы тяжести варьируют от 0 до +20 *мгл*. Здесь только в контурах Восточно-Эльбской зоны обособляется крупный изометричный гравитационный максимум (см. выше). Северной части Гамбург-Кильского магнитного максимума отвечает локальный гравитационный максимум интенсивностью свыше +20 *мгл* (Reich, 1949).

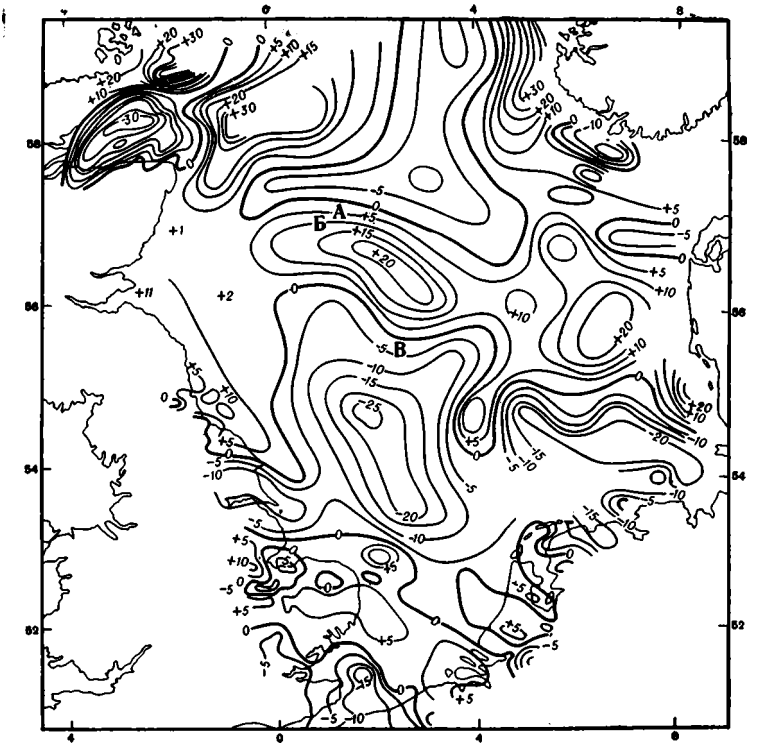
Несравненно более контрастным является гравитационное поле Северного моря (фиг. 77). Региональный гравитационный максимум, отвечающий на п-ове Ютландия поднятию Рингкёбинг-Фюн, уходит в море и протягивается до меридиана 0°, сохраняя запад-северо-западное простирание. На его южном «склоне», у берегов Дании (близ 8° в. д.) и в районе Шилл-Банки, обособляются крупные локальные максимумы силы тяжести.

К северу и югу от этого регионального гравитационного максимума расположены зоны региональных гравитационных минимумов. На севере, в датских прибрежных водах, между 6 и 8° в. д. вдоль 7° с. ш. протягивается региональный минимум силы тяжести, намечающий западное морское продолжение той депрессии, которая на п-ове Ютландия разделяет поднятия Рингкёбинг-Фюн и Вендиссел. Западнее выделяется обширный минимум силы тяжести, охватывающий территорию между 0 и 6° в. д., 57 и 58° с. ш.

В южной зоне региональных гравитационных минимумов также обособляются два минимума силы тяжести — западный и восточный. Западный минимум расположен близ берегов Англии, имеет отчетливое северо-северо-западное простирание и на востоке ограничен меридианом Доггер-банки. Восточный минимум на юге и востоке очерчен цепочкой Западно-, Восточно- и Северо-Фризских островов, протягивающейся вдоль побережья Европейского материка и п-ова Ютландия, а на севере образует язык, разделяющий локальные максимумы силы тяжести южного склона поднятия Рингкёбинг-Фюн.

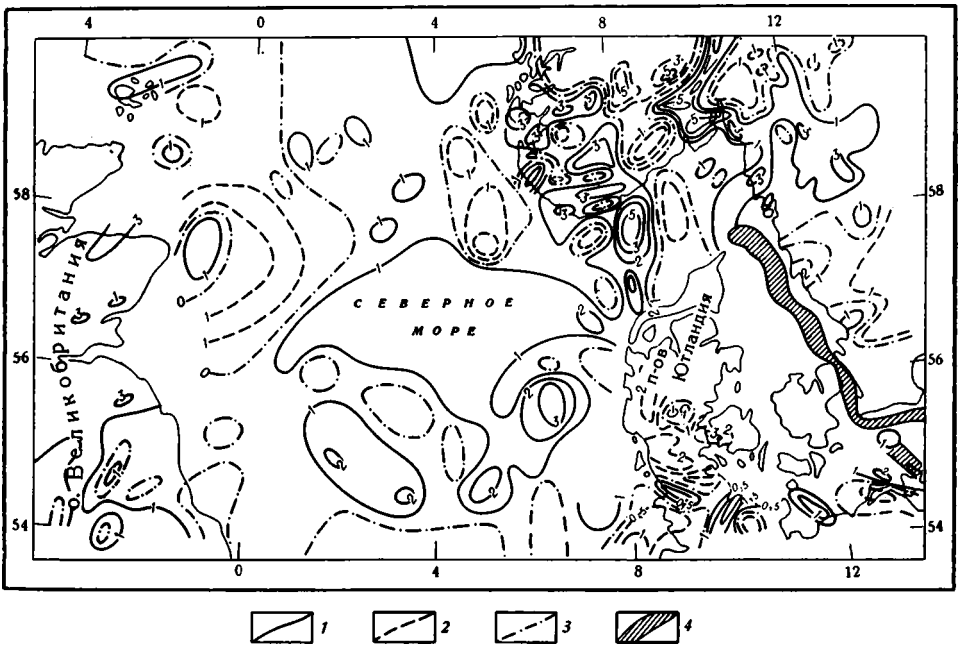
Магнитное поле Северного моря (фиг. 78) в целом имеет мозаичный характер, однако в его центральной части выделяется субширотный региональный максимум до +200 *гамм* (Голуб, Эфендиева, 1970). Характерно, что в его контуры вписывается упомянутый выше региональный гравитационный максимум, пересекающий Северное море. Совпадение этих максимумов, видимо, не случайное и может косвенно свидетельствовать о наличии «базальтового» окна под платформенным чехлом Северного моря.

Для локальных аномалий, окружающих региональный магнитный максимум центральной части Северного моря, характерны изометричные



Фиг. 77. Гравиметрическая карта Северного моря (по Б. Куперу, Т. Ф. Гескеллу, 1968)

Значения изоаномал в *мгл*. Буквами обозначены пункты, для которых произведены расчеты глубины залегания поверхности фундамента: А — 2,2 *км*, Б — 3,6 *км*, В — 4,6 *км*



Фиг. 78. Карта аномального магнитного поля (ΔZ_a) Северного моря (По Д. П. Голуб, М. А. Эфенциевой, 1970)

1 — изолинии положительных значений, *мэ*; *2* — изолинии отрицательных значений, *мэ*; *3* — нулевые изолинии; *4* — зоны резкопеременного магнитного поля

или слегка вытянутые очертания. У западного побережья п-ова Ютландия они составляют зону субмеридионального простирания и имеют наибольшую интенсивность (от +200 до +900 *гамм*). Вдоль юго-западных берегов Норвегии прослеживается зона пониженного магнитного поля (от —100 до —200 *гамм*). Наконец, у восточных берегов Шотландии магнитное поле в основном отрицательное, с локальными слабыми положительными аномалиями (до +100 *гамм*), обособляющимися против уходящих в море мысов Северо-Шотландского нагорья и в районе Оркнейских островов (фиг. 78).

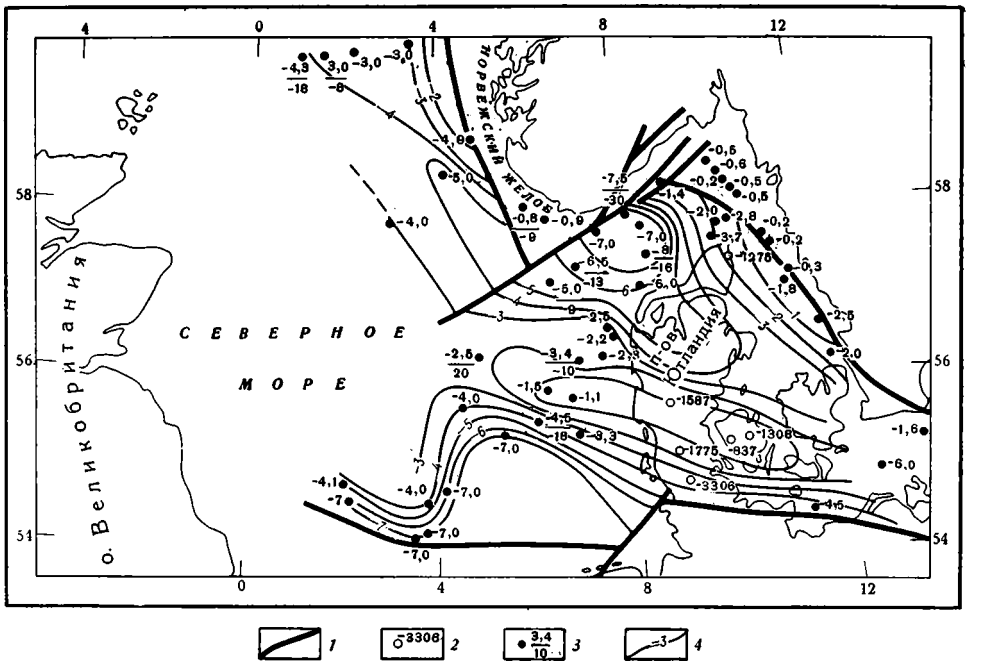
По мнению Д. П. Голуб и М. А. Эфендиевой (1970), положительные магнитные и гравитационные аномалии у п-ова Ютландия и в проливе Скагеррак фиксируют в составе фундамента породы основного или ультраосновного состава, вычисленная магнитная восприимчивость которых составляет $1000—8000 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Они же допускают, что зона пониженных значений ΔZ_a и Δg у юго-восточного берега Норвегии, возможно, оконтуривает гранитоидный массив, подобный тем массивам, которые известны в Южной Норвегии.

К сожалению, данные о глубине залегания поверхности фундамента в Североморской впадине еще немногочисленны, но имеющиеся сведения показывают, что по сравнению с Печорской и Прикаспийской впадинами она гораздо более дифференцирована. В пределах Куявского вала глубина до фундамента превышает 7,5 *км* (на этой глубине в районе соляного купола Клодава прослеживается еще пока только подошва цехштейна — см. стр. 105), но в районе г. Гамбурга она достигает 12 *км* при мощности отложений подсолевого палеозоя не менее 4 *км*. В Дании, на поднятиях Рингкёбинг-Фюн и Вендиссел фундамент достигнут скважинами на глубинах 835 *м* (о. Фюн, скв. Гламсбьер-1) и 1276 *м* (северная оконечность п-ова Ютландия, скв. Фредериксхавн-1) соответственно. В прибрежной части поднятия Рингкёбинг-Фюн и в районе Шилл-банки глубина залегания поверхности фундамента 5—6 *км*. В центральной части Среднесевероморского поднятия она составляет 4,6 *км*, но на северном «склоне» субширотного регионального гравитационного максимума, пересекающего Северное море, снижается до 3,5—3,6 *км*.

Судя по расчетам глубины залегания верхней кромки источников магнитных аномалий, предпринятых Д. П. Голуб и М. А. Эфендиевой (1970) для восточной части Северного моря (фиг. 79), в районе проливов Каттегат, Скагеррак и Норвежского желоба, наблюдается ступенчатое погружение кристаллических образований Балтийского щита. Это погружение происходит по разломам, амплитуда которых в проливе Каттегат составляет 1,5—2 *км*, но существенно возрастает в Норвежском желобе, а в проливе Скагеррак достигает 6—7 *км*. На п-ове Ютландия между поднятиями Вендиссел и Рингкёбинг-Фюн по упомянутым расчетам глубина залегания поверхности фундамента не превышает 6 *км*, однако в действительности она, вероятно, является большей, так как по данным сейсморазведки на той же и еще более значительной глубине (до 9 *км*) прослеживается подошва цехштейна (Heybroek a. o., 1967).

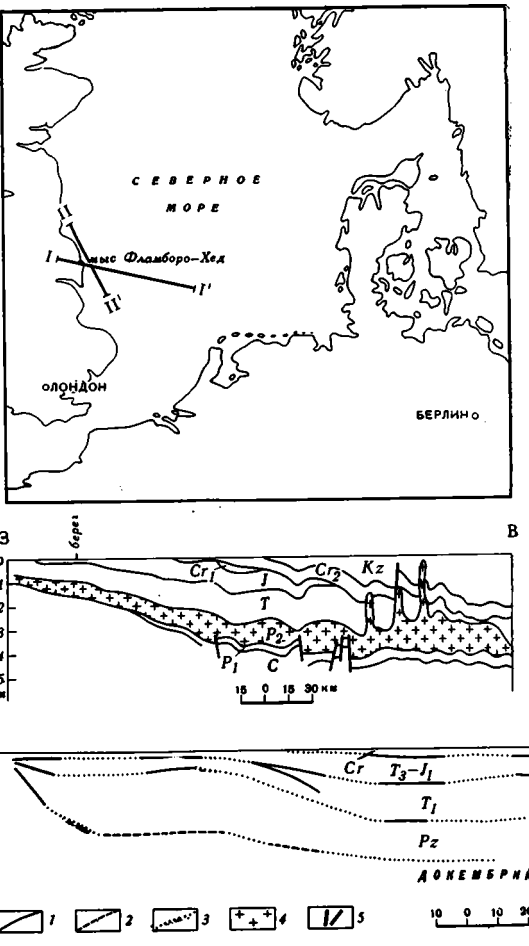
Данные о глубине залегания фундамента в западной части Северного моря недавно получены по сейсмическому профилю II—II′ (фиг. 80, *б*), проложенному вдоль восточного побережья о. Великобритания (Collette a. o., 1966—1967). По этому профилю поверхность фундамента ступенчато воздымается от —5 до —3,5 *км*, а затем, на северо-северо-западном окончании профиля, испытывает крайне крутой подъем до глубины —500 *м*. Это свидетельствует о весьма резкой смене стиля тектоники и позволяет наметить в данном районе вероятное положение северо-западного ограничения западного внешнего угла Европейской платформы.

Наконец, как уже было отмечено (см. стр. 91), в Центральной Англии от выходов на поверхность в районе Нунитона и Чарнвуда



Фиг. 79. Схематическая структурная карта по поверхности фундамента восточной части Северного моря (по Д. П. Голуб, М. А. Эфендиевой, 1970; с изменениями)

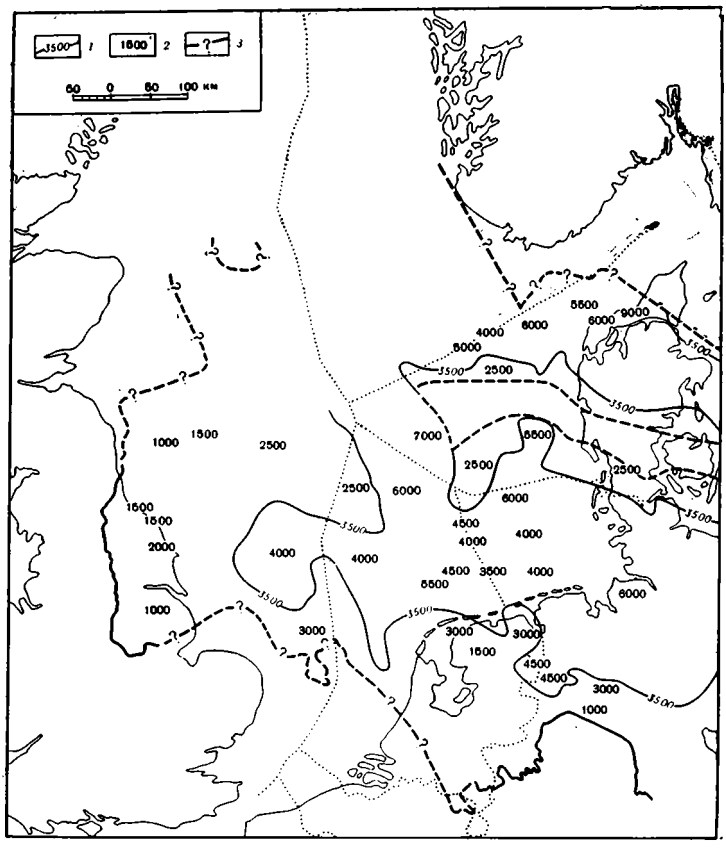
1 — главнейшие разломы;
2 — скважины, вскрывшие породы фундамента и глубины его залегания, *м*;
3 — расчетные глубины до источников магнитных аномалий (в числителе — до верхней кромки, в знаменателе — до нижней кромки), *км*;
4 — изогипсы по поверхности фундамента, *км*



Фиг. 80. Геолого-геофизические профили, проложенные в английских водах Северного моря

а — схема расположения профилей;
б — геологический профиль по линии I—I′ (по I. Hornabrook, 1967);
в — сейсмический профиль по линии II—II′ (по B. Collette a. o., 1966—1967)
1, 2 — преломляющие горизонты:
1 — уверенные,
2 — менее увеверенные;
3 — предполагаемое положение этих горизонтов;
4 — соль цехштейна;
5 — разломы.

Индексами обозначены: Pz — палеозой, C — карбон, P_1 — ротлигендес, P_2 — цехштейн, T — триас, T_1 — нижний триас, T_3 — J_1 — верхний триас и нижняя юра, J — юра, Cr — мел, Cr_1 — нижний мел, Cr_2 — верхний мел, Kz — кайнозой



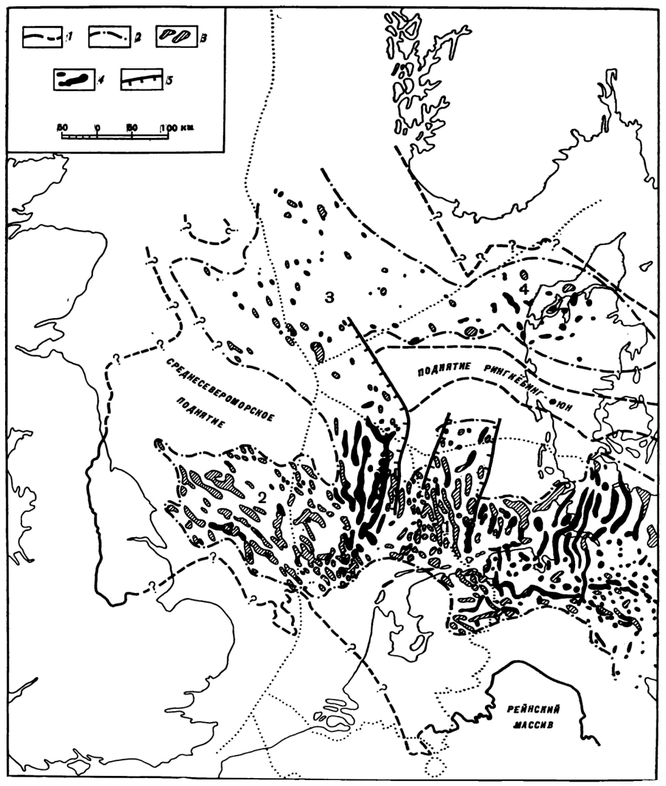
Фиг. 81. Схема глубин залегания подошвы соленосных отложений цехштейна в Северном море (по P. Heybroek a. o., 1967)

1 — сейсмоизогипса —3500 *м* по подошве соленосных отложений цехштейна;
2 — абсолютные отметки залегания подошвы этих отложений по данным сейсморазведки;
3 — граница их распространения

поверхность фундамента погружается к северу до 4—6 *км* близ Шеффильда — Линкольна — Линдси.

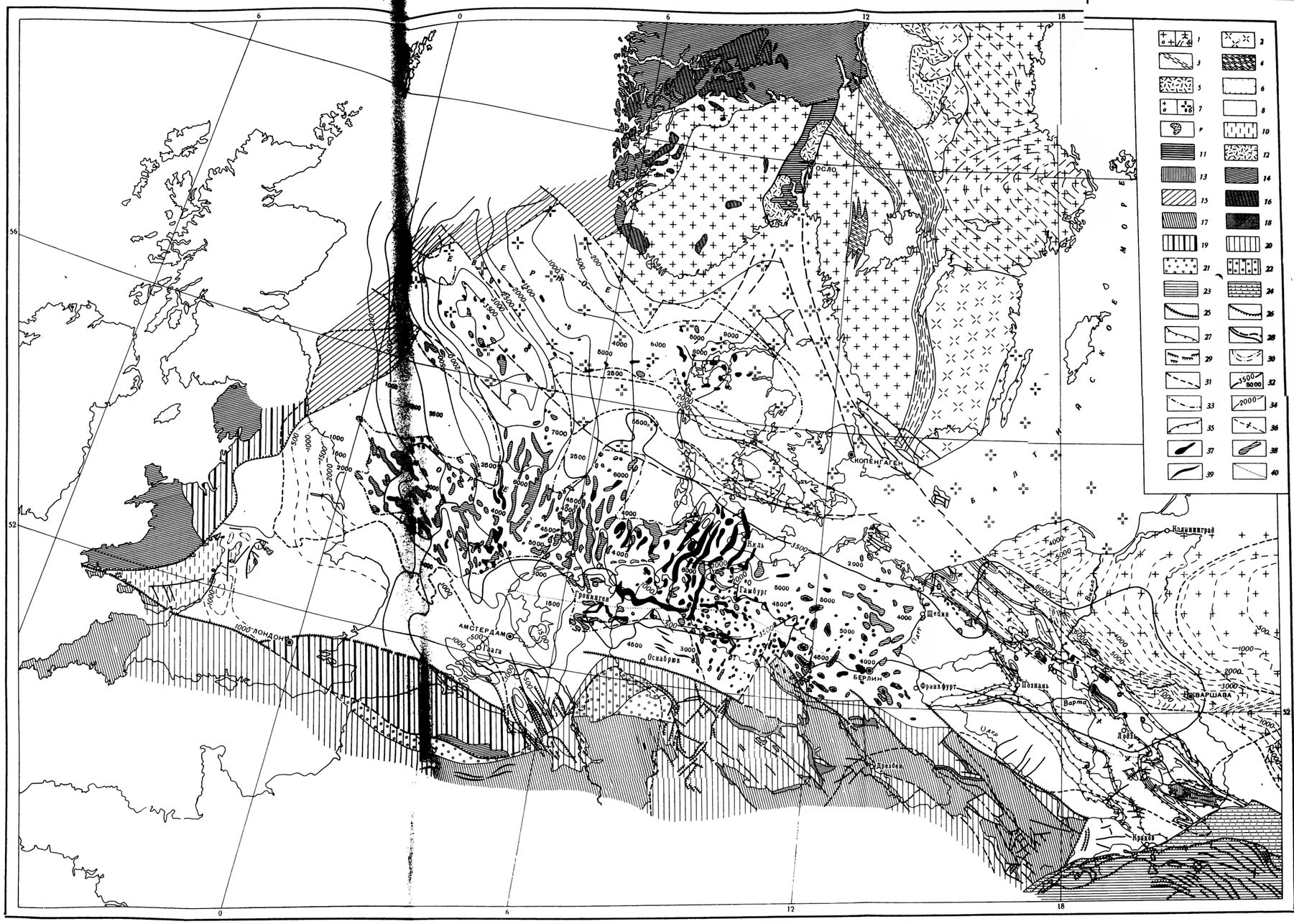
Если обратиться к анализу данных сейсморазведки об условиях залегания платформенного чехла в Северном море, то окажется, что глубина залегания самого нижнего (из установленных) опорного отражающего горизонта, отвечающего подошве соленосных отложений цехштейна, также подвержена резким колебаниям (фиг. 81). Сейсмоизогипса — 3500 *м* по подошве цехштейна достаточно четко определяет положение крупных депрессий подсолевого ложа (Heybroek a. o., 1967). Оконтуривая такую депрессию в северной части п-ова Ютландия и в прилегающей к ней с запада акватории Северного моря, эта сейсмоизогипса намечает северный склон поднятия Рингёбинг-Фюн, протягиваясь вдоль него до района Шилл-банки. Ограничивая последний с запада, она направляется на восток и пересекает южную часть п-ова Ютландия. Между Шилл-банкой и п-овом Ютландия сейсмоизогипса образует резко очерченный, обращенный к северу узкий структурный залив, в пределах которого глубина залегания подошвы соленосных отложений цехштейна достигает —5500 *м*.

От п-ова Ютландия сейсмоизогипса — 3500 *м* пересекает северную часть ГДР и выходит к р. Одер несколько южнее г. Щецина. Отсюда



Фиг. 82. Схема распространения локальных структур, созданных соляной тектоникой в Северном море (по P. Heybroek a. o., 1967)

1 — граница распространения соленосных отложений цехштейна;
2 — граница распространения локальных структур, созданных соляной тектоникой;
3 — соляные подушки (рудиментарные соляные купола) и купола с глубоко залегающими соляными массивами;
4 — соляные диапиры (нормально развитые соляные купола);
5 — разломы



Фиг. 83. Тектоническая схема Североморской экзогональной впадины и ее обрамления

1—6 — Балтийский щит:
1 — докембрийские метаморфические породы Южной Норвегии, доготские гнейсы Западной Швеции (*а*) и свекофенниды Восточной Швеции (*б*),
2 — готские граниты,
3 — зоны дробления и сланцеватости,
4 — зона дальсландских складок,
5 — субиотний,
6 — иотний;
7 — эпикарельский остов Европейской платформы (*а*) и его предполагаемое продолжение под водами Балтийского моря, в Дании и под водами Северного моря (*б*);
8 — область распространения рифейского складчатого фундамента в пределах западного внешнего угла Европейской платформы;
9 — выходы рифейского складчатого фундамента в Центральной Англии;
10 — выходы допермских отложений платформенного чехла в Центральной Англии;
11 — палеозойский платформенный чехол грабена Осло;
12 — пермские щелочные интрузии грабена Осло;
13 — дислокации Свентокшиских гор;
14 — каледониды Британии и Скандинавии, а также Брабантского массива;
15 — вероятное положение каледонид в пределах Северного моря;
16 — каледонские основные и ультраосновные интрузии;
17 — варисциды Средней Европы и Англии;
18 — выходы пермских отложений по периферии варисцид Средней Европы;
19, 20 — платформенный чехол:
19 — на каледонском складчатом основании,
20 — на варисцийском складчатом основании;
21 — варисцийские краевые прогибы;
22 — то же под платформенным чехлом;
23 — альпийские складчатые сооружения Карпат;
24 — альпийский краевой прогиб;
25 — краевые швы Европейской платформы;
26 — надвиги и шарьяжи;
27 — предполагаемое положение фронта надвигов каледонид в Южной Норвегии и Северном море;
28 — главнейшие разломы (пунктиром даны разломы, перекрытые отложениями, развитыми на поверхности, и предполагаемые);
29 — флексуры (штрихи направлены в сторону опущенного крыла);
30 — стратоизогипсы по подошве пермских отложений платформенного чехла Центральной Англии, проведенные через 500 *м*;
31 — граница распространения соленосных отложений цехштейна;
32 — стратоизогипса —3500 *м* по подошве соленосных отложений цехштейна и отметки глубины залегания их подошвы;
33 — границы территории, охваченной соляной тектоникой;
34 — стратоизогипсы по подошве отложений палеогена;
35 — контуры главных платформенных структур (зубцы направлены в сторону погружения слоев);
36 — оси антиклинальных структур платформенного чехла;
37 — нормально развитые соляные купола (соляные штоки);
38 — рудиментарные соляные купола (соляные подушки);
39 — антиклинали;
40 — северная граница предполагаемого распространения палеозойского складчатого фундамента в Центральной Европе, намеченная на Международной тектонической карте Европы (1964)

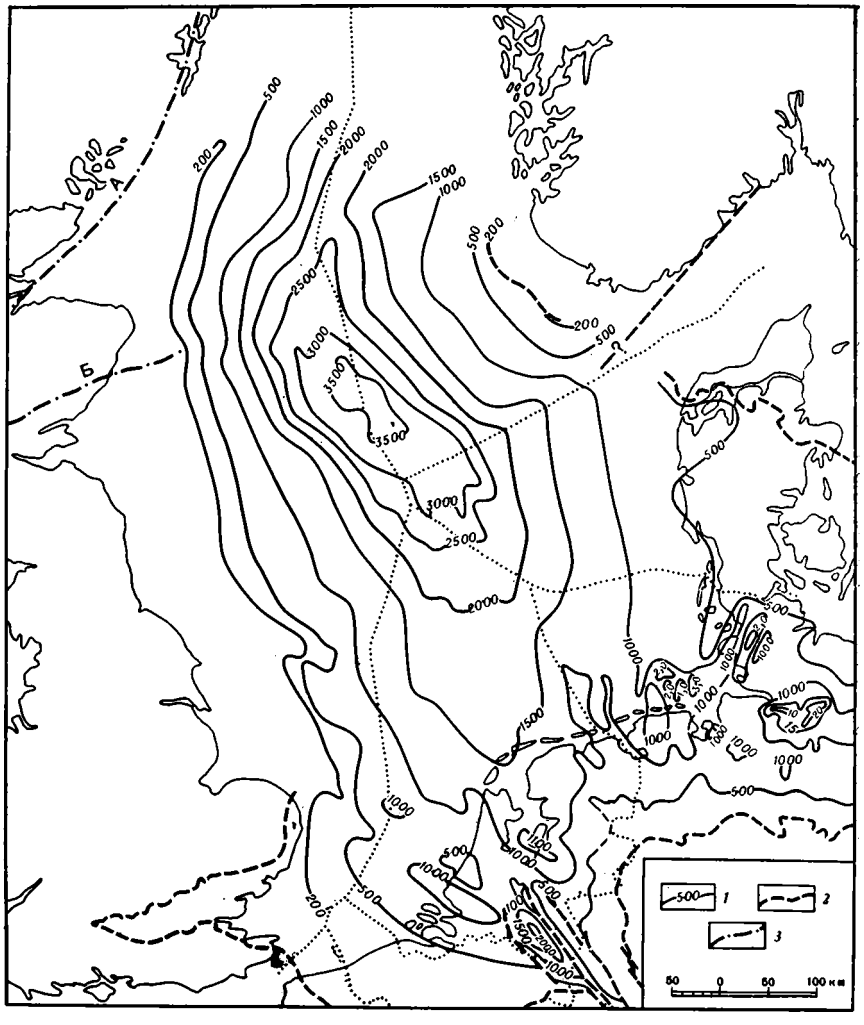
В. С. Журавлев

она, плавно изгибаясь, направляется к г. Кошалин, пересекает низовья р. Вислы и низовья р. Буг северо-восточнее Варшавы. Затем эта сейсмоизогипса постепенно принимает западное направление и следует вдоль левого притока р. Вислы — р. Пилицы через верхнее течение р. Варты к р. Одер. В пределах ГДР она прослеживается от района г. Франкфурт-на-Одере к Берлину и, вновь плавно изгибаясь, выходит в район г. Магдебурга. Далее она опоясывает выходы палеозойских складчатых сооружений Флехтингена и Гарца, откуда направляется на запад, к берегам Англии. При этом данная сейсмоизогипса образует два обращенных на юг структурных залива: восточный из них расположен на континенте, на меридиане западного ограничения Рейнских Сланцевых гор, а западный — в Северном море, к западу от залива Зёйдер-Зе. На западе сейсмоизогипса —3500 *м* круто разворачивается, окаймляя приближенный к берегам Англии региональный гравитационный минимум, а затем вновь изгибается, опоясывая магнитный и гравитационный максимум восточной части Доггер-банки.

В контуре, очерченном упомянутой сейсмоизогипсой, расположены области еще бо́льших глубин залегания подсолевого ложа, которые в районе Куявского вала достигают 7,5 *км*, в Восточно-Эльбской зоне — 5 *км*, в низовьях р. Эльбы и на северо-востоке восточного регионального гравитационного минимума южной части Северного моря — 6 *км*. В юго-западной части этого минимума глубины залегания подошвы цехштейна уменьшаются до 4 *км*. Такие же глубины характерны и для западного регионального гравитационного минимума южной части Северного моря, приближенного к берегам Англии, однако в узком коридоре между Шилл- и Доггер-банкой они снижаются до 6—7 *км*. В северной части Северного моря глубина залегания подошвы цехштейна не определена, но, по-видимому, еще более значительна, так как здесь, как мы увидим ниже, даже подошва палеогена опускается до —3,5 *км* и более. Наконец, в депрессии, лежащей на севере п-ова Ютландия между поднятиями Рингкёбинг-Фюн и Вендиссел, глубина залегания подошвы цехштейна является максимальной из установленных и достигает 9 *км*.

За контуром сейсмоизогипсы —3500 *м* на северном и южном склонах поднятия Рингкёбинг-Фюн глубина залегания подошвы цехштейна не превышает —2500 *м*. Осевая часть этого поднятия определяется положением зоны отсутствия отложений цехштейна, приближенной к его северному склону и достигающей на западе Шилл-банки. На южном склоне поднятия по резкому перепаду глубины залегания подошвы цехштейна (от —2500 до —5500 *м*) можно предполагать наличие субмеридиональных разломов, ограничивающих структурный залив по сейсмоизогипсе —3500 *м*, который наметился между Шилл-банкой и п-овом Ютландия. Разломы еще большей амплитуды, по-видимому, определяют положение субмеридионального коридора между Шилл- и Доггер-банкой. В районе Шилл-банки зона отсутствия отложений цехштейна соприкасается с территорией, где подошва цехштейна лежит на глубине —7000 *м*. В восточной части Доггер-банки перепад глубины залегания подошвы цехштейна достигает 2500 *м*, тогда как к западу от Доггер-банки глубина ее залегания не превышает —2500 *м* и постепенно уменьшается до —1000 *м* у берегов Центральной Англии (см. фиг. 81).

Контуры сейсмоизогипсы —3500 *м* позволяют выделить в средней части Северного моря два крупных поднятия подсолевого ложа — Рингкёбинг-Фюн и Среднесевероморское, протягивающееся от Доггер-банки до берегов Англии. Эти поднятия расположены кулисообразно и разделены вышеупомянутым субмеридиональным коридором, в пределах которого сейсморазведкой определены весьма большие глубины залегания подошвы цехштейна. По отношению к Среднесевероморскому поднятие Рингкёбинг-Фюн является более приподнятым, так как в его осевой части со-



Фиг. 84. Структурная карта Северного моря по подошве палеогена (по P. Heybroek a. o., 1967)

1 — сейсмоизогипсы по подошве отложений палеогена;
2 — граница современного распространения отложений палеогена;
3 — разломы (*а* — пограничный разлом Шотландских нагорий, *б* — разлом Грейт-Глен)

леносные отложения цехштейна отсутствуют, а мощность мезозойских надсолевых отложений сокращена (Зоргенфрей, 1964; Hinz, 1968). Однако мощность подсолевых отложений палеозоя в западной, погруженной под воды Северного моря части этого поднятия все же значительна и составляет на менее 2500 *м*, что определяется разностью между вычисленной по аэромагнитным данным глубиной залегания поверхности фундамента (5000—6000 *м*) и установленной сейсморазведкой глубиной залегания подсолевого ложа на северном и южном склонах поднятия Рингкёбинг-Фюн (2500 *м*).

Переходя к анализу данных сейсморазведки о положении более высоких отражающих горизонтов, необходимо отметить, что наиболее уверенные из них приурочены к кровле цехштейна, а также к подошве альба и палеогена. Прослеживание двух первых из названных горизонтов дает возможность определить очертания локальных структур, соз-

данных соляной тектоникой в морской части Североморской впадины и зон их сосредоточения (фиг. 82). Сопоставление геолого-геофизических данных по Северо-Германской низменности с результатами морской сейсморазведки показывает, что бо́льшая часть соляных куполов Североморской впадины лежит в море внутри контура сейсмоизогипсы —3500 *м* по подошве цехштейна (фиг. 83).

Отложения альба не только в Северном море, но и на континенте повсеместно резко трансгрессивно перекрывают крупные поднятия и прогибы, соляные купола и межкупольные депрессии. На восточной периферии Североморской впадины, в Датско-Польской борозде, в альбское время начали активно формироваться Поморский и Куявский валы, а также сопряженные с ними мульды: на северо-востоке — Мазовецко-Люблинская, на юго-западе — Щецинская, Лодзинская и Мехувская.

Принципиально иной структурный план Североморской впадины в целом установлен по опорному отражающему горизонту, отвечающему подошве отложений палеогена (фиг. 84). Как на суше, в Северо-Германской низменности, так и в Северном море на глубину его залегания (и, соответственно, на распределение мощностей отложений кайнозоя близ локальных структур) несомненное влияние оказала соляная тектоника, обусловившая ее местные вариации. Однако, снимая их, можно установить, что контуры области наиболее крупного прогибания в кайнозое в грубых чертах отвечают общему простиранию восточного и западного берегов Северного моря (что особенно заметно по сейсмоизогипсе —1000 *м* и прослеживается до сейсмоизогипсы —200 *м*).

Ось впадины по подошве палеогена проходит примерно по медианной линии, на одинаковом расстоянии от восточного и западного побережий Северного моря. В самой погруженной части впадины, оконтуренной сейсмоизогипсой —3500 *м*, ее простирание северо-западное, но на южном и северном воздымании оно сменяется меридиональным. На юге ось впадины направляется к заливу Зёйдер-Зе, а на севере слегка отклоняется к северо-востоку.

Характерно, что погруженные зоны, оконтуренные сейсмоизогипсой —3500 *м* по подошве цехштейна, как правило, не находят отражения в структурном плане Североморской впадины по подошве палеогена. Только обособляющейся к северу от Среднесевероморского поднятия и поднятия Рингкёбинг-Фюн впадине по подошве цехштейна отвечает наиболее погруженная часть впадины по подошве палеогена. Ось последней, как нетрудно заметить, проходит через субмеридиональный коридор, разобщающий поднятия Среднесевероморское и Рингкёбинг-Фюн.

Глава третья

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Общая направленность предпринятого исследования не позволяет провести детальный анализ стратиграфического разреза изученных частей платформенного чехла каждой экзогональной впадины Европейской платформы. К тому же при таком анализе могут остаться неопознанными структурные этажи платформенного чехла этих впадин и составляющие их формации.

Прежде чем перейти к рассмотрению структурных этажей и формаций, необходимо пояснить принятое нами понимание этих терминов, которые до сих пор трактуются неоднозначно. Структурными этажами ниже именуются обособленные толщи в составе платформенного чехла, отвечающие отдельным крупным этапам его формирования и, соответственно, обладающие единством структурного плана и характерными наборами формации (их формационными рядами) [1]. Формации нами понимаются согласно определениям, данным Н. С. Шатским (1960а) и Н. П. Херасковым (1963, 1967). В качестве единиц более низкого ранга выделяются подэтажи и субформации.

Сравнительный анализ структурных этажей платформенного чехла экзогональных впадин затруднен из-за неравноценности сведений, рассеянных в многочисленных статьях, монографиях и рукописях. Они учтены по возможности полно, причем на их источники при особой необходимости сделаны соответствующие ссылки. Степень достоверности выделения структурных этажей и формаций уменьшается по мере увеличения глубины их залегания и является разной для каждой из экзогональных впадин Европейской платформы. Она определяется наличием буровых и геофизических данных о составе, мощности и условиях залегания платформенного чехла. Его общая мощность контролируется современной глубиной залегания поверхности их фундамента — первой структурной поверхности. Поэтому наиболее уверенно нижние структурные этажи платформенного чехла могут быть выявлены в наименее погруженной Печорской впадине.

Вторая структурная поверхность приурочена к пермским отложениям и соответствует в Печорской и Прикаспийской впадинах подошве кунгура, в Североморской впадине — подошве цехштейна. Ее положение позволяет определить общую мощность подстилающих и перекрывающих отложений платформенного чехла, причем от ее уровня разделы между структурными этажами надежно устанавливаются во всех впадинах. Однако в Прикаспийской и Североморской впадинах над ней обычно развиты мощные пермские соленосные толщи, пластическое перераспреде-

[1] Такие толщи А. А. Богданов (1963) предлагал называть платформенными комплексами и подразделять на структурные этажи, подэтажи и части подэтажей. Однако термин «комплекс» не раскрывает структурный смысл, заложенный в терминах «этаж», «подэтаж», «ярус».

ление которых маскирует разделы между структурными этажами в надсолевых отложениях и определяет частные аномалии их мощностей в зависимости от структурного положения конкретных разрезов.

При анализе структурных этажей платформенного чехла экзогональных впадин наиболее детально рассмотрены нижние структурные этажи чехла Печорской впадины, с тем чтобы показать, насколько сложной могла быть история формирования еще слабо изученных подсолевых отложений Прикаспийской и Североморской впадин.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В южной части Печорской впадины, лежащей между Тиманом и Печоро-Кожвинским валом и простирающейся от широтного отрезка течения р. Печоры к ее верховьям, отложения платформенного чехла пройдены рядом скважин, а условия их залегания определены данными сейсморазведки. Гораздо слабее изучены они на севере впадины, но и там, в Малоземельской и Большеземельской тундрах, уже пробурены первые скважины и проложены единичные сейсмические профили. Они подтверждают общий для всей впадины характер распределения фаций и мощностей отложений платформенного чехла и, вероятно поэтому, объемы его структурных этажей исследователи впадины в последние годы определяют почти однозначно.

Так, например, В. С. Журавлев (1964а, 1965б, 1966г, 1969г) в составе ее платформенного чехла различал четыре структурных этажа: ордовикско-силурийский, эйфельско-триасовый, юрско-альбский и четвертичный.

Н. Д. Матвиевская (1964) в отложениях палеозоя и мезозоя выделяла четыре структурных подъяруса: досилурийский, силурийский, девонско-нижнетриасовый и среднеюрский.

В. А. Разницын (1963, 1964) также наметил четыре структурных подъяруса: нижнепалеозойский (ордовик и силур), среднепалеозойский (средний девон — нижний карбон, а в качестве верхней части подъяруса — средний и верхний карбон и нижняя пермь), верхнепалеозойский (верхняя пермь и нижний триас) и мезозойский (средняя юра — нижний мел).

З. И. Цзю (1964, стр. 13, 14) первоначально выделял пять структурных этажей: нижнекембрийский (валдайско-балтийский), силурийский (ордовикско-силурийский), среднедевонско-триасовый (с эйфельско-турнейским, визейско-нижнемосковским, верхнемосковско-уфимским и казанско-триасовым подэтажами), среднеюрско-меловой и неоген-четвертичный. Позже он (Цзю, 1965) наметил уже семь структурных этажей: ордовикско(?)-силурийский, эйфельско-турнейский, визейско-артинский, кунгурско-триасовый, среднеюрско-нижнемеловой, верхнемеловой-палеогеновый и неоген-четвертичный.

В. А. Дедеев (1965) допускал, что в платформенном чехле могут быть выделены шесть структурных подэтажей: доордовикский, ордовикско(?)-силурийский, среднедевонско-нижнетриасовый, среднетриасово-нижнеюрский(?), среднеюрско-меловой и антропогеновый.

П. А. Туманов (1962а, 1968) предлагал различать четыре структурных яруса: досилурийский, силурийский, среднедевонско-триасовый (с среднедевонским, верхнедевонским, нижнекаменноугольным, среднекаменноугольным-нижнепермским и верхнепермско-триасовым подъярусами) и юрско-современный.

Наконец, в недавно изданной объяснительной записке к тектонической карте севера Русской плиты (Тектоника севера Русской плиты, 1969) были намечены следующие структурные этажи: досилурийский

(верхневендско-нижнекембрийский), силурийский (ордовикско?-силурийский), среднедевонско-турнейский, визейско-триасовый, юрско-меловой и неоген-четвертичный.

Приведенный краткий обзор мнений показывает, что различия во взглядах либо имеют терминологический характер, либо сводятся к разной оценке значимости тех или иных рубежей, установленных в разрезе платформенного чехла Печорской впадины. Прежде всего отметим, что до сих пор широко применяемое в геологической литературе выделение платформенного чехла в качестве верхнего структурного этажа (в противоположность нижнему структурному этажу — фундаменту) нецелесообразно. Как в составе фундамента, так и в составе платформенного чехла — структурных единиц более высокого ранга — могут быть выделены структурные этажи и подэтажи. Поэтому подмена термина «структурный этаж» терминами «структурный подэтаж» (Матвиевская, 1964; Дедеев, 1965), «подъярус» (Разницын, 1964, 1965) или «ярус» (Туманов, 1968) логически не оправдана.

Разногласия при определении объемов структурных этажей сводятся для додевонских отложений — к дискуссии о их стратиграфической принадлежности и возможности обособления самостоятельного силурийского структурного этажа, а для вышележащих отложений —к разной оценке ранга структурных подразделений в интервале средний девон — нижний триас. Между тем накопившиеся данные позволяют уже достаточно объективно выделять следующие структурные этажи: ордовикский, силурийский, эйфельско-триасовый, среднеюрско-нижнемеловой и верхнеплиоценово-четвертичный.

Ордовикский структурный этаж

Ордовикский структурный этаж образован терригенными отложениями, которые с резким угловым несогласием залегают либо на породах рифейского складчатого фундамента и прорывающих их гранитах, либо на их коре выветривания (до 80 *м*) и несогласно перекрыты терригенно-карбонатными отложениями нижнего силура.

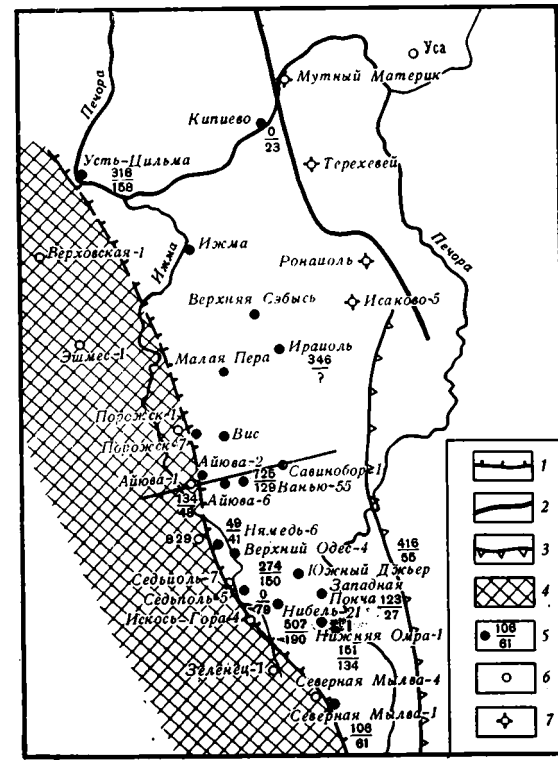
В составе ордовикского структурного этажа выделяются прибрежно-морская терригенная формация (формация белых кварцевых песчаников), отвечающая седьиольской свите, и красноцветная лагунно-континентальная песчано-глинистая формация, соответствующая нибельской свите (Журавлев и др., 1967) [1].

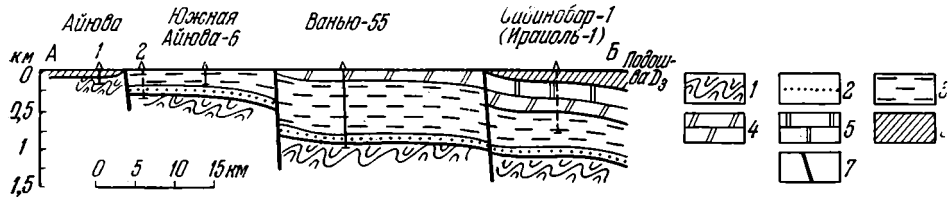
Прибрежно-морская терригенная формация (до 200 *м*) сложена светлыми, обычно белыми, мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками. Слоистость их грубая, горизонтальная и полого наклонная, обусловленная изменением зернистости. Местами в чередовании мелко- и среднезернистых песчаников проявляется ритмичность, причем в основании ритмов наблюдаются скопления мелкой окатанной гальки кварца. Упомянутые песчаники накапливались по соседству с равнинной сушей, где размывались существенно кварцевые породы. Судя по отсутствию признаков размыва близлежащего крупного горного сооружения, их накопление предшествовало появлению палео-Тимана (Журавлев и др., 1967). Отложения этой формации без каких-либо изменений прослеживаются вдоль восточного склона Тиманского кряжа между скважинами

[1] Объемы упомянутых свит не всегда трактуются однозначно. В данном случае речь идет об этих свитах в понимании В. С. Журавлева, В. П. Зарх и Т. И. Кушнаревой (1967) или об одноименных им сериях в понимании П. А. Туманова (1962б). Здесь и ниже перечисление свит дано в нормальной стратиграфической последовательности.

Фиг. 85. Схема распространения досилурийских отложений платформенного чехла в Печорской впадине (по В. С. Журавлеву и др., 1967)

1 — юго-западная граница распространения досилурийских отложений платформенного чехла;
2 — юго-западное ограничение структур Печоро-Кожвинского вала;
3 — западное ограничение Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба;
4 — область отсутствия досилурийских отложений платформенного чехла;
5 — скважины, вскрывшие досилурийские отложения (в числителе — мощность отложений нибельской свиты, в *м*, в знаменателе — мощность отложений седьиольской свиты, в *м*);
6 — скважины, в которых отложения девона залегают непосредственно на породах фундамента;
7 — скважины, остановленные в породах девона или силура.
Линия на схеме отвечает положению схематического геологического профиля (см. фиг. 86).





Фиг. 86. Схематический геологический профиль по линии (см. фиг. 85), приведенный к подошве отложений верхнего девона (по В. С. Журавлеву и др., 1967)

1 — рифейский складчатый фундамент,
2 — ордовик (седьиольская свита);
3 — ордовик (нибельская свита);
4 — нижний силур;
5 — верхний силур;
6 — средний девон,
7 — разломы

Северная Мылва и Усть-Цильма на протяжении почти 400 *км* (фиг. 85).

Красноцветная лагунно-континентальная песчано-глинистая формация представлена розовыми песчаниками (100—330 *м*), ритмично чередующимися красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (85—240 *м*), красноцветными песчаниками и алевролитами (до 100 *м*). Слабая отсортированность ее терригенного материала свидетельствует о близости области размыва и о кратковременной транспортировке продуктов разрушения. Вероятно, эти красноцветы накапливались в период интенсивного разрушения палео-Тимана, во время подъема тех крупных блоков рифейского складчатого фундамента, которые впоследствии определили юго-западное структурное ограничение Печорской впадины. Об этом свидетельствуют наличие в розовых песчаниках основания формации гальки рифейских сланцев, минералогический состав ее пород и обилие в

них гидроокислов железа. Характерно, что на Полюдовом кряже, лежащем на простирании Тимана, а также на западном склоне Урала литолого-стратиграфические аналоги этой формации отсутствуют.

Максимальная мощность ордовикского структурного этажа установлена по скв. Ванью-55 и достигает 854 *м* (см. фиг. 85). Его отложения с резким угловым несогласием перекрывают сланцы фундамента, распространены в пределах его крупных, опущенных по разломам блоков (фиг. 86) и как бы выравнивают поверхность закладывавшейся Печорской экзогональной впадины. По времени накопления они отвечают начальному этапу развития уралид, а по условиям залегания и распространения гомологичны рифейским и вендским отложениям основания синеклиз эпикарельского остова Европейской платформы (Журавлев, 1965а, 1965б, 1969г; Журавлев и др., 1967).

Силурийский структурный этаж

Силурийский структурный этаж представлен сероцветной морской карбонатной формацией, которая на юге Печорской впадины прослеживается внутри современного контура распространения отложений ордовикского структурного этажа, а на севере перекрывает рифейские метаморфические сланцы Северного Тимана.

На юге Печорской впадины сероцветная морская карбонатная формация с резким размывом и угловым несогласием залегает на красноцветной песчано-глинистой формации ордовика. В ее составе выделяются кодачская (до 92 *м*), щукатеняюльская (85—95 *м*), кынаюльская (80—90 *м*) и гришеставская (200—210 *м*) свиты (Туманов, 1960, 1962б). Из-за преддевонского эрозионного среза области их распространения последовательно сужаются от кодачской к гришеставской свите. В щукатеняюльской свите обнаружена фауна лландовери, а в кодачской — фауна лудлова, что позволяет говорить о лландовери-лудловском возрасте рассматриваемой формации. В низах ее преобладают коричневато-серые, реже — темно- и зеленовато-серые доломиты, в верхах — светло-серые, реже — коричневато- и темно-серые доломитизированные известняки. В основании формации (в низах кодачской свиты) прослеживаются красно-бурые песчанистые аргиллиты с линзами песчаников и доломитов, а вышележащие доломиты имеют красно-бурую окраску. В средней части формации (в низах кынаюльской свиты) появляются зеленоватые и шоколадные глины, иногда песчанистые, с пропластками песчаников и алевролитов.

Состав рассматриваемой формации показывает, что время ее накопления знаменовалось резким изменением палеогеографической обстановки. Впервые с начала палеозоя в Печорской впадине начали накапливаться карбонатные отложения, свидетельствующие о широкой трансгрессии морского бассейна с Урала вдоль Тимана, вплоть до Северного Тимана. В пределах последнего карбонатная формация силура (до 70 *м*) по возрасту относится только к лландовери и начинает платформенный чехол. В ее основании прослеживается маломощная (до 15 *м*) пачка пестроцветных известковистых песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов, доломитов и песчанистых известняков (великорецкая свита Л. С. Коссового).

Общая палеогеографическая обстановка времени накопления сероцветной карбонатной формации позволяет считать, что Тиман был перекрыт водами силурийского моря только на Крайнем Севере. По направлению к Уралу мощность этой формации последовательно возрастает и на юге Печорской впадины превышает 270 *м* (из них около 150—170 *м* приходится на терригенно-карбонатные породы нижнего силура и более 100 *м* — на карбонатные породы верхнего силура).

Необходимо отметить, что совсем недавно на северо-востоке Печорской впадины, в южной части Колвинского вала на Усинской площади, под терригенными породами среднего и верхнего девона скважины 6, 7, 9 и 12 вскрыли мощную (до 800 *м*) толщу сероцветных глинисто-карбонатных и сульфатно-карбонатных пород нижнего девона. В более западных районах Печорской впадины они неизвестны, а на Усинской площади подстилающие их отложения скважинами пока не подсечены. Структурная принадлежность этих пород пока неясна, но не исключено, что стратиграфический диапазон силурийского структурного этажа на северо-востоке Печорской впадины, в Большеземельской тундре, расширяется, и этот этаж является там силурийско-нижнедевонским.

Эйфельско-триасовый структурный этаж

Эйфельско-триасовый структурный этаж сложен тремя структурными подэтажами: эйфельско-турнейским, визейско-артинским и кунгурско-триасовым.

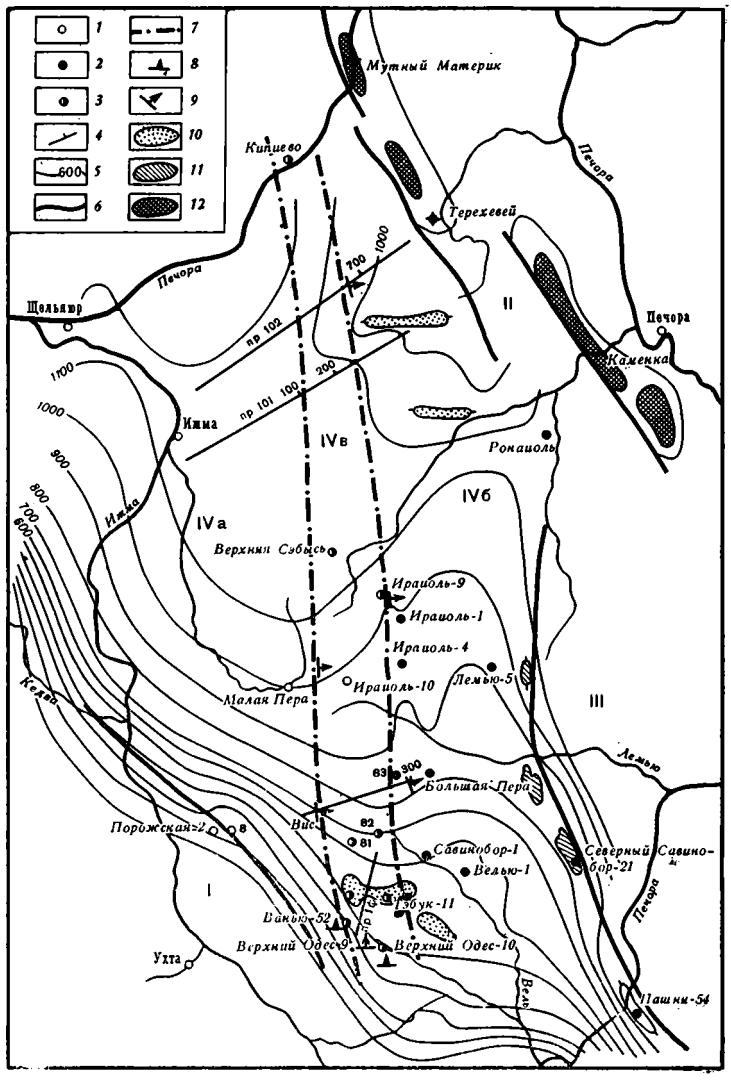
Эйфельско-турнейский структурный подэтаж образован сероцветной прибрежно-морской песчано-глинистой формацией эйфеля — низов франского яруса с вулканогенно-терригенной субформацией нижнефранского подъяруса, глубоководной битуминозной формацией франского яруса и сероцветной морской глинисто-карбонатной формацией верхов франского яруса — турне. Различия состава, мощностей и площадного распространения этих формаций на юге Печорской впадины позволяют определить положение структурно-фациальных зон (Кушнарева, 1967), субмеридиональное простирание которых соответствует направлению уралид (фиг. 87).

В восточной структурно-фациальной зоне, в целом погружающейся к северу, на сероцветной карбонатной формации силура с перерывом и угловым несогласием залегает сероцветная прибрежно-морская песчано-глинистая формация эйфеля — низов франского яруса.

Нижняя (среднедевонская) ее часть прослеживается только в восточных разрезах и является преимущественно терригенной. В нижних слоях формации, относящихся к верхнему эйфелю, выделяются глинисто-песчаная пачка (30—50 *м* и более) и пачка глинистых известняков (до 15 *м*). В составе глинисто-песчаной пачки (пласта III по местной номенклатуре) преобладают кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники, а глинистые известняки вышележащей пачки к западу замещаются песчаниками (пласт IIб). Нижнеживетские глинисто-карбонатные отложения (до 95 *м*) к западу сменяются терригенными, а их карбонатные пласты — пластами песчаников (пласты II и IIа). К верхнему живету относятся ритмично чередующиеся песчаники и глины. В их составе заметно преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, которые на западе, в зоне выклинивания, становятся грубозернистыми и галечниковыми. Общая мощность нижней (среднедевонской) части рассматриваемой формации в крайних восточных разрезах превышает 250 *м*.

Верхняя (верхнедевонская) часть формации образована двумя песчано-алевролитовыми пластами пашийского горизонта (20—25 *м*) и темными серовато-зелеными аргиллитами кыновского горизонта (20—30 *м*) с прослойками алевролитов и известняков.

В западной структурно-фациальной зоне сероцветная песчано-глинистая формация является исключительно верхнедевонской и залегает либо на песчано-карбонатных отложениях низов силура, либо на красноцветных терригенных породах ордовика. Нижняя часть ее сложена глинами кыновского горизонта (60—90 *м*), преимущественно серыми, реже — красновато-коричневыми, с прослойками алевролитов, органогенных известня-



Фиг. 87. Схема расположения структурно-фациальных зон Печорской впадины в девоне (по Т. И. Кушнаревой, 1967)

1—3 — скважины, вскрывшие разрезы:
1 — западного типа,
2 — восточного типа,
3 — переходного типа;
4 — линия сейсмических профилей;
5 — стратоизогипсы по кровле карбонатных пород нижней перми;
6 — границы тектонических структур;
7 — границы структурно-фациальных зон;
8 — пластовые залежи диабазов;
9 — флексуры;
10—12 — локальные структуры:
10 — Тэбук-Савиноборской структурной террасы,
11 — Мичаю-Пашнинской антиклинальной зоны,
12 — Печоро-Кожвинского вала.

Цифры на схеме: I — Южный Тиман, II — Печоро-Кожвинский вал, III — Верхнепечорская ванна Предуральского краевого прогиба, IV — южная часть Печорской впадины (IVа — западная структурно-фациальная зона, IVб — восточная структурно-фациальная зона, IVв — промежуточная зона)

ков и в середине — с прослойками туфогенных пород. Верхняя часть сложена серовато-зелеными мергелями саргаевского горизонта (до 40 *м*) с прослойками известняков.

Нижняя граница вышележащей глубоководной битуминозной формации франского яруса скользящая. В восточной структурно-фациальной зоне в ее составе различаются саргаевский горизонт в фации шугуровской свиты (10—15 *м*), доманиковая свита (40—50 *м*) и нижняя часть мендымской свиты (до 60 *м*). Напомним, что в западной структурно-фациальной зоне отложениями саргаевского горизонта заканчивается подстилающая сероцветная терригенная формация.

Глубоководная битуминозная формация в обеих структурно-фациальных зонах представлена характерными битуминозными окремненными известняками и мергелями, содержащими специфический для доманиковой фации комплекс фауны (Кушнарева, 1959, 1967). В западной структурной зоне к этой формации (до 40 *м*) относятся только собственно доманиковая свита и маломощная пачка основания мендымской свиты (Кушнарева, 1967).

В восточной структурно-фациальной зоне низы следующей сероцветной морской глинисто-карбонатной формации сложены пелитоморфными глинисто-карбонатными отложениями (до 400 *м*) бо́льшей части мендымской свиты, воронежского и евлановско-ливенского горизонтов верхнефранского подъяруса, а также нижней части задонского горизонта фаменского яруса. Верхи этой формации образованы известняками верхней части задонского горизонта и елецкого горизонта (250—280 *м*), которые внизу заключают прослойки мергелей и аргиллитов, а вверху — прослойки доломитизированных известняков. Выше залегают доломиты, гипсы и ангидриты данково-лебедянского горизонта верхнего фамена (50—150 *м*) и сохранившиеся от размыва в восточных разрезах терригенно-карбонатные (на востоке преимущественно терригенные) отложения турне (до 450 *м*) — алевролиты, песчаники, глины и известняки.

В западной структурно-фациальной зоне нижняя часть сероцветной морской глинисто-карбонатной формации представлена серовато-зелеными глинами (120—160 *м*) мендымского горизонта (ветласянской свиты), органогенными, частично рифогенными известняками (100—150 *м*) воронежского горизонта (сирачойской свиты), а также терригенно-карбонатными и гипсоносными отложениями (100—120 *м*) евлановско-ливенского горизонта (ухтинской свиты). Верхняя часть этой формации (до 240—260 *м*) точно соответствует разрезам восточного типа, однако здесь выпадают: внизу — нижняя пачка задонского горизонта, а вверху — отложения данково-лебедянского горизонта верхнего фамена и турне, повсеместно срезанные трансгрессивной базальной пачкой визейского яруса.

Таким образом, в разрезах западного типа отложения девона обладают вдвое меньшей суммарной мощностью (750 *м* против 1500 *м*), сокращенным стратиграфическим объемом и существенно иным литологическим составом. Если здесь широко развиты мелководные фации и наблюдаются неоднократные перерывы, иногда сопровождающиеся выпадением стратиграфических горизонтов, то в разрезах восточного типа преобладают тонкослоистые, пелитоморфные, иногда битуминозные отложения, характерные для относительно глубоководных участков бассейна, а перерывы в осадконакоплении либо отсутствуют, либо резко не проявляются (Кушнарева, 1957).

Между западной и восточной структурно-фациальными зонами Т. И. Кушнарева (1967) выделила промежуточную зону, ширина которой не превышает 20—25 *км*. В ее пределах происходит быстрое выклинивание отложений среднего девона и пашийского горизонта верхнего девона, причем отложения глубоководной битуминозной формации замещаются мелководными фациями. Средне- и верхнефранские отложе-

ния (от семилукского до воронежского горизонта включительно) представлены светлыми органогенными, частично рифогенными известняками (более 200 *м*). Таким образом, вдоль промежуточной зоны в течение среднего девона проходила граница бассейна. В франском веке (в том числе и в доманиково-мендымское время) здесь длительно сохранялась полоса мелководья, в пределах которой накапливались органогенные известняки. При этом по ряду сейсмических профилей на западном и восточном ограничениях промежуточной зоны обнаруживаются небольшие осложнения типа флексур.

Вследствие сокращения мощности или выпадения отдельных горизонтов мощность формаций, составляющих рассматриваемый структурный подэтаж, варьирует. Независимо от этого общая мощность его отложений неуклонно нарастает к юго-востоку: на широтном отрезке р. Печоры, в районе Щельяюра и Кипиево, она соответственно равна 250 и 450 *м*, но достигает в районах Верхней Сэбыси 500 *м*, Малой Перы — 550 *м*, Ираиоля — 600 *м*, Виса — 650 *м*, Западного Тэбука — 750 *м*, Большой Перы — 850 *м*, Северного Савинобора и Пашии — 1200—1250 *м* (см. фиг. 87).

В притиманских разрезах промежуточной зоны в основании франского яруса появляются пластовые залежи диабазов. Однако еще более отчетливо эффузивная деятельность проявилась западнее, на Ухтинской брахиантиклинали (см. фиг. 50), район которой во время накопления сероцветной песчано-глинистой формации эйфеля — низов франского яруса испытывал значительное погружение (мощность этой формации здесь достигает 250—300 *м* и близка к установленной в крайних восточных разрезах восточной структурно-фациальной зоны). В пределах «залива», очерченного западной границей распространения эйфельских песчаников, в составе кыновского горизонта развиты эффузивно-осадочные образования, а юго-восточнее, в верховьях р. Ижмы,— пирокластические отложения и оолитовые железняки с песчано-глинистыми прослоями. Максимальная мощность (до 65 *м*) эффузивно-осадочных образований установлена в Ухтинском районе, где в их составе выделяются покровы диабазов и спиллитов, залегающие среди пирокластических отложений, реже среди аргиллитов, алевролитов и песчаников или на контактах с ними. Наличие в пирокластических отложениях лапиллей, бомб и караваеобразных выбросов диабазов, а также значительная суммарная мощность (иногда до 47 *м*) их пластовых залежей свидетельствуют о близости Ухтинского района к очагам вулканических выбросов и излияний.

Необходимо отметить, что Тиман в целом характеризуется многочисленными проявлениями вулканической деятельности в начале среднего девона и резко редуцированными отложениями рассматриваемого структурного подэтажа. Только его южная часть была вовлечена в общее с восточной структурно-фациальной зоной девона прогибание, но все же и здесь сохранялись локальные поднятия (Оч- и Джежим-Парма, Ксенофонтово), где сероцветная песчано-глинистая формация эйфеля — начала франского яруса вообще не накапливалась.

Северо-западнее, на Среднем Тимане, наиболее древними отложениями платформенного чехла являются живетские — умбинские (пижемские и яранские) песчаники (местами до 150 *м*), залегающие на коре выветривания рифейских сланцев. Нижнефранские (пашийские и кыновские) отложения (пестроцветные слои) представлены глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками, мощность которых варьирует от 10 до 100 *м*. По простиранию они иногда замещаются чередованием лавовых покровов и слоистых туфогенных песчаников, туффитов, туфобрекчий и туфолав (до 80—100 *м*). Вулканогенные породы развиты неповсеместно и сосредоточены в зонах разломов. К востоку нижнефранские терри-

генные породы замещаются карбонатными. По р. Печорской Пижме выделяются желтовато-серые саргаевские известняки и мергели, иногда заключающие прослои пестрых глин и известковистых песчаников. Однако глубоководной битуминозной формации здесь соответствуют зеленовато-серые глинистые известняки и мергели семилукского горизонта с прослоями зеленовато-серых глин. Отложения франского яруса в восточных разрезах Среднего Тимана представлены органогенно-обломочными известняками, а фаменские и турнейские отложения отсутствуют.

Таким образом, на Среднем Тимане в восточном направлении наблюдается отчетливая смена континентальных отложений девона прибрежно-морскими и морскими (Тихомиров, 1948; Разницын, 1968), сопровождающаяся резким увеличением их мощности. Уже по р. Печорской Пижме, на Верховской структуре, общая мощность отложений франского яруса, залегающих непосредственно на сланцах фундамента, в разрезах скважин варьирует от 361 до 497 *м*, но остается все же меньшей, чем в собственно западной структурно-фациальной зоне Печорской впадины.

На Северном Тимане рассматриваемый структурный подэтаж представлен исключительно терригенными и эффузивно-терригенными породами (Коссовой, 1959). В их составе различаются отложения живетского (травянская и надежинская свиты), франского (кумушкинская, выучейская, безмошицкая и каменская свиты) и фаменского (покаямская свита) ярусов. Наиболее полные разрезы здесь начинаются светлыми кварцевыми песчаниками и гравелитами травянской свиты (90—150 *м*), а также конгломератами надежинской свиты (70—310 *м*). Кумушкинская свита (до 300 *м*) — терригенно-эффузивная — образована тремя покровами базальтов (42, 13 и 20 *м*), разделенными пачками (142 и 50 *м*) конгломератов и полимиктовых песчаников с маломощными линзами углей. Однако покровы базальтов в этой свите бывают и более многочисленными: по р. Большой Светлой их число достигает 13, а суммарная мощность — 208 *м*, при общей мощности свиты 238 *м* (Чернов, 1947). На том же стратиграфическом уровне на п-ове Канин местами прослеживается сплошная толща (до 100—150 *м*) эффузивов (Люткевич, 1953).

На Северном Тимане глубоководной битуминозной формации отвечает нижняя часть мощной (до 270 *м*) безмошицкой свиты, образованной чередованием туфопесчаников, алевролитов и, изредка, зеленоватых и коричневых, внизу даже пестроцветных, аргиллитов. Ее отложения заключают прослои углистых сланцев и углей, а вверху — прослои железистых песчаников с крупными конкрециями бурых железняков. Подстилающая ее выучейская (до 90 *м*) и перекрывающая каменская (до 250 *м*) свиты сложены красноцветными терригенными породами, лишенными признаков угленосности. Пласты угля встречаются лишь в самой верхней — покаямской свите (до 250 *м*), среди терригенных отложений которой впервые в разрезе девона Северного Тимана появляются редкие прослойки известняков. Непосредственно над покаямской свитой залегают маломощные песчаники сиатурской свиты визейского яруса (Бархатова, 1959).

Приведенные данные показывают, что территория современного Тиманского кряжа должна быть обособлена в самостоятельную структурно-фациальную зону, в пределах которой формирование отложений рассматриваемого структурного подэтажа происходило в прибрежно-морских и континентальных (отчасти на Среднем и почти нацело на Северном Тимане) условиях. При этом начало франского времени здесь ознаменовалось интенсивным проявлением эффузивной деятельности.

Принципиально иной характер имеют отложения эйфельско-турнейского структурного подэтажа в Печоро-Кожвинской зоне. Здесь, как и на юге Печорской впадины, уверенно различаются те же три формации:

песчано-глинистая, глубоководная битуминозная карбонатная и глинисто-карбонатная. Стратиграфические диапазоны этих формаций остаются почти неизменными, однако их мощность резко возрастает.

Наиболее полный разрез нижней и средней формаций рассматриваемого структурного подэтажа вскрыт в северной части Печоро-Кожвинского вала опорной скв. Мутный Материк (см. фиг. 85), которая при забое 2197,2 *м* была остановлена в отложениях живета (Добротворская, 1959). Мощность изученной части песчано-глинистой формации в этой скважине превышает 1240 *м*, тогда как даже в крайних восточных разрезах восточной структурно-фациальной зоны юга Печорской впадины общая суммарная мощность этой формации вчетверо меньше.

Известный разрез нижней (среднедевонской) части песчано-глинистой формации (свыше 792 *м*) начинается чередованием светло-серых песчаников, реже темно- и зеленовато-серых алевролитов с темно-серыми, преимущественно сидеритовыми глинами. Выше такие же алевролиты переслаиваются с песчаниками, сидеритовыми глинами и заключают прослои конгломератов с сидеритовыми гальками и прослои брекчиевидных алевролитов с обломками сидеритовых глин. Наконец, вверху прослеживаются темно-серые, почти черные, аргиллитоподобные сидеритовые глины, сменяющиеся темными зеленовато-серыми алевритистыми глинами с примесью пирокластического материала и прослоями алевритистых глинистых туффитов.

Верхняя (верхнедевонская) часть песчано-глинистой формации начинается алевролитово-глинистыми пашийскими отложениями (около 212 *м*). Темно-серые кварцево-туффитовые песчаники и алевролиты их основания содержат прослои глин. Выше в темных зеленовато-серых глинах встречаются прослои алевролитов, а вверху — прослои шоколадно-коричневых глин. Еще выше темные зеленовато-серые косослоистые, большей частью туффитовые алевролиты и песчаники заключают прослои туффитов и глин. Разрез формации заканчивается пестрыми глинами кыновского горизонта (236 *м*). Внизу глины темные зеленовато-серые и серовато-зеленые, шоколадно-коричневые, шоколадно-серые и красно-коричневые с прослоями зеленовато- и темно-серых песчаников и алевролитов, содержащих значительную примесь переотложенного пирокластического материала. Вверху преобладают зеленовато-серые глины, которые в кровле заключают прослои коричневатых и шоколадно-серых глин и линзовидные прослойки известняков. Для отложений кыновского горизонта в целом характерно наличие конкреций, линз и обильных сферолитов сидерита.

Таким образом, в верхней части рассматриваемой формации, в пашийских и в низах кыновских отложений, наблюдается повышенное содержание туффитового материала, что выявляет их сходство с синхронными отложениями Тимана. Пластовые залежи диабазов, столь характерные для низов среднего девона Тимана, в зоне Печоро-Кожвинского вала ранее были неизвестны. Лишь в 1968 г. скв. Дзеля-Терехевей-4 вскрыла пластовую залежь габбро-диабазов (свыше 60 *м*) и была в ней остановлена. Мощность вышележащих среднедевонских отложений в разрезе этой скважины составляет около 1300 *м*.

Глубоководная битуминозная формация франского яруса, как и в восточной структурно-фациальной зоне юга Печорской впадины, в Печоро-Кожвинской зоне начинается темными, серыми и зеленовато-серыми известковистыми аргиллитоподобными глинами саргаевского горизонта (до 160 *м*), заключающими вверху тонкие линзовидные прослои мергелей и известняков. Выше в ее составе выделяются типичные отложения доманиковой свиты (до 250 *м*), самая верхняя часть которых, как и в восточной структурно-фациальной зоне юга Печорской впадины, может быть, отвечает нижним слоям мендымской свиты.

Сероцветная глинисто-карбонатная формация верхов франского яруса — турне в нижней (франской) части сложена терригенно-карбонатной, глинистой и карбонатной толщами. Терригенно-карбонатная толща (до 320 *м*) представлена в основании переслаиванием темно-серых глинистых алевролитов, песчаников и глин, а выше — чередованием известняковых конгломерато-брекчий, известняков, иногда мергелей, известковистых глин, алевролитов и песчаников. Глинистая толща (686 *м*) образована серыми и зеленовато-серыми, иногда с буровато-фиолетовым оттенком, глинами, в разной степени известковистыми и заключающими прослои мергелей. Карбонатная толща (48 *м*) представлена известняками, внизу глинистыми, выше доломитизированными и переходящими в доломиты.

Мощность нижней (франской) части рассматриваемой формации в разрезах Мутноматериковой антиклинали составляет 1054 *м*, но суммарная ее мощность, судя по разрезам Мутноматериковой и Кыртаиольской антиклиналей, больше и достигает 1420 *м*.

Верхняя (фаменско-турнейская) часть формации образована известняками, которые внизу содержат прослои песчаников и алевролитов, а выше чередуются с мергелями и глинами. Самые верхние горизонты формаций, принадлежащие уже к турнейскому ярусу, сложены относительно равномерным чередованием пачек темно-серых глин и известняков.

Мощность верхней части глинисто-карбонатной формации достигает 1430 *м* (суммарная мощность отложений франского яруса по разрезам Мутноматериковой, Кыртаиольской и Каменской антиклиналей составляет 1268 *м*, а суммарная мощность отложений турне — 162 *м*). Общая мощность данной формации 2850 *м*.

Суммарная мощность рассматриваемого структурного подэтажа в Печоро-Кожвинской зоне дастигает 4500 *м*, причем самая нижняя его часть скважинами не пройдена. Истинная мощность известной части разреза, определенная с учетом возможных колебаний мощности отдельных формаций, равна 3500—4000 *м* и по сравнению с разрезами юга Печорской впадины аномально велика — она по меньшей мере втрое превышает полную истинную мощность отложений данного структурного подэтажа (1200—1250 *м*) в крайних восточных разрезах, смежных с Верхнепечорской ванной Предуральского краевого прогиба. Судя по определенной расчетами вероятной глубине залегания фундамента, в Печоро-Кожвинской зоне достаточно полно и мощно развиты отложения и подстилающих структурных этажей — силурийского и ордовикского (см. фиг. 53).

К северо-востоку от Печоро-Кожвинского вала, в Денисовском прогибе, мощность отложений рассматриваемого структурного подэтажа, вероятно, также значительна и остается большой в пределах Большеземельской тундры. Так, в опорной скв. Усть-Уса, остановленной в отложениях домаииковой свиты при забое 2958 *м*, общая вскрытая мощность девона достигает 892 *м* при мощности карбонатных пород фаменского яруса 519 *м* (отложения турне здесь отсутствуют). Напомним, что в западной структурно-фациальной зоне юга Печорской впадины общая мощность всего рассматриваемого структурного подэтажа соизмерима с мощностью отложений фамена в опорной скв. Усть-Уса.

Приведенные данные показывают, что распределение фаций и мощностей отложений эйфельско-турнейского структурного подэтажа было дифференцированным. В целом оно было подчинено меридиональным, уральским, направлениям, но в то же время в строении этого подъяруса отчетливо ощущается влияние северо-западных, тиманских, направлений (Тиман, Печоро-Кожвинская зона).

Визейско-артинский структурный подэтаж от эйфельско-турнейского подэтажа отделен региональным перерывом, который наименее отчетливо выделяется в разрезах, тяготеющих к Верхне-

печорской ванне Предуральского краевого прогиба. Этот подэтаж образован сероцветной прибрежно-морской песчано-глинистой формацией нижнего визе— начала верхнего визе и сероцветной морской карбонатной формацией верхнего визе — артинского яруса. В составе последней различаются карбонатная субформация верхнего визе — башкирского яруса, глинисто-карбонатная субформация низов московского яруса и карбонатная субформация верхов московского яруса — артинского яруса.

Песчано-глинистая формация нижнего визе — низов верхнего визе является трансгрессивной, а ее границы скользящими: к востоку нижние и верхние слои ее песчано-глинистых отложений замещаются карбонатными породами. Она сложена различными по тону серыми глинами, которые в разных соотношениях чередуются с аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Для средней части формации (для бобриковского горизонта среднего визе) характерны более темная окраска пород, прослои углистых сланцев и линзы углей. В верхней части формации (в низах алексинского горизонта верхнего визе) появляются пестрокрашенные глины и аргиллиты.

Упомянутая формация соответствует малиновскому надгоризонту нижнего визе, яснополянскому надгоризонту среднего визе и нижней части алексинского горизонта верхнего визе. К востоку терригенные отложения малиновского надгоризонта замещаются известняками, а яснополянского надгоризонта — глинистыми известняками. Предшествующий ее накоплению перерыв в осадконакоплении был различным по продолжительности, причем более длительным на западе, где отложения визе трансгрессивно залегают непосредственно на породах нижнего фамена. Напротив, к востоку стратиграфический диапазон этого перерыва все более сокращается.

Мощность песчано-глинистой формации нижнего визе — низов верхнего визе на юге Печорской впадины не превышает 20 *м*, но по мере приближения к Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба, одновременно с увеличением содержания карбонатных пород, резко возрастает до 350 *м*. В Печоро-Кожвинской зоне она достигает 120 *м*.

Начинающая карбонатную формацию верхнего визе — артинского яруса карбонатная субформация верхнего визе — башкирского яруса более однородна. В нижней (верхневизейской) части она представлена доломитизированными известняками, доломитами и известняками, а в верхней (намюрско-башкирской) — органогенными известняками. К западу содержание доломитизированных известняков и доломитов в нижней части субформации возрастает, причем они появляются даже в нижних слоях ее верхней части (среди отложений намюра). В восточных разрезах стратиграфический диапазон этой субформации увеличивается за счет присоединения к ней карбонатных пород среднего и нижнего визе.

Мощность субформации на юге Печорской впадины в притиманских разрезах не превышает первых десятков метров, но к северо-востоку (к Печоро-Кожвинской зоне), востоку (к Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба) и северу (к низовьям р. Печоры) возрастает до 200 *м* и более. В Печоро-Кожвинской зоне она сокращается до 80—130 *м*, но к северо-востоку вновь увеличивается и в районе опорной скв. Усть-Уса достигает 500 *м*. Здесь в составе отложений карбона, представленных только карбонатными породами, обособляется мощная (до 164 *м*) ангидритовая пачка, относящаяся к верхам визе (к стешевскому и тарусскому горизонтам).

Глинисто-карбонатная субформация низов московского яруса отличается преобладанием глинистых известняков и наличием прослоев глин, реже — алевролитов и песчаников. Для ее глин характерна различная по тону серая и зеленовато-серая окраска, но в притиманских разрезах в верхах субформации эти глины местами бывают коричнево-красными

и фиолетовыми. Характер распределения мощностей субформации в общих чертах сохраняется, причем на юге Печорской впадины ее мощность колеблется от 70 до 170 *м*.

Карбонатная субформация верхов московского яруса — артинского яруса образована органогенными известняками, которые в ее нижней (относящейся к карбону) части в западных разрезах доломитизированы и содержат прослои доломитов. Для самых нижних слоев ее разреза (для верхнемосковского подъяруса) характерны окремненные известняки и конкреции кремня. На севере, в районе г. Нарьян-Мар, а также на широтном отрезке течения р. Печоры, близ пос. Кипиево, среди ассельско-сакмарских известняков появляются глинисто-алевритовые прослои. На юге, у западной окраины Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба, в верхней части субформации (в верхах верхнего карбона — низах артинского яруса) слоистые известняки сменяются рифогенными. Последние далее к востоку замещаются исключительно терригенными породами, составляющими обособленную морскую сероцветную молассовую формацию Предуральского краевого прогиба.

Мощность карбонатной субформации в наиболее полных разрезах достигает 400—450 *м*, но подвержена резким колебаниям. Так, мощность отложений верхнемосковского подъяруса варьирует от 70 до 120 *м*, верхнего карбона — от 25 до 185 *м*, ассельского и сакмарского ярусов — от 35 до 260 *м*, тогда как мощность артинского яруса, отложения которого известны только в крайних восточных разрезах юга Печорской впадины, изменяется от нескольких метров до первых десятков метров.

После краткого обзора отложений, составляющих визейско-артинский структурный подэтаж, необходимо определить характер изменений его общей мощности. На широтном отрезке течения р. Печоры, в районе Щельяюра и Кипиево, она равна 900 *м*, но не превышает в районах Верхней Сэбыси — 659 *м*, Малой Перы — 500 *м*, Ираиоля — 550 *м*, Виса — 600 *м*, Западного Тэбука — 400 *м*, Большой Перы — 300 *м*, Северного Савинобора — 350 *м*, Пашни — 600 *м* (см. фиг. 87). Наметившаяся для эйфельско-турнейского структурного подэтажа общая тенденция к последовательному увеличению мощности на восток, к Уралу, постепенно утрачивается. Печоро-Кожвинская зона уже не являлась полосой сосредоточения аномально больших мощностей — в ее пределах общая суммарная мощность визейско-артинского структурного подэтажа не превышает 250 *м*, что, вероятно, обусловлено начавшимся формированием структур Печоро-Кожвинского вала. Однако к северо-востоку от него, в Большеземельской тундре, мощность этого подэтажа, вероятно, значительна. Так, в опорной скв. Усть-Уса она достигает 640 *м* (мощность отложений нижнего карбона составляет 367 *м*, среднего карбона — 231 *м*, верхнего карбона — 42,6 *м*), хотя песчано-глинистая формация нижнего визе — низов верхнего визе, а также нижнепермские отложения верхов карбонатной формации в разрезе этой скважины отсутствуют.

Исключительно дифференцированными являются разрезы рассматриваемого структурного подэтажа на Тимане. По данным В. П. Бархатовой (1963), с современными выходами фундамента здесь в первом приближении совпадала цепочка островов или отмелей. На восточных склонах Северного и Среднего Тимана мощность этого структурного подэтажа сокращена, из его состава выпадает песчано-глинистая формация нижнего визе — низов верхнего визе, а также отложения большей части башкирского яруса, низов московского яруса, касимовского яруса и низов оренбургского яруса. Карбонатная формация верхнего визе — низов артинского яруса в нижней (каменноугольной) части (до 150 *м*) содержит рифовые образования и прослои песчанистых известняков, а в верхней (нижнепермской) части (до 100—120 *м*) — прослои песчанистых доломитов.

На западе Северного Тимана нижняя часть (до 140 *м*) рассматриваемого структурного подэтажа (до нижних горизонтов московского яруса включительно) представлена чередованием пестроцветных песчано-глинистых пород, реже — мергелей, известняков и доломитов. Его верхняя часть (до 380 *м*) образована почти исключительно известняками и доломитами.

На западном склоне Среднего Тимана в составе данного структурного этажа отсутствуют отложения нижнего и низов среднего карбона. Отложения от верхов среднего карбона до артинского яруса включительно (до 180 *м*) представлены доломитизированными известняками и доломитами, причем последние в отложениях нижней перми преобладают. Юго-восточнее, в бассейне р. Вымь, в основном развиты терригенно-карбонатные отложения среднего карбона (около 200 *м*) и ангидритово-терригенно-доломитовые отложения нижней перми (до 350 *м*).

Отчетливые различия состава отложений визейско-артинского структурного подэтажа на восточном и западном склонах современного Тиманского кряжа свидетельствуют о дифференцированных движениях блоков его фундамента.

Заканчивая обзор отложений рассматриваемого структурного подэтажа, необходимо кратко охарактеризовать синхронную самым верхам его верхней карбонатной формации морскую сероцветную молассовую формацию, начинающую формационный ряд Предуральского краевого прогиба и прослеживающуюся над известняками сакмарского яруса. В Верхнепечорской ванне она представлена переслаиванием известковистых аргиллитов, песчаников и алевролитов. В ее основании преобладают аргиллиты, выше — песчаники, чередующиеся с аргиллитами, а верхнюю часть слагают разнозернистые полимиктовые песчаники с обильным растительным детритом. На юге Верхнепечорской ванны, в Курьинской депрессии, мощность этой формации достигает 700 *м* (Вассерман, Богацкий, 1964).

Севернее, в бассейне р. Ильич, состав формации становится более грубым и среди ее песчаников и аргиллитов появляются пачки конгломератов. Однако в западном направлении кластический материал постепенно полностью исчезает. На западной окраине Верхнепечорской ванны в составе артинских отложений (до 80—120 *м*) преобладают известковистые аргиллиты с прослоями известняков. Уменьшается содержание кластического материала и к северу, по простиранию Верхнепечорской ванны. Так, на Вуктыльской антиклинали маломощные (до 100 *м*) артинские отложения представлены внизу известняками, вверху — мергелями.

Артинской сероцветной молассе Предуральского краевого прогиба в Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы синхронна сероцветная молассовая формация, начинающая его формационный ряд. Она включает гусиную, бельковскую и талатинскую свиты юньягинской серии (в состав последней здесь обычно включается соответствующая ассельскому и сакмарскому ярусам сезымская свита, образованная желтоватыми, розоватыми и зеленоватыми глинистыми известняками и мергелями).

Упомянутая сероцветная моласса представлена серыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, ритмичность чередования которых выражена неясно. Они обычно заключают глинисто-известковистые и кремнисто-глинистые конкреции. В верхней ее части (в талатинской свите) эти конкреции редки, а на востоке появляются прослои, обогащенные растительным детритом, и углистые прослои (Афанасьев, 1968).

Сероцветная моласса ложится либо непосредственно на отложения сезымской свиты, либо на отложения карбона, иногда даже нижнего. В наиболее восточных разрезах Карской и Косью-Роговской ванн, а так-

же в Лемвинском синклинории нижнепермские отложения представлены флишеподобным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, причем не исключено, что они составляют самостоятельную формацию (Перфильев, 1968).

Мощность сероцветной молассовой формации в восточных и северных разрезах Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы достигает 1800 *м*. В южной части Косью-Роговской ванны она снижается до 300—400 *м*, причем терригенные породы постепенно замещаются карбонатными отложениями сарьюгинской свиты (Афанасьев, 1968).

Накопление артинской сероцветной молласы отвечает началу общего воздымания уралид и фиксирует время заложения на их западном ограничении Предуральского краевого прогиба, а на их северном погружении — Северного переклинального прогиба Уральской складчатой системы (Журавлев, 1964б).

Кунгурско-триасовый структурный подэтаж образован сероцветной лагунно-морской сульфатно-карбонатно-терригенной формацией кунгура и красноцветной молассоидной формацией верхней перми и триаса. Накопление его отложений совпало по времени с активным формированием Предуральского краевого прогиба и Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. В юго-западной части Печорской впадины сульфатно-карбонатно-терригенная формация кунгура перекрывает карбонатную субформацию верхов московского яруса — артинского яруса, причем обычно залегает на ее ассельско-сакмарских отложениях.

Нижняя, преимущественно карбонатная, часть данной формации образована серыми доломитизированными известняками, переслаивающимися с мергелями (внизу преобладающими) и содержащими прослои глин, алевролитов, песчаников, гипсов и ангидритов. Верхняя, в основном глинистая, ее часть представлена чередованием темно- и зеленовато-серых глин, иногда алевритистых или известковистых и переходящих в мергели, темно-серых и серых известковистых алевролитов и разнозернистых песчаников.

Общая мощность сульфатно-карбонатно-терригенной формации обычно не превышает 100 *м*, но снижается до первых десятков метров в притиманских разрезах. Ничтожна она и на склонах Тимана: так, на восточном склоне Среднего Тимана, по рекам Цильме и Мыле, ей, возможно, отвечает пачка (до 10 *м*) оолитовых известняков и перекрывающих их гипсов, загрязненных примесью красного глинистого материала. Севернее, на восточном склоне Северного Тимана, по р. Суле, этой формации соответствует также маломощная пачка доломитизированных пород с богатой морской фауной. На большей части собственно Тимана отложения, синхронные рассматриваемой формации, либо отсутствуют, либо их мощность не превышает нескольких метров.

Напротив, по мере приближения к Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба мощность сульфатно-карбонатно-терригенной формации заметно и последовательно возрастает, и в ее составе роль карбонатных и сульфатных пород увеличивается. Так, на крайнем юге Печорской впадины нижняя часть этой формации (филипповский горизонт кунгура) представлена чередованием в различной степени глинистых и разных по тону серых доломитизированных известняков, темно-серых, серых и зеленовато-серых, иногда красновато-коричневых глин, реже — глинистых песков и песчаников, голубых и голубовато-серых ангидритов, а также гипсов. Верхняя ее часть (иреньский горизонт кунгура) внизу карбонатно-ангидритовая, а вверху — гипсово-глинистая.

Неподалеку от Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба (в районах Джебола и Тыбью) нижняя часть рассматриваемой фор-

мации образована последовательной сменой таких пачек: глинисто-карбонатной (7—41 *м*), нижней ангидритовой (9—47 *м*), нижней карбонатной (6—58 *м*), верхней ангидритовой (6—97 *м*) и верхней карбонатной (3—52 *м*).

Восточнее, в Курьинской депрессии Верхнепечорской ванны, глинисто-карбонатная пачка замещается глинисто-песчаной пачкой (до 46 *м*), нижняя карбонатная пачка — пачкой песчаников, алевролитов и глин, а верхняя карбонатная пачка — песчано-глинистой пачкой (13—37 *м*). Отсюда на север происходит последовательная смена ангидритов доломитизированными известняками и доломитами.

Верхняя часть сульфатно-карбонатно-терригенной формации близ Верхнепечорской ванны внизу образована чередованием ангидритовых пачек с пачками доломитов и долмитизированных известняков. Первая (23—131 *м*), третья (25—83 *м*) и пятая (16—120 *м*) пачки сложены ангидритами, а вторая (до 22 *м*) и четвертая (3—28 *м*) — доломитами и доломитизированными известняками. Выше залегают темно-серые алевритистые или карбонатные глины, иногда переходящие в алевриты, алевролиты или мергели и нередко заключающие прослои гипсов и ангидритов.

Соотношения между перечисленными породами заметно изменяются в Курьинской депрессии Верхнепечорской ванны, где сначала карбонатные, а затем и ангидритовые пачки замещаются темно-серыми загипсованными глинами с пачками (до 25 *м* и более) зеленовато-серых полимиктовых песчаников и алевритов. Еще более резкое изменение претерпевает самая верхняя часть формации — гипсово-глинистая толща, которая нацело замещается соленосной толщей. Нижняя пачка последней (100—350 *м*) представлена каменной солью с небольшой примесью глин и ангидритов. Ее средняя пачка (30—40 *м*) образована чередованием сильвинитов, карналитов, каменной соли и глин, причем прослои сильвинитов и карналитов (1,0—3,5 *м*) весьма выдержаны и прослеживаются на расстоянии до 25—30 *км*. Наконец, ее верхняя пачка (10—20 *м*) сложена каменной солью с многочисленными прослоями глин и ангидритов. Таким образом, в южной части Верхнепечорской ванны, в Курьинской депрессии, обособляется соленосная формация кунгура (до 750—800 *м*, включая ее нижнюю, гипсово-глинистую, часть). Отсюда вдоль Урала она прослеживается далеко на юг, к Прикаспийской впадине, как непременная составная часть формационного ряда Предуральского краевого прогиба. Однако на север соленосные отложения постепенно замещаются сероцветными сульфатно-карбонатно-терригенными, а последние — сульфатно-терригенными, мощность которых даже в восточных разрезах Верхнепечорской и Большесынинской ванн не превышает 500—600 *м*.

Еще севернее, в Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы, соленосной формации соответствует угленосная паралическая формация — лекворкутинская (нижневоркутская) свита воркутской серии нижней перми. Она сложена ритмично чередующимися серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями и пропластками каменных углей. Ее нижняя, аячьягинская, подсвита заключает горизонты с морской фауной, а верхняя, рудницкая, подсвита — горизонты с морской, солоноватоводной и пресноводной фауной. В аячьягинской подсвите содержатся известковистые, анкерито-известковистые и железисто-кремнисто-глинистые конкреции, а в рудницкой подсвите — анкеритовые, известково-анкеритовые и сидеритовые конкреции. Угленосность аячьягинской подсвиты низкая, тогда как рудницкая подсвита — основная угленосная толща Печорского угольного бассейна— заключает наиболее выдержанные и чистые пласты угля. В целом угленосность формации возрастает к северу, причем в том же направлении состав ее пород становится более грубым и даже появляются пласты конгломератов (на севе-

ро-восточном борту Коротаихинской ванны). Напротив, к югу и юго-западу облик формации становится более мористым, а карбонатность ее пород возрастает. Соответственно изменяется и ее мощность — от 1300 *м* на севере до 120 *м* на юге и юго-западе (Афанасьев, 1968; Чернов, 1968).

Таким образом, на стратиграфическом уровне, отвечающем кунгуру, на юго-западе Печорской впадины прослеживается сероцветная лагунно-морская сульфатно-карбонатно-терригенная формация, в южной части Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба — соленосная формация, а в Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы — угленосная паралическая формация. Эти формации связаны последовательными переходами, но в типичном развитии приурочены к вполне определенным тектоническим структурам.

В юго-западной части Печорской впадины над сероцветной лагунно-морской сульфатно-карбонатно-терригенной формацией залегает красноцветная лагунно-континентальная молассоидная формация верхней перми и триаса, которая является типично аллохтонной (в понимании Н. С. Шатского). В составе ее отложений обнаружены вклинивающиеся прослои с морской фауной в низовьях р. Печоры (район г. Нарьян-Мар) и на широтном отрезке ее течения (район пос. Кипиево), а также в притиманских разрезах (по рекам Скитской, Нерицкой, Кедве) и в южной части Печоро-Кожвинского вала на Печоргородской структуре (Коновалова, Сливкова, 1964). Прослои с морской фауной оленекского яруса нижнего триаса встречены в Большесынинской ванне Предуральского краевого прогиба (Чалышев, 1965). Их присутствие свидетельствует о том, что на определенных стадиях накопления отложений рассматриваемой формации в Печорскую впадину проникали с севера языки морских ингрессий.

Изменения состава отложений красноцветной молассоидной формации верхней перми и триаса имеют закономерную направленность. На Тимане она развита преимущественно по его склонам и отчасти в депрессиях, проникающих в его пределы, причем в составе формации в основном участвуют красноцветы татарского яруса. Они в наиболее полном объеме распространены вдоль западного склона Тимана, но резко сокращены на его восточном склоне, обращенном к внутренним районам Печорской впадины.

На севере Печорской впадины, в низовьях р. Печоры, нижняя часть рассматриваемой формации (отождествляемая с уфимским ярусом) представлена сероцветными песчано-глинистыми отложениями (55—137 *м*), которые юго-восточнее, между р. Шапкина и широтным отрезком течения р. Печоры, все чаще чередуются с красноцветными песчаниками, алевролитами и глинами. На юге Печорской впадины нижняя часть этой формации (до 450 *м*) образована переслаиванием красноцветных, изредка сероцветных глин, алевролитов и песчаников, местами гипсоносных. Глины ее зачастую известковисты и содержат многочисленные конкреции известняков, реже — прослои мергелей, гипсов и ангидритов. Алевролиты и песчаники слагают линзовидные прослои (2—12,5 *м*) и нередко косослоисты.

При приближении к Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба в составе нижней части красноцветной молассоидной формации начинают заметно преобладать алевролиты, песчаники, появляются прослои гравелитов. Близ Верхнепечорской ванны и в ее пределах в основании формации обособляются сероцветные алевролиты и песчаники (70—200 *м*) с редкими прослоями глин, глинистых известняков и мергелей. Их принято считать отложениями соликамского горизонта, которые в более северо-западных разрезах Печорской впадины либо размыты, либо фациально замещаются красноцветными терригенными породами. Однако не исключено, что в действительности они принадлежат к верх-

ней части подстилающей сульфатно-карбонатно-терригенной (а в Верхнепечорской ванне — соленосной) формации, стратиграфический диапазон которой на крайнем востоке расширяется. Мощность вышележащих собственно красноцветных отложений нижней части уже не молассоидной, а типично молассовой формации в Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба достигает 650 *м*.

Средняя часть красноцветной молассоидной формации (отвечающая казанскому и татарскому ярусам) только на севере Печорской впадины, в низовьях р. Печоры, и внизу разреза представлена преимущественно сероцветными песчано-глинистыми отложениями. Южнее, в бассейне рек Нерицы и Скитской, она сложена темно-серыми глинами, серыми и розовыми мергелями, алевролитами и песчаниками с прослоями глинистых известняков и редкими пропластками углистых глин и углей. Мощность этих карбонатно-терригенных отложений достигает 156 *м*.

На юге Печорской впадины средняя часть красноцветной молассоидной формации (220—310 *м*) образована красно-бурыми и серыми глинами с подчиненными прослоями песчаников и мергелей, а вверху — с тонкими прослоями углистых аргиллитов и углей. В ее основании иногда прослеживается пласт песчаников, местами гравийных.

К юго-востоку облик средней части рассматриваемой формации изменяется: в ее составе преобладают песчаники и алевролиты с редкими прослойками гравелитов, глин и мергелей. Песчаники и алевролиты серые, зеленовато-серые и бурые, полимиктовые, часто глинистые и известковистые. Глины коричневые, серые, темно-серые и красно-бурые, иногда алевритистые и известковистые, с конкрециями известняков, мергели серые и буровато-серые. Мощность средней части красноцветной, уже молассовой, формации возрастает к востоку и в наиболее полных разрезах Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба составляет не менее 650 *м*.

В Большесынинской ванне Предуральского краевого прогиба отложения средней части формации (до 550 *м*) представлены темно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами и глинами, в разной степени песчанистыми и алевритистыми, с прослоями глинистых песчаников. Глины внизу иногда приобретают красно-бурую, а вверху — бурую и коричневато-бурую окраску (Солнцев, Литвиненко, 1964).

В Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы нижней и средней частям красноцветной молассовой формации соответствует сероцветная континентальная молассовая формация — интинская (верхневоркутская) свита воркутской серии и печорская серия, образованная сейдинской и тальбейской свитами.

Нижняя часть этой формации (интинская свита) сложена серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, заключающими прослои и пачки конгломератов, а также сидеритовые и, реже, анкеритово-сидеритовые конкреции. В ее западных разрезах встречаются горизонты с морской фауной, а в восточных — пласты высокозольных углей. Мощность нижней части сероцветной молассовой формации в Коротаихинской ванне достигает 1100 *м*, но в Косью-Роговской ванне местами снижается до 250 *м* (Афанасьев, 1968; Чернов, 1968).

Верхняя часть формации (печорская серия) связана с ее нижней частью постепенными переходами, однако отличается значительно более грубозернистым составом, наличием мощных пластов углей в западных и мощных пачек конгломератов в восточных разрезах. В ее верхах появляются горизонты с пресноводной фауной. Конкреции в ее составе исключительно сидеритовые, причем местами они образуют рудоносные слои. Мощность верхней части формации в западных разрезах не превышает 900 *м*, но к востоку и северо-востоку возрастает до 3400 *м* (Афанасьев, 1968; Чернов, 1968).

Общая суммарная мощность сероцветной континентальной молассовой формации Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы достигает 4500 *м* и по меньшей мере в шесть раз превышает мощность синхронных ей нижней и средней частей красноцветной континентальной молассоидной формации Печорской впадины.

На севере Печорской впадины, в низовьях р. Печоры, верхняя часть красноцветной молассоидной формации (отвечающая триасу) четко разделяется на три пачки, по-видимому, соответствующие нижнему, среднему и верхнему триасу: глинистую (до 170 *м*), песчаниковую (до 55 *м*) и алевролитово-глинистую (до 283 *м*). Нижняя пачка образована красно- и пестроцветными глинами с прослоями рыхлых песчаников и алевролитов. Средняя пачка сложена серыми и светло-серыми, до белых, мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослойками глин. Верхняя пачка представлена чередованием темно-серых, часто зеленоватых и иногда буровато-коричневых глин, зеленовато-серых алевролитов и серых, иногда слабо известковистых, песчаников.

На юге Печорской впадины в верхней части красноцветной молассоидной формации (195—228 *м*) преобладают коричневые, красно-бурые и темно-серые глины, переслаивающиеся с зеленовато- и буровато-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с глинистым или известковистым цементом и заключающие редкие прослои алевролитов и известняков (Иванов и др., 1959; Чалышев и др., 1965).

В Предуральском краевом прогибе верхняя часть красноцветной молассовой формации (до 600—1000 *м*) в основном сложена песчаниками. В Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы ей соответствует залегающая над сероцветной молассовой формацией верхней перми пестроцветная континентальная молассовая формация триаса. В ее основании в Коротаихинской ванне по р. Хейяге прослеживается пластовая залежь базальтов (до 50 *м*), среди которых различаются базальты, базальтовые порфириты и гиалобазальты (Миклухо-Маклай, 1961). Южнее, у гряды Чернышева, базальтовая толща состоит из десяти базальтовых пластов, разделенных прослоями вулканического стекла или аргиллитов. Над базальтами залегает хейягинская серия, нижнехейягинская свита которой (до 1200 *м*) является пестроокрашенной, песчано-конгломератовой. К западу ее конгломераты постепенно замещаются песчаниками, а песчаники — алевролитами, и вся толща становится алевритово-аргиллитовой. Верхнехейягинская свита (до 1200 *м*) отличается преобладанием серой окраски пород, их более правильным, циклическим, переслаиванием и появлением редких прослоев углистых аргиллитов и бурых углей (Афанасьев, 1968; Чернов, 1968).

Рассмотренной красноцветной молассоидной формацией заканчивается формационный ряд среднедевонско-триасового структурного этажа платформенного чехла Печорской впадины. Закономерность смены составляющих его формаций и распределение их мощностей были неразрывно связаны с развитием геосинклинальной системы уралид и им контролировались. В послетриасовое время, как увидим ниже, эти связи утрачиваются.

Среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж

Среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж охватывает отложения от средней юры до альба включительно, причем в его составе обособляются сероцветная континентальная угленосная формация средней юры, сероцветная морская песчано-глинистая формация верхней юры и неокома с субформациями: песчано-глинистой (келловей — кимеридж), карбонатно-глинистой (волжский ярус) и песчано-глинистой (неоком). Верхнюю

часть этажа образует сероцветная континентальная песчано-глинистая формация апт-альба. Формированию этого структурного этажа предшествовала принципиальная перестройка структурного плана. Его отложения локализованы в плоских впадинах, лежащих к юго-западу и северо-востоку от Печоро-Кожвинского вала, воздымающихся на юго-восток, к Уралу, и плавно погружающихся на северо-запад и север, к Баренцеву морю.

В основании среднеюрско-нижнемелового структурного этажа залегает угленосная формация средней юры, которая с резким размывом и часто с отчетливым угловым несогласием перекрывает породы триаса и палеозоя до девона включительно. Это особенно четко заметно на северо-восточном склоне Тиманского кряжа, где данная формация сложена белыми кварцевыми песками, преимущественно мелкозернистыми, но внизу (а по мере приближения к Тиману и выше по разрезу) разнозернистыми, с линзами конгломератов, состоящих из гальки кварца и кварцитов. К северо-востоку от Тимана галька и гравий в песках встречаются реже, но появляются прослои серых и темно-серых глин с растительными остатками. Наконец, на еще большем удалении от Тимана, в низовьях рек Ижмы и Печоры, в верхах формации эти глины уже равномерно и тонко чередуются со светло-серыми и почти белыми кварцевыми алевритами, а в ее разрезе появляются прослои лигнитов и бурых углей. Соответственно возрастает мощность формации: если на северо-восточной периферии Тиманского кряжа она не превышает первых десятков метров, то в низовьях р. Печоры, в районе г. Нарьян-Мар, достигает 140 *м*.

Такой же характер эта формация сохраняет и к северо-востоку от Печоро-Кожвинского вала — в низовьях рек Лаи, Усы и ее правого притока — р. Колвы. Мощность формации по скважинам здесь меньшая (до 60 *м* в низовьях Усы и Колвы), но в глубь Большеземельской тундры несомненно резко возрастает. Напротив, к гряде Чернышева она сокращается (до 26 *м* по р. Адзьве, до 48 *м* по р. Хоседаю), причем состав формации становится более грубым, и в ее разрезах появляются линзы галечников.

Таким образом, на начальном этапе формирования среднеюрско-нижнемелового структурного этажа на обширных прибрежных равнинах Печорской впадины шло накопление угленосной формации средней юры, более грубой по составу на северо-восточном склоне Тимана и на западном склоне гряды Чернышева.

Более сложным строением отличается сероцветная морская формация верхней юры и неокома. В основном она является песчано-глинистой, но в ее средней части обособляется карбонатно-глинистая субформация волжского яруса.

Ее нижняя, песчано-глинистая, субформация (келловей — кимеридж) представлена серыми алевритовыми глинами, глинистыми песками, песчаниками и алевролитами. При этом отложения келловея в той или иной мере известковисты и содержат линзы алевритовых известняков и сидеритов. Породы оксфорда обогащены глауконитом, заключают стяжения фосфоритов, линзы известняков, а также прослои (до 0,5 *м*) оолитовых лептохлоритовых железных руд (в низовьях рек Печоры, Колвы, Адзьвы и Хоседаю). Для отложений кимериджа, выделенных далеко не повсеместно, характерен более темный, нередко почти черный цвет глин.

Для нижней субформации, как и для угленосной формации средней юры, характерно последовательное изменение фаций при приближении к северо-восточному склону Тимана и к западному склону гряды Чернышева. Центральным частям плоских мезозойских впадин, вероятно, отвечали приглубые районы морского позднеюрского бассейна, в которых накапливались отложения соответствующего фациального облика. Однако

близ Тимана и гряды Чернышева они постепенно сменялись мелководными, прибрежными, маломощными, преимущественно песчаными отложениями, обогащенными гравием и галькой, обломками обугленной древесины и растительным детритом. Наличие в составе субформации прослоев оолитовых лептохлоритовых железных руд и их широкое площадное распространение свидетельствуют о существенном привносе соединений железа с размывавшейся суши, о широком разносе их морскими течениями и осаждении в условиях мелководья. Во время накопления этой субформации Тиманский кряж, вероятно, был областью мелководья, в пределах которой обособлялись низменные острова.

Мощность нижней, песчано-глинистой, субформации, по-видимому, может достигать первых сотен метров. По скважинам максимальная мощность отложений келловея и оксфорда установлена в низовьях р. Печоры, где она соответственно равна 91 и 33 *м*. Наибольшая мощность отложений кимериджа (81 *м*) выявлена в низовьях р. Адзьвы (Дедеев и др., 1965).

Средняя, карбонатно-глинистая, субформация (волжский ярус) представлена серыми алевритистыми глинами, чередующимися с глинистыми алевролитами, алевритами, песчаниками и мергелями. Отложения ее нередко обогащены глауконитом, причем в основнии субформации иногда прослеживаются либо глауконитовые пески с желваками фосфоритов (по р. Печорской Пижме), либо известковистые глауконитовые алевролиты с фосфатно-мергелистыми стяжениями (по р. Лае), либо ауцелловые ракушняки (в низовьях р. Цильмы). Несколько выше по разрезу местами встречаются прослои шаровидных фосфатно-известковистых конкреций (по р. Ижме). Грубые, прибрежные, фации в составе этой субформации неизвестны, однако необходимо учитывать, что границы ее современного распространения являются эрозионными и целиком вписываются в контуры распространения нижней, песчано-глинистой, субформации.

Для карбонатно-глинистой субформации характерно появление своеобразной фации горючих сланцев в составе отложений зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса. Эта фация прослеживается неподалеку от северо-восточного склона Тиманского кряжа, в бассейнах рр. Ижмы и Печорской Пижмы, а также в низовьях р. Печоры. Количество и мощность прослоев горючих сланцев непостоянны, но местами (по р. Айюве выше устья р. Бадью) их число достигает 10, а общая суммарная мощность — 10 *м* при мощности отдельных пластов 0,7—1,6 *м* (Сазонов, 1959).

Максимальная мощность карбонатно-глинистой субформации установлена в низовьях рек Печорской Пижмы и Цильмы, где она достигает 90 *м*. Однако она, по-видимому, значительно бóльшая в еще неразбуренной северной части Большеземельской тундры.

Верхняя, песчано-глинистая, субформация в нижней (валанжинской) части сложена песками, глинистыми алевритами и глинами. На севере Печорской впадины, в низовьях р. Печоры и на широтном отрезке ее течения, к валанжину относятся серовато-зеленые глины и алевриты (до 137 *м* в районе г. Нарьян-Мар). В их составе обособляются глинистая пачка нижнего валанжина, алевритовая пачка среднего валанжина и глинисто-алевритовая пачка верхнего валанжина. Южнее, неподалеку от Тимана, по р. Ижме отложения валанжина представлены зеленоватыми и желтыми глауконитовыми песками (свыше 70 *м*) с рассеянными или образующими прослои желваками фосфоритов, а также с прослоями, линзами и конкрециями известковистых или железистых песчаников и мергелей. На востоке Печорской впадины, в басссейнах рек Лаи и Колвы, развиты зеленовато-серые глинистые алевролиты и алевролитовые сланцы среднего и верхнего валанжина (до 50 *м* на р. Лае, до 14 *м* на р. Колове) с редкими прослоями или линзами песчаников.

Верхняя (готерив-барремская) часть рассматриваемой субформации установлена только на западе Печорской впадины, в нижнем течении рек Печоры и Ижмы. Здесь над отложениями верхнего валанжина залегают черные и буровато-серые глины (до 22 *м* в районе г. Нарьян-Мар), переслаивающиеся с серыми алевролитами и иногда содержащие септариевые конкреции сидеритов. Крайне ограниченное распространение отложений готерив-баррема объясняется либо их более поздним размывом на значительных территориях, либо тем, что последние вышли из-под уровня моря, узкий залив которого протягивался вдоль восточного склона Тимана.

Континентальная сероцветная песчано-глинистая формация апт-альба перекрывает подстилающие отложения нижнего мела и местами верхней юры. Она образована чередованием песчаных и алевритово-глинистых пачек. Песчаные пачки сложены светло-серыми, иногда слегка зеленоватыми, мелко- и разнозернистыми песками с прослоями или линзами известковистых песчаников, местами с гравием, обломками лигнитизированной древесины и мелким обугленным растительным детритом. Алевритово-глинистые пачки представлены тонким чередованием светло-серых алевритов с серыми глинами. Наряду с преобладающей горизонтальной слоистостью ленточного типа в этих пачках отмечается тонкая косая слоистость.

В породах песчано-глинистой формации апт-альба встречаются остатки флоры, характерной для отложений апта и альба восточного склона Урала, Западной Сибири и Казахстана. Однако на севере Малоземельской тундры в верхней части этой формации обнаружены песчанистые фораминиферы (Дедеев и др., 1965), а по р. Ижме в плитообразных конкрециях песчаников — аптские аммониты, наряду с растительными остатками (Павлов, 1909). Не исключено, что апт-альбские прибрежные равнины Печорской впадины эпизодически заливались проникавшими с севера языками морских ингрессий.

Максимальная мощность отложений песчано-глинистой формации апт-альба установлена на севере Малоземельской тундры и в низовьях р. Лаи, где она достигает 200 *м*. Однако, вероятно, она окажется еще бо́льшей на севере Большеземельской тундры.

Песчано-глинистой формацией апт-альба заканчивается среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж платформенного чехла Печорской впадины. Общая мощность его отложений на северо-востоке впадины, в северных районах Большеземельской тундры, может достигать 800—1000 *м* (Абрамов, 1964).

Морские карбонатно-терригенные верхнемеловые (турон-маастрихтские) и глинисто-алевритовые палеогеновые отложения, развитые на Усинско-Роговском междуречье в Косью-Роговской ванне Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (Василенко, Миклухо-Маклай, 1964; Белкин, 1970), прямого отношения к истории формирования платформенного чехла Печорской впадины не имеют. Они, по-видимому, накапливались в узком ингрессионном заливе, соединявшемся с морским бассейном Западной Сибири. О такой связи свидетельствует однотипность отложений сантона, развитых на Усинско-Роговском междуречье и на восточном склоне Северного Урала.

Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж

Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж представлен сероцветной полифациальной песчано-глинистой формацией. Ее отложения распространены весьма широко, но их стратиграфия до сих пор дискуссионна. Согласно одной из наиболее новых и обоснованных стратиграфических схем, в их составе на севере Печорской низменности различаются

малоземельский и большеземельский комплексы, соответствующие северной и бореальной трансгрессиям. Малоземельский комплекс условно сопоставляется с верхним плиоценом и нижним плейстоценом, а большеземельский комплекс — со средним плейстоценом — голоценом (Дедеев и др., 1965).

В малоземельском комплексе различаются трансгрессивные прибрежно-морские, пляжевые и аллювиальные отложения наульской пачки (до 100 *м* в низовьях р. Печоры), ледово-морские и прибрежно-морские отложения хонгурейской пачки (до 107 *м* в низовьях р. Печоры), а также морские, прибрежно-морские отложения, отложения заливаемых морем равнин, озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения саптыяжской пачки (3—30 *м*). Большеземельский комплекс представлен ледово-морскими и морскими отложениями шапкинской (до 45 *м* по р. Большая Вольма) и салиндейской (до 30 *м* по р. Шапкина) пачек [1], ледово-морскими (до 20 *м*) и озерными (до 30 *м*) отложениями таборовской пачки, морскими (до 9 *м*), озерными (до 2 *м*) и аллювиальными отложениями кейнмусюрской пачки, а также прибрежно-морскими (до 30 *м*) и аллювиальными отложениями каргинской пачки. В верхней части большеземельского комплекса обособляются отложения голоцена (до 20 *м*), которые слагают низкие (до 20 *м*) морские террасы, первую надпойменную и пойменные террасы рек, низкие террасы и днища озер, составляют элювиально-делювиальный покров водоразделов и их склонов и образуют эоловые накопления по бровкам долин и древних береговых валов.

Полифациальные песчано-глинистые отложения верхнеплиоценово-четвертичного структурного этажа в северной части Печорской низменности на значительных площадях являются ледово-морскими и морскими. Морские трансгрессии во время их накопления, как и в среднеюрско-раннемеловое время, вторгались в пределы Печорской впадины со стороны Северного Ледовитого океана.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В связи с крайне глубоким залеганием поверхности фундамента и подсолевого ложа в Прикаспийской впадине наиболее полно изучены лишь надсолевые отложения, причем сведения о верхнепермской части их разреза еще весьма ограничены. Многолетнее изучение мезозойско-кайнозойской части разреза надсолевых отложений дало обширный поток информации, заключенной в многочисленных отчетах, статьях и обобщающих монографиях. Однако до сих пор еще нет единого мнения о вероятных объемах структурных комплексов даже в составе этих наиболее изученных отложений.

Первоначально автор настоящей монографии (Журавлев, 1960б) в платформенном чехле Прикаспийской впадины предлагал различать следующие структурные этажи, отвечающие определенным этапам ее формирования: палеозойский (включающий отложения рифея и нижнего триаса), мезозойско-кайнозойский (охватывающий отложения от верхнего триаса до среднего сармата включительно) и верхнеплиоценово-четвертичный. В составе палеозойского структурного этажа были намечены докунгурский, кунгурский и послекунгурский подэтажи, причем подчеркивалось, что наличие соленосных отложений кунгура и их способность к пластическому перераспределению определили все многообразие локальных структур, созданных соляной тектоникой.

[1] В Малоземельской тундре этим двум пачкам отвечает нерутинская пачка (до 80—100 *м*).

Именно это, в общем частное, свойство отложений кунгура, обусловленное их формационным составом, было принято И. И. Кожевниковым (Бутковский, Кожевников, 1962; Кожевников, 1964) как определяющее при разделении платформенного чехла впадины на структурные этажи: подсолевой, солянокупольный и покровный. К последнему И. И. Кожевников отнес верхнеплиоценово-четвертичные отложения, имеющие широкое площадное распространение в Прикаспийской низменности. Однако именно там они не образуют нейтрального покрова, а выполняют обширную плоскую наложенную Атраускую синеклизу (см. стр. 157).

Примерно такое же деление принял недавно В. Л. Соколов (1968, 1970), который подсолевой и солянокупольный этажи называл не структурными, а тектоническими. Не говоря о правомерности выделения тектонических этажей, необходимо отметить, что термин «солянокупольный» этаж, применяемый И. И. Кожевниковым и В. Л. Соколовым, вряд ли можно признать удачным. Пластическое перераспределение соли, помимо собственно соляных куполов, создает сопровождающие и разделяющие их локальные отрицательные структуры — компенсационные мульды и межкупольные депрессии.

Учитывая этапы развития локальных структур, созданных соляной тектоникой, Ю. С. Кононов (1961; Кононов, Джумагалиев, 1966) в надсолевых отложениях различал верхнепермский, мезозойско-палеогеновый и неоген-четвертичный структурные этажи. В. А. Долицкий (1962), как и Ю. С. Кононов, подчеркивал особую значимость структурного раздела между верхнепермскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Н. А. Калинин (1963) предлагал выделять подсолевой, соляной, предтриасовый (верхнепермский), преднеогеновый (мезозойско-кайнозойский) и предантропогеновый (неогеновый) структурные этажи. При этом он указывал, что «по условиям залегания отложения триасового времени в Прикаспийской впадине тяготеют к мезо-кайнозойскому структурному этажу, хотя по общему облику пород они ближе стоят к верхнепермским образованиям, поскольку в них также широко развиты красноцветы» (Калинин, 1963, стр. 133).

В 1964 г. В. С. Журавлев (1964а) признал необходимым в составе платформенного чехла Прикаспийской впадины различать рифейский, среднедевонско-триасовый, верхнетриасово-олигоценовый и неоген-четвертичный структурные этажи.

Н. В. Неволин (1965) придерживался несколько иных принципов разделения платформенного чехла Прикаспийской впадины. В его составе он выделял подсолевой, соляной (эвапоритовый) и надсолевой комплексы. Первые два он относил к герцинскому, а третий к альпийскому структурным этажам, условно включая в состав последнего и верхнепермские отложения.

Наконец, С. Н. Колтыпин (Айзенштадт и др., 1967) считал, что над подсолевыми отложениями обособляются нижний, средний и верхний структурные этажи. Нижний структурный этаж образован отложениями кунгура, верхней перми и нижнего триаса, средний этаж — отложениями от верхнего триаса до палеогена включительно, а верхний этаж — неоген-четвертичными отложениями. В составе среднего структурного этажа С. Н. Колтыпин выделял четыре структурных яруса, каждый из которых охватывает образования нескольких отделов или систем, характеризуется, как правило, одной формацией и ограничен несогласиями. Первый структурный ярус этого этажа слагают отложения верхнего триаса и юры, второй — отложения нижнего мела — нижнего сеномана, третий — отложения турона, сенона и датского яруса, четвертый — отложения палеогена.

Приведенный краткий обзор представлений о вероятном объеме структурных этажей платформенного чехла Прикаспийской впадины вы-

является, что расхождения взглядов сводятся к разной оценке структурной значимости разделов между подсолевыми и соленосными, между палеозойскими и мезозойскими отложениями. Поэтому анализу сведений о характере этих разделов будет уделено особое внимание.

В свете современных данных в составе платформенного чехла Прикаспийской впадины с разной степенью достоверности могут быть выделены следующие структурные этажи: рифейский, нижнепалеозойский (или ордовикский и силурийский этажи), эйфельско-триасовый, юрско-палеогеновый и верхнеплиоценово-четвертичный (Журавлев, 1969 г.) Имеющиеся объективные сведения касаются лишь самых верхних горизонтов подсолевых отложений, которые подсечены немногочисленными скважинами на юго-восточной и северо-западной окраинах впадины. Представления о возможном составе, возрасте и стратиграфическом объеме остальной, большей по мощности, части разреза подсолевых отложений неизбежно субъективны и различны у разных исследователей.

Рифейский структурный этаж

В большей, северо-западной, части Прикаспийской впадины, расположенной на эпикарельском остове Европейской платформы, рифейский структурный этаж, по-видимому, представлен типичными для внутренних районов Русской плиты терригенными формациями, которые там достигают значительной мощности, но локализованы в узких грабенообразных прогибах. О вероятном объеме и составе слагающих его пород можно судить лишь по аналогии с отложениями, заполняющими Пачелмский прогиб, широким раструбом раскрывающийся в сторону Прикаспийской впадины (Шатский, 1955).

Характерно, что именно на северо-западе Прикаспийской впадины весьма резко возрастает мощность подсолевых отложений. В первом приближении она соизмерима с мощностью надсолевых отложений и достигает 11—12 *км*, тогда как на юго-востоке, в полосе предполагаемого распространения рифейского складчатого фундамента, сокращается более чем втрое. Не исключено, что на смежной с рифейской геосинклинальной полосой окраине эпикарельского остова Европейской платформы накапливались весьма мощные платформенные отложения рифея. Как и отложения ордовика в Печорской впадине, они, вероятно, распространены преимущественно на погруженных блоках фундамента и залегают в основании платформенного чехла северо-западной части Прикаспийской впадины.

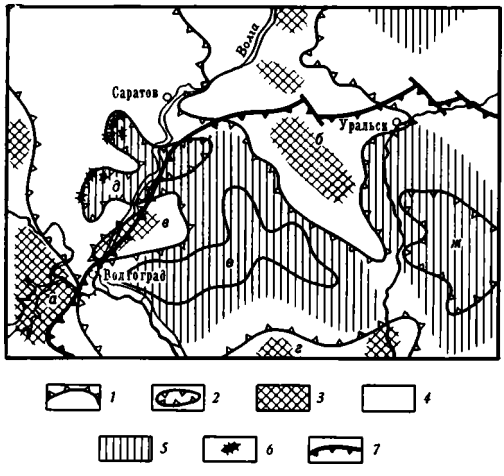
Нижнепалеозойский (или ордовикский и силурийский) структурный этаж (или этажи)

Отложения нижнепалеозойского структурного этажа залегают на больших глубинах, скважинами не вскрыты, и о их вероятном составе и мощности можно судить лишь предположительно. В непосредственно примыкающих с севера и запада к Прикаспийской впадине районах Русской плиты разрез платформенного чехла обычно начинается отложениями среднего девона. Однако не исключено, что под ними, преимущественно на востоке и на юге Прикаспийской впадины, обособляется нижнепалеозойский структурный этаж или даже самостоятельные силурийский и ордовикский структурные этажи, подобно тому как это имеет место в Печорской впадине.

Эйфельско-триасовый структурный этаж

Эйфельско-триасовый структурный этаж известен лишь с отложений карбона. Рассматривая вероятную историю формирования подсолевого тектонического этажа, В. Л. Соколов (1968, 1970) предположительно намечал рифейско-вендский, эйфельско-турнейский и визейско-нижнепермский (докунгурский) этапы. Характерно, что они по возрастному диапазону соответствуют двум нижним подэтажам эйфельско-триасового структурного этажа Печорской впадины — эйфельско-турнейскому и визейско-артинскому.

По мнению В. Л. Соколова, в распределении фаций и мощностей девонских и турнейских отложений на юго-востоке Европейской платформы в качестве ведущих структурных элементов должны фиксироваться Оренбургско-Илецкая, Жугулевско-Пугачевская гряды выступов



Фиг. 88. Принципиальная схема палеогеографии северо-западной части Прикаспийской впадины и ее обрамления в позднем девоне (по Э. А. Буш и др., 1967)

1 — относительные поднятия (*а* — Воронежский массив, *б* — Пугачевско-Котельническая гряда, *в* — Пролейско-Быковский выступ, *г* — Рынский выступ);
2 — глубокие прогибы (*д* — Камышинский, *е* — Аралсорский, *ж* — Хобдинский);
3 — область отсутствия девонских отложений или их части (возможные источники сноса);
4 — область развития мелководных отложений;
5 — область развития глубоководных депрессионных отложений;
6 — рифы;
7 — современный бортовой уступ Прикаспийской впадины

фундамента и юго-восточное погружение Воронежского массива, наряду с разделяющими их Бузулукской депрессией и синеклизой Нижнего Поволжья [1].

Какими бы смелыми ни были предлагаемые В. Л. Соколовым тектонические реконструкции, он, вероятно, прав, допуская для средне- и позднедевонского времени развитие наиболее мощных погружений на юго-востоке Европейской платформы, в области современной Прикаспийской впадины. Для отдельных этапов этого времени намечается смена мелководных шельфовых отложений на глубоководные по мере приближения к Прикаспийской впадине. В частности, в ее пределах, как и в Печорской впадине, вероятно, весьма широко развита глубоководная битуминозная формация франского яруса.

В. Л. Соколов считал, что районы наиболее активных прогибаний в девонское и турнейское время совпадали с зонами внутренних региональных гравитационных максимумов Прикаспийской впадины, которые были более или менее разобщены и ограничены поднятиями с преимущественно шельфовым или также глубоководным типом седиментации (фиг. 88).

Маловероятными представляются предположения о наличии мощных соленосных толщ в составе отложений девона на западе Прикаспийской впадины. Основанием для этих предложений послужили находки облом-

[1] Синеклиза Нижнего Поволжья, по мнению В. Л. Соколова, наследует положение рифейского Пачелмского прогиба и накладывается на северо-восточный и юго-восточный склоны погруженной части Воронежского массива.

ков и галек известняков верхнего девона и карбона, а также изверженных и метаморфических пород в хазарских гравийных песках окрестностей озер Баскунчак и Эльтон. А. Н. Семихатов (1929) принимал, что они перенесены издалека плавающими льдами. Ю. А. Косыгин (1951) и Ю. М. Васильев (1951, 1953) считали, что эти обломки и гальки снесены в четвертичное время с размытого до пород палеозоя поднятия, располагавшегося в зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума. Н. С. Шатский (1946а) допускал, что они могли образоваться на месте за счет разрушения пород девона и карбона, поднятых с глубины при движении соляных масс, которые, следовательно, могут иметь девонский возраст.

Однако теперь достоверно установлено, что подсолевое ложе в районе озер Баскунчак и Эльтон, а также в Аралсорской зоне прослеживается на глубинах до 7—9 *км*. Стратиграфический диапазон вышележащих соленосных толщ точно не известен, но, вероятно, они являются исключительно пермскими. По данным сейсморазведки МРНП, подсолевые, допермские, отложения в районе Аралсорской сверхглубокой скважины залегают весьма спокойно (Рябинкин и др., 1964) и явно не осложнены соляной тектоникой. Соленосные отложения девона отсутствуют и на востоке Прикаспийской впадины, где региональные сейсмические профили МРНП выявили практически горизонтальное расположение отражающих горизонтов и площадок в подсолевых, докунгурских, отложениях (см. фиг. 70, 71). Наконец, наличие верхнедевонских (воронежско-алатырских и семилукских) барьерных рифов в Волгоградском Поволжье и появление в сторону Прикаспийской впадины карбонатно-глинистой (евлановско-ливенской) и глинистой (петинской) толщ заполнения противоречит гипотезе о наличии во впадине мощных девонских соленосных отложений (Грачевский, Ульмишек, 1966; Грачевский и др., 1969). В свете сказанного заслуживает внимания предположение А. Н. Семихатова о происхождении обломков и галек девонских пород, тем более что теперь во многих районах Нижнего Поволжья найдено большое количество обломков и галек древних пород в подошве хазарских отложений (Эвентов, 1957).

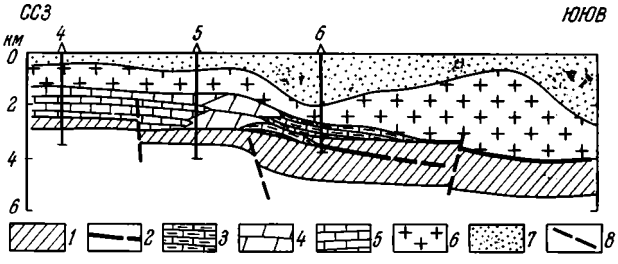
В визейско-артинское время, по мнению В. Л. Соколова, произошло общее расширение области активного прогибания и тем самым определилось положение западного и северного бортовых уступов Прикаспийской впадины. Это подтверждается данными бурения на Карпенковском участке бортовой зоны впадины в районе г. Красный Кут Саратовской области (Буш и др., 1968). По скважинам отмечено резкое увеличение мощности субугленосных терригенных отложений среднего карбона (верхнебашкирского подъяруса и верейского горизонта) в сторону впадины от 200—250 *м* до 800—850 *м* и, напротив, резкое сокращение карбонатных отложений среднего карбона — нижней перми от 1200 до 510 *м* и далее до 180 *м* (фиг. 89).

Увеличение мощности терригенных отложений среднего карбона, по-видимому, происходит за счет появления в их разрезе толщ, отвечающих региональному для Нижнего Поволжья перерыву между верхнебашкирским подъярусом и верейским горизонтом. Сокращение мощности отложений среднего карбона — нижней перми сопровождается замещением карбонатных пород темными аргиллитами, песчаниками и доломитами, вскрытая мощность которых превышает 370 *м*. Совместно с подстилающими терригенными отложениями среднего карбона они образуют полифациальную сероцветную песчано-глинистую формацию. Ее мощность, по данным сейсморазведки, составляет не менее 1500 *м*.

На поднятых крыльях западного и северного бортовых уступов Прикаспийской впадины нижние горизонты нижней перми представлены органогенными и биоморфными рифовыми известняками. Вскрытая мощ-

ность этих сакмарско-артинских известняков на Сарпинско-Тингутинском рифе равна 850 *м*, а возможная общая мощность карбонатных докунгурских нижнепермских отложений (включая нижнюю часть сакмарского яруса и породы ассельского яруса), вероятно, достигает 1000—1100 *м*. В отличие от более западных разрезов на Сарпинско-Тингутинском рифе отложения артинского яруса представлены не ангидритами, а известняками, причем их мощность испытывает десятикратное увеличение и достигает 270 *м* (Урусов, 1965; Урусов и др., 1965).

Предположения о наличии нижнепермского, но докунгурского барьерного рифа, обрамляющего Прикаспийскую впадину с запада и севера, впервые были высказаны М. М. Грачевским (1961). Теперь они получили



Фиг. 89. Геолого-сейсмический профиль II МРНП — Ерусланское пересечение (по Э. А. Буш и др., 1968)

1 — терригенные отложения среднего карбона—нижней перми;
2 — отложения депрессионного типа;
3 — обломочные известняки предрифового шлейфа;
4 — предполагаемые рифовые образования;
5 — мелководные отложения среднего карбона—нижней перми;
6 — соленосные отложения кунгура;
7 — надсолевые отложения;
8 — разломы

подтверждение в выявленной на приподнятом крыле западного бортового уступа цепочке рифов, протягивающейся от Сарпинско-Тингутинского рифа через Александровско-Кисловскую, Ровненскую и Карпенковскую площади (Кузнецов, Хенвин, 1967). Периодический размыв этих образований обусловил формирование вдоль фронтального склона шлейфа обломочных известняков. В удалении от зоны барьерного рифа, во внутренних районах Прикаспийской впадины, вероятно, накапливались отложения глубоководной карбонатной формации, завершающей визейско-артинский структурный подэтаж и принадлежащей к верхам верхнего карбона — низам нижней перми.

Принципиально иная палеогеографическая обстановка имела место на противоположной, юго-восточной, окраине Прикаспийской впадины. Так, на восточном борту впадины нижний карбон представлен аргиллитами, известняками, алевролитами и песчаниками вскрытой мощностью 270 *м*. Среди пород среднего карбона известны лишь отложения московского яруса, сложенные известняками с прослоями доломитов, песчаников и аргиллитов вскрытой мощностью около 400 *м*. Гжельский ярус верхнего карбона (до 130 *м*) образован известняками с прослоями аргиллитов, алевролитов и, реже, ангидритов, а оренбургский ярус (до 130 *м*) — аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков.

На крайнем юге Прикаспийской впадины, в пределах Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа, отложения турне (до 135 *м*) представлены аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, а породы визе-намюра (до 475 *м*) — известняками с редкими прослоями аргиллитов и песчаников. Среди отложений среднего карбона вскрыты лишь породы московского яруса (до 564 *м*) — известняки с прослоями песчаников и глин. Наконец, отложения верхнего карбона (до 190 *м*) представлены известняками.

В составе подсолевых отложений нижней перми на юго-восточной окраине Прикаспийской впадины выделяются породы ассельского и сакмарского, а также (на южном ее борту) артинского ярусов.

На восточном борту впадины ассельский ярус (240 *м* в скв. Г-1 Жанажол) сложен различными по тону серыми аргиллитами с прослоями песчаников. Среди аргиллитов встречаются прослойки доломитов, среди песчаников — прослойки алевролитов и гравелитов с мелкой галькой кварца, кремнистых и известковистых пород. Сакмарский ярус (250 *м* в скв. Г-2 Кумсай) образован темно-серыми аргиллитами с прослоями песчаников и конгломератов, а также с единичными прослойками известняков. Конгломераты состоят из гальки кремнистых пород, кварца, известняков визе и намюра, изверженных и терригенных пород, скрепленной глинисто-песчанисто-карбонатным цементом.

На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии подсолевого ложа отложения ассельского яруса (544 *м* в скв. Сарыкумы-1) представлены серыми и буровато-серыми известняками с прослоями темно-серых карбонатных глин и редкими включениями гальки кремнистых пород. К сакмарскому ярусу (198 *м* в скв. Сарыкумы-1) относятся темно-серые глины, перемежающиеся с серыми глинистыми известняками. Отложения артинского яруса выделены с некоторой долей условности. К ним отнесены темно-серые, почти черные глины, чередующиеся с известняками, доломитами и песчаниками и содержащие внизу прослои конгломератов. Последние состоят из гальки кремнисто-глинистых пород, яшм, радиоляритов, реже — эффузивов. Мощность их по скв. Тугаракчан-1а составляет 565 *м*, но не исключено, что нижняя часть их разреза принадлежит еще к сакмарскому ярусу.

Иной облик имеют каменноугольные и нижнепермские подсолевые отложения Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (Замаренов, 1962). Разрез карбона в Актюбинском Приуралье начинается отложениями визе (200—250 *м*), представленными сланцами с прослоями аргиллитов. Намюр сложен известняками (до 40 *м*) или известковистыми песчаниками (до 100 *м*), на которых с несогласием залегают отложения верхнего карбона — известняки, песчаники, аргиллиты, гравелиты и конгломераты гжельского яруса (до 900 *м*), а также аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями известняков, относящиеся к оренбургскому ярусу (до 700 *м*).

В составе нижнепермских докунгурских отложений Актюбинского Приуралья выделяются ассельский и сакмарский ярусы, нерасчлененные ассельско-сакмарские отложения, а также породы артинского яруса. Ассельские отложения отличаются преимущественно терригенным составом, присутствием в разрезе грубообломочных отложений, отвечающих участкам конусов выноса, довольно резкими изменениями по площади и заметными колебаниями мощности. Обычно они представлены серыми песчаниками и аргиллитами, которые то чередуются, то составляют небольшие обособленные пачки. В зонах конусов выноса среди песчаников преобладают разнозернистые и грубозернистые разности, а в верхних частях разрезов встречаются гравелиты и конгломераты, иногда с глыбами и валунами известняков. Мощность отложений ассельского яруса достигает 875 *м* на западном крыле Белогорской антиклинали (Актастинский конус выноса).

Сакмарский ярус составляет с ассельским единый комплекс преимущественно терригенных, в том числе грубообломочных отложений. Для них характерны довольно резкие фациальные изменения на участках конусов выноса грубообломочного материала и на разделяющих их участках. В пределах первых широко распространены песчано-гравелитовые и конгломератовые толщи, а в пределах вторых — мергели и доломитизированные известняки. В разрезе по р. Айдарлыаша в составе ассель-

ско-сакмарских отложений (до 1030 *м*) к сакмарскому ярусу, по-видимому, относятся верхние, более грубообломочные породы (до 710 *м*). На Жилянской антиклинали общая мощность ассельско-сакмарских отложений достигает 1200 *м*.

Нижнеартинские отложения представлены терригенными и частично карбонатными породами, причем только на Актастинском и Киинском конусах выноса широко распространены гравелиты и конгломераты. В остальных разрезах нижнеартинский подъярус обычно образован сероцветными терригенными отложениями, местами с прослоями известняков и доломитов. Мощность отложений нижнеартинского подъяруса на Петропавловской и Жилянской антиклиналях достигает 900—1050 *м*.

Для верхнеартинских отложений характерны два типа разрезов: *а*) образованные преимущественно грубообломочными отложениями — грубозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с редкими прослоями аргиллитов (в пределах Сугурсайского, Актастинского и Киинского выносов); *б*) сложенные преимущественно карбонатными отложениями — известняками, доломитизированными известняками, доломитами, внизу обычно с различной по мощности пачкой терригенных пород (между отмеченными выносами).

В западной части Актюбинского Приуралья нижнеартинские отложения становятся более глинистыми, а верхнеартинские представлены песчаниками и аргиллитами, среди которых присутствуют прослои гравелитов, реже — мелкогалечных конгломератов и серых мергелей.

Мощность пород верхнеартинского подъяруса в восточных разрезах (на Петропавловской антиклинали) равна 350—400 *м*, а общая мощность отложений артинского яруса в западных разрезах (на Биштамакской и Драгомировской антиклиналях) составляет 800—900 *м*.

Общий облик верхнекаменноугольных и нижнепермских (докунгурских) отложений Актюбинского Приуралья показывает, что они слагают сероцветную молассовую формацию, подстилающую соленосную формацию кунгура.

Заканчивая обзор данных и предположений о составе подсолевых, докунгурских, отложений эйфельско-триасового структурного этажа, необходимо отметить, что подобие структурного положения Печорской и Прикаспийской экзогональных впадин Европейской платформы позволяет допускать и определенные черты сходства их развития в палеозое, во время активного формирования обрамлявших их палеозойских геосинклинальных систем. Эти черты сходства запечатлены в тождественности объемов структурных этажей и подэтажей палеозойской части платформенного чехла. Поэтому можно думать, что в составе докунгурских, но послесилурийских отложений платформенного чехла Прикаспийской впадины, подобно Печорской впадине, обособляются эйфельско-турнейский и визейско-артинский подэтажи эйфельско-триасового структурного этажа. Завершает его кунгурско-триасовый подэтаж, к рассмотрению которого мы теперь переходим.

Кунгурско-триасовый структурный подэтаж представлен соленосной формацией кунгура, красноцветной молассоидной формацией верхней перми, пестроцветной полифациальной терригенной формацией триаса с сероцветной морской карбонатной субформацией среднего триаса (в Прикаспийской низменности) и сероцветной континентальной терригенной формацией верхнего триаса — нижней юры (в Прикаспийской низменности). В основании данного структурного подэтажа лежит мощная соленосная формация кунгура, которая развита в Предуральском краевом прогибе (в том числе в его южной, Бельской, ванне), в Актюбинском Приуралье и Прикаспийской впадине, несколько выплескиваясь за ее западный и северный борта. В Предуральском краевом прогибе и Актюбинском Приуралье сероцветную молассу

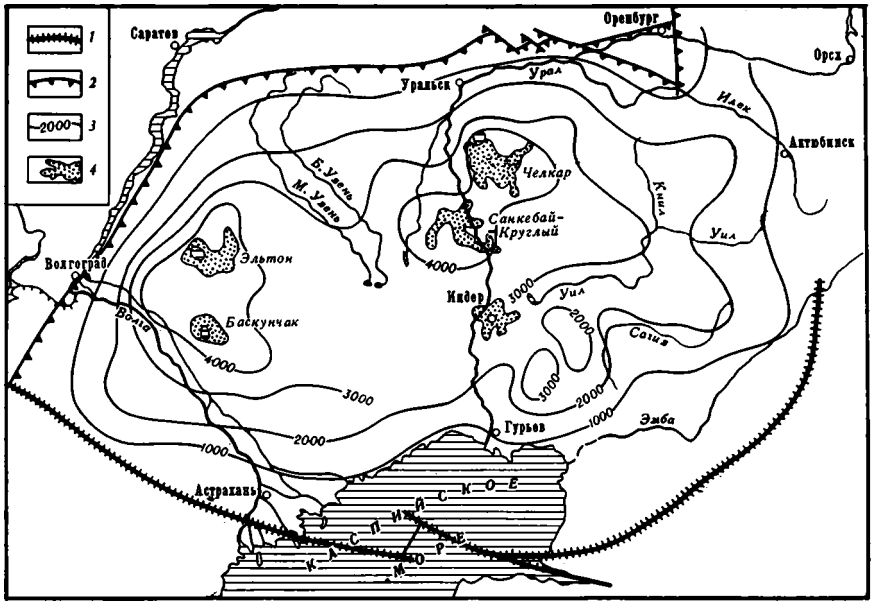
верхнего карбона — нижней перми и соленосную формацию разделяет четкое эрозионное несогласие, которое принимается за границу между отложениями артинского и кунгурского ярусов.

На восточной окраине Прикаспийской впадины, в районе слияния рек Эмбы и Темира и севернее, до широты ст. Кандагач, соленосная формация кунгура залегает резко несогласно на разновозрастных отложениях. Так, близ Сакмарско-Кокпектинского краевого шва Европейской платформы, в районе соляного купола Жилансаид, она трансгрессивно перекрывает терригенные и карбонатные отложения нижнего карбона, а несколько южнее, в районе поднятия Алибекмола,— отложения низов верхнего карбона. На более удаленном на запад от упомянутого краевого шва Жаножольском поднятии подсолевыми являются терригенные отложения ассельского яруса, а еще западнее, в районе соляного купола Шенгельший,— отложения нижней части сакмарского яруса нижней перми. Таким образом, на восточной окраине Прикаспийской впадины соленосная формация залегает трансгрессивно и по мере движения на восток срезает все более древние подсолевые горизонты — до низов карбона включительно (Авров, Булекбаев и др., 1965).

В западном направлении стратиграфический диапазон несогласия между соленосной и подстилающей ее терригенно-карбонатной формациями последовательно уменьшается, и, возможно, во внутренних районах Прикаспийской впадины накопление соленосной формации продолжалось дольше по времени и началось раньше кунгура, но еще в ранней перми. Приняв это предположение, придется признать, что граница между соленосной формацией и подсолевыми отложениями является скользящей, снижающейся по стратиграфическому разрезу от восточной окраины Прикаспийской впадины, сопряженной с уралидами, к ее внутренним районам.

Первичное залегание отложений соленосной формации в Прикаспийской впадине практически повсеместно нарушено соляной тектоникой, и поэтому определение ее первоначальной мощности затруднено. Однако имеющиеся данные геологии и геофизики показывают, что в период ее накопления наиболее погруженные участки Прикаспийской впадины располагались в областях современных максимальных глубин залегания подсолевого ложа (Журавлев, 1960б; Волчегурский, Журавлев, 1965). Расчеты показали, что если на южной окраине Прикаспийской впадины первоначальная мощность соленосной формации не превышала 1 *км*, то во внутренних районах впадины она была существенно большей и, в частности, достигала в дельтовом ветвлении р. Уил, в районе купола Матенкожа 3,8 *км* (Айзенштадт, Герштейн, 1963), а по р. Урал, на территории, смежной с соляным куполом-гигантом Санкебай-Круглый, составляла не менее 4,3 *км* (Волчегурский, Журавлев, 1965).

Ссылаясь на данные сейсморазведки МОВ, М. С. Арабаджи, И. И. Скворцов и М. М. Чарыгин (1966) определяли, что в среднем первоначальная мощность соленосных отложений в Прикаспийской впадине достигала 5,3 *км*, но считали эту цифру недостоверной. При расчетах они принимали, что средняя мощность пластовых гидрохимических образований, не участвующих в соляной тектонике, в межкупольных депрессиях достигает 4 *км* и равна расстоянию от наиболее глубоких отражающих площадок до отражающего горизонта $П_1$, отождествляемого с подсолевым ложем. Между тем последняя цифра является явно завышенной. Известно, что при сейсморазведке МОВ невозможно получить объективные данные о максимальных глубинах залегания надсолевых отложений в межкупольных депрессиях (Чарыгин и др., 1966) и что, по данным сейсморазведки МРНП, из многих межкупольных депрессий соль нацело выжата и в них сохранились лишь весьма маломощные гипсы, ангидриты и доломиты (Соколов, Кричевский, 1966а).



Фиг. 90. Схематическая карта изопахит соленосной формации Прикаспийской впадины (по В. С. Журавлеву, А. А. Свиточу, 1971)

1 — краевые швы Европейской платформы — внешние ограничения Прикаспийской впадины;
2 — внутренние ограничения Прикаспийской впадины;
3 — изопахиты, отражающие первоначальную мощность соли (в *м*);
4 — очертания вершин соляных массивов куполов-гигантов

Позднее Е. В. Мовшович (1968) пришел к выводу, что средняя первоначальная мощность соленосных отложений в Прикаспийской впадине не превышала 2 *км*. Однако определение средней мощности соленосной формации, по существу, ошибочно, так как в разных районах Прикаспийской впадины ее мощность была заведомо различной. С учетом современных геофизических данных автор настоящей монографии вместе с А. А. Свиточем (Журавлев, Свиточ, 1971) составили схематическую карту изопахит соленосной формации (фиг. 90). Методика ее составления в основном свелась к определению по сетке квадратов площади соляных массивов куполов, к вычислению их объема и к экстраполяции полученных данных на всю площадь распространения соленосных отложений с учетом их современного наличия или отсутствия в межкупольных депрессиях. Эта карта показывает, что если представить современный объем соли в пластовом залегании, то мощность такой гипотетической толщи в Прикаспийской впадине будет изменяться от 1 *км* по ее окраинам до 4 *км* и более во внутренних районах, где подсолевое ложе прослеживается на максимальных глубинах.

Общий объем отложений соленосной формации в Прикаспийской впадине, по расчетам Е. В. Мовшовича (1968), составляет $9{,}2 \cdot 10^5$ *км*^{3}. М. П. Фивег и Н. И. Банера (1968) принимали, что в Прикаспийской впадине накопилось около $1{,}5 \cdot 10^{15}$ *т* солей. Рассчитанное Е. В. Мовшовичем их количество является бо́льшим — около $2 \cdot 10^{15}$ *т* в пересчете на галит.

В кунгурское время воды открытого моря, по составу близкие к океаническим, поступали с севера в эпиконтинентальный раннепермский бассейн Русской плиты. Соленость последнего существенно превышала нормальную и составляла не менее 25—27% (Страхов, 1962). Солеродный бассейн Прикаспийской впадины принимал поток рассолов и

являлся бассейном конечного стока с отметками поверхности рапы ниже уровня эпиконтинентального моря (Фивег, 1964; Фивег, Банера, 1968).

Рассматривая процессы формирования мощных соляных толщ, А. Л. Яншин пришел к выводу, что их мощности «... лишь в незначительной степени отвечают конседиментационному прогибанию, а в основном отражают глубину бассейна, существовавшую к началу осадконакопления» (Яншин, 1961, стр. 10). Основываясь на чисто эмпирических данных, он считал, что максимальная мощность соляных толщ одного цикла накопления почти никогда не превышает 1 *км*. Если это так, то для образования соленосной формации, мощность которой в Прикаспийской впадине достигает нескольких километров, необходимо было несколько циклов соленакопления.

Верхняя граница соленосной формации, как и ее нижняя граница, является скользящей. В настоящее время доказано наличие соленосных отложений в составе казанского яруса верхней перми на восточной окраине Прикаспийской впадины, в районе слияния рек Эмбы и Темира. Так, близ соляного купола Кенкияк скв. Кумсай-2 под красноцветами верхней перми в самых нижних слоях верхнепермских отложений последовательно прошла каменную соль (41 *м*), ангидриты с прослоями аргиллитов (73 *м*), ангидриты и красноцветные аргиллиты (77 *м*), а затем врезалась в темно-серые аргиллиты кунгура с прослоями ангидритов и песчаников (способные к пластическому перераспределению соленосные отложения кунгура здесь нацело выжаты в соляные массивы смежных куполов). Сходный разрез получен по скв. Луговская-1, заданной также неподалеку от соляного купола Кумсай. Существенно более мощные соленосные отложения (до 610 *м*), по данным спорово-пыльцевого анализа, принадлежащие к казанскому ярусу, пройдены юго-западнее, на правобережье р. Эмбы скв. Г-1 Блактыкуль.

Характерно, что по северному обрамлению Прикаспийской впадины, на Цыгановском и Солдатовском поднятиях, нижняя часть казанского яруса (до 20 *м*) представлена известняками, доломитами и алевритами, а верхняя (до 83 *м*) — каменной солью с прослоями алевролитов, глин, ангидритов, а также коричневыми глинами, алевролитами и черными мергелями. От этих поднятий казанская соленосная толща прослеживается далеко на северо-восток, к Бузулуку и Сорочинску. Там нижняя часть казанского яруса (10—20 *м*) образована глинами с прослоями мергелей, а верхняя (120—150 *м*) — ангидритами и каменной солью с редкими прослоями доломитов, известняков и мергелей. При этом мощность казанских соленосных отложений последовательно возрастает к югу, в сторону Прикаспийской впадины. Вполне вероятно, что в ее внутренних районах верхние слои соленосной формации принадлежат уже к казанскому ярусу верхней перми. В этом случае находит объяснение отсутствие достоверно установленных отложений уфимского яруса в составе красноцветной молассоидной формации верхней перми. К этим отложениям условно отнесены красноцветные глины, чередующиеся с мелкозернистыми песками и залегающие между соленосными отложениями кунгура и известняками казанского яруса в разрезе Эльтонской опорной скважины (Эвентов, 1956). В других районах Прикаспийской впадины они неизвестны, и весьма вероятно, что, за исключением самой западной части Прикаспийской впадины и Актюбинского Приуралья, отложения уфимского и казанского ярусов входят в состав соленосной формации [1].

В соответствии с общим увеличением мощности соленосной формации от окраин к внутренним районам Прикаспийской впадины изменяется и

[1] Возможность слияния в центральной части Прикаспийской впадины кунгурского и казанского соленосных комплексов допускали С. М. Кореневский и М. Л. Воронова (1966).

ее состав: окраинные, сульфатно-терригенные, сульфатные и сульфатно-соляные фации в глубь впадины последовательно замещаются чисто соляными (Косыгин, 1943, 1950, 1960б; Журавлев, 1960б).

В Актюбинском Приуралье соленосная формация кунгура представлена двумя типами разрезов: александровским и актюбинским. Александровский тип разреза развит в пределах неширокой (8—10 *км*) меридиональной полосы, протягивающейся от верховьев р. Табантал на юге до р. Киялы-Буртя на севере, а также в районе Жилянской антиклинали. Для него характерен сульфатно-карбонатно-терригенный состав отложений и наличие трех пачек: преимущественно терригенной (до 280 *м*), сульфатно-карбонатно-терригенной (до 300 *м*) и карбонатно-терригенной (до 390 *м*). Для этого разреза типично также развитие гипсов (преимущественно в средней пачке), а также на отдельных участках наличие массивов рифовых известняков, занимающих почти всю нижнюю и среднюю части кунгурского яруса. Мощность отложений кунгура в разрезе александровского типа достигает 1400 *м* на Синтасской антиклинали. На Жилянской антиклинали она колеблется от 620 до 700 *м*, причем здесь имеется массив рифовых известняков (до 500—520 *м*), развившийся на маломощных породах нижней, карбонатно-терригенной, пачки.

В основании более западных разрезов (актюбинского типа) прослеживается сульфатно-терригенная пачка (до 300—400 *м*), образованная светлыми ангидритами, серыми песчаниками и аргиллитами. Выше выделяется соленосная толща (до 1600 *м*), сложенная каменной солью с прослоями калийных солей, ангидритов, серых песчаников и алевролитов. Терригенные породы иногда образуют пачки (до 80 *м*), не выдержанные по площади и частично или полностью замещающиеся каменной солью или ангидритами. Верхняя, сульфатно-терригенная, пачка (до 300 *м*) представлена серыми и темно-серыми песчаниками и аргиллитами.

На северном склоне Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа отложения кунгура сложены ритмично чередующимися ангидрито-терригенными породами, в нижней части (до 146 *м*) которых преобладают ангидриты, а в верхней (до 135 *м*) — гипсы. Однако по мере движения на север, в глубь Прикаспийской впадины, в составе образований кунгура проявляются стремительно наращивающие мощность соленосные отложения.

К сожалению, стратиграфия соленосной формации внутренних районов Прикаспийской впадины пока не разработана. Отложения, ее подстилающие, скважинами не вскрыты и по той же причине неизвестен литологический состав низов ее разреза, по-видимому, представленных сульфатно-терригенными породами. Наличие их можно предполагать, в частности, учитывая данные, полученные по региональному сейсмическому профилю СХІ — МРНП. На восточном отрезке этого профиля (см. фиг. 70) в пределах Хобдинской зоны горизонт К, отнесенный к кровле сульфатно-терригенных отложений кунгура, от подсолевого ложа (горизонта $П_1^1$) отделен по меньшей мере полуторакилометровой толщей низов кунгура (Знаменский и др., 1968).

Вышележащие, собственно соленосные, отложения рассматриваемой формации наиболее полно изучены на востоке Прикаспийской низменности, где в разрезах соляного массива купола-гиганта Индер различаются сутпайтауская, кызылтауская, кургантауская и тотжальская свиты (Коробов, 1960). Сутпайтауская свита (700 *м*) сложена чистой каменной солью с пачкой (22 *м*) ангидритов вверху. Кызылтауская свита образована нижней — галопелитовой (100—150 *м*), средней — полигалито-сильвинитовой (200 *м*) и верхней — галитовой (150—200 *м*) пачками. В составе кургантауской свиты выделяются: главный ангидритовый горизонт, представленный двумя сближенными пачками (по 10—15 *м* каждая) ангидритов; нижняя галитовая пачка (250 *м*); шушактауская

пачка (200 *м*), сложенная каменной солью и в верхней части содержащая два калиеносных горизонта (40 и 20 *м*); верхняя галитовая пачка (650—750 *м*), включающая пласт соленосных глин. Наконец, тотжальская свита образована пачкой покровной каменной соли (250—300 *м*) и пачкой покровных ангидритов (80—100 *м*).

Общая мощность изученной части разреза соляной толщи на куполе Индер достигает 2500 *м*. Над ней выделяется надсолевая ангидритогипсовая толща (около 60 *м*), сложенная серыми глинистыми гипсами, содержащими пласты ангидритов и линзы карбонатных пород.

Таким образом, по сравнению с Актюбинским Приуральем и южной окраиной Прикаспийской впадины во внутренних районах последней в составе соленосной формации главенствующая роль принадлежит каменной соли.

Над соленосной формацией повсеместно выделяется красноцветная терригенная формация верхней перми, молассовая в Актюбинском Приуралье, молассоидная во внутренних районах Прикаспийской впадины. Распределение ее мощностей подчинено тем же закономерностям, что и в подстилающей соленосной формации, о чем свидетельствуют сейсмические профили, проложенные в районе слияния рек Эмбы и Темира и от Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа в глубь Прикаспийской впадины.

Нижняя граница красноцветной терригенной формации верхней перми, как мы уже знаем, является скользящей. Верхняя ее граница в Актюбинском Приуралье фиксируется трансгрессивным залеганием пестроцветных пород верхнего триаса на собранных в складки красноцветных отложениях верхней перми и нижнего триаса. На простирании структур Актюбинского Приуралья, но уже по восточной окраине Прикаспийской впадины, в районе слияния рек Эмбы и Темира, основное несогласие в надсолевых отложениях приурочено к границе между породами верхней перми и нижнего триаса. Во внутренних районах Прикаспийской впадины в составе отложений верхней перми и триаса различаются согласно залегающие красноцветная молассоидная формация верхней перми и пестроцветная полифациальная терригенная формация триаса.

Наряду со скольжением нижней и верхней возрастных границ рассматриваемой формации заметно изменяется и ее состав. В Актюбинском Приуралье принадлежащая к верхней перми бóльшая по мощности (около 3 *км*) часть разреза красноцветной молассовой формации образована акшатской (уфимский ярус), благодарненской (казанский ярус), тукетской, актюбинской и родниковской (татарский ярус) свитами. Преобладающими породами этих свит являются алевролиты, песчаники и аргиллиты, внизу преимущественно буровато-коричневые и зеленовато-серые (акшатская и благодарненская свиты), вверху красновато-коричневые, иногда зеленовато-серые и малиновые (тукетская — родниковская свиты). От благодарненской свиты вверх по разрезу в песчаниках встречаются гравий, галька и линзы мелкогалечных конгломератов. На разных уровнях во всех свитах присутствуют прослои серых известняков (в актюбинской свите местами строматолитовых) и мергелей.

Нижнетриасовая часть разреза красноцветной молассовой формации в Актюбинском Приуралье представлена бузулукской и тананыкской свитами, общая мощность которых составляет 200—300 *м* и возрастает к востоку. Бузулукская свита образована более грубообломочными породами, а тананыкская свита — яркими пестрыми, преимущественно красно-бурыми, красными и розовыми глинами с пятнами, гнездами и линзообразными прослоями зеленовато-серых, голубых, желтых и бурых глин.

На восточной окраине Прикаспийской впадины, в районе слияния рек Эмбы и Темира, красноцветная молассовая формация относится толь-

ко к верхней перми (Вайнблат, 1962, 1964; Иванов и др., 1967). Нижняя часть ее (до 1200 *м* на поднятии Кумсай) сложена темно-коричневыми аргиллитами, глинистыми мергелями, алевролитами, песчаниками, с тонкими и редкими прослоями конгломератов и гравелитов (в низах разреза), доломитов и известняков (в верхах разреза). Верхняя часть формации представлена яркоокрашенными красноцветными и пестроцветными аргиллитами (преобладают) и алевролитами, заключающими прослои и линзы крупно- и грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, иногда прослои известняков. В верхней части формации различаются башенкульская (до 600 *м* на куполе Кенкияк), шенгельшийская (до 300 *м* на куполе Тасши) и муюнкумская (до 600 *м* на поднятии Муюнкум) свиты.

Башенкульская свита образована внизу песчаниками и гравелитами, выше — глинами с редкими прослоями известняков и алевролитов, вверху — песчаниками и глинами. Соответственно изменяется и окраска ее пород: внизу она преимущественно серая, выше — пятнистая, вверху — красная. Шенгельшийская свита представлена глинами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Муюнкумская свита в самом низу сложена чередованием мощных (до 40 *м*) пачек песчаников с глинисто-алевролитовыми пачками (до 10 *м*). Выше преобладают алевролиты с тонкими прослоями глин, реже — песчаников и тончайшими (до 4 *см*) прослойками ангидритов.

Соответствующая красноцветной молассовой формации молассоидная формация верхней перми во внутренних районах Прикаспийской впадины изучена очень слабо, и все стратиграфические схемы, предложенные для ее расчленения, недостаточно надежны. Однако известно, что состав верхнепермских отложений к западу становится заметно менее грубым, а их окраска — более пестрой. Так, например, на западе Прикаспийской низменности молассоидная формация верхней перми (свыше 600 *м* по скв. П-22 Джамбай), отвечающая татарскому ярусу, представлена чередованием пестроцветных, преимущественно красноцветных, глин (преобладают), алевролитов и песчаников, иногда — мергелей.

Вышележащая пестроцветная полифациальная терригенная формация триаса наиболее хорошо изучена в Прикаспийской низменности и на западе Подуральского плато[1], где она вскрыта соответственно Аралсорской сверхглубокой и Хобдинской опорной скважинами. В ее составе различаются отложения всех отделов триаса, причем отложения среднего триаса образуют обособленную морскую карбонатную субформацию.

В основании пестроцветной формации прослеживаются голубовато-серые и красно-бурые полимиктовые песчаники с прослойками красновато-коричневых глин и алевролитов (I, или песчаная, пачка, 60—350 *м*). Выше залегают кирпично-красные с зеленовато-серыми пятнами глины с подчиненными песчаными прослоями (II, или глинистая, пачка, 240—320 *м*). Над ними выделяются пестроцветные песчаники и алевролиты (III, или песчаная, пачка, 30—45 *м*), которые постепенно сменяются переслаивающимися красно-бурыми глинами и алевролитами (IV, или алевролито-глинистая, пачка, 220—555 *м*).

В чередовании упомянутых пачек, выделенных В. В. Липатовой (1967), намечается цикличность, определенная закономерной сменой грубых пород более тонкими. В целом, рассмотренная нижняя часть формации отвечает двум седиментационным циклам, а в стратиграфическом

[1] Подуральским плато именуется территория, простирающаяся к востоку от собственно Прикаспийской низменности: от обрывов Зауральских Сыртов на восток до Актюбинского Приуралья и южных отрогов Урала (Герасимов, 1943). Этот термин традиционно применяется в монографиях и статьях, посвященных геоморфологии Прикаспийской впадины (Геоморфологический анализ..., 1968). Н. Н. Тихонович (1927; Tikhonovitch, 1924) упомянутое плато называл Приуральским.

отношении — ветлужской и баскунчакской сериям нижнего триаса. В составе баскунчакской серии появляются прослои с морской фауной (богдинская свита, 50—150 *м*), знаменующие предстоящую смену пестроцветных терригенных пород нижнего триаса сероцветными морскими терригенно-карбонатными отложениями среднего триаса.

Общая мощность пестроцветных отложений нижнего триаса в Аралсорской сверхглубокой скважине равна 1762 *м*, а вскрытая мощность пестроцветных пород баскунчакской серии нижнего триаса в Хобдинской опорной скважине составляет 501 *м* (Эвентов, Ясенева и др., 1967).

Сероцветная морская терригенно-карбонатная субформация среднего триаса сложена серыми раковинными известняками, преимущественно пелециподовыми и остракодовыми. Среди них изредка встречаются доломиты, а вверху и внизу — прослои песчаников, алевролитов и глин. Мощность ее отложений в Аралсорской сверхглубокой скважине достигает 478 *м* (Липатова, 1967).

В центральной части междуречья Урала и Волги сероцветная терригенно-карбонатная субформация среднего триаса связана постепенными переходами с подстилающими пестроцветами нижнего триаса. Однако в северной части междуречья она залегает на них с размывом, причем в ее низах появляются прослои красноцветных пород. В ее разрезе различаются (снизу вверх): песчаная (до 120 *м*), глинистая (40—45 *м*), глинисто-известняковая (20—45 *м*), глинистая (75—80 *м*) и известняково-терригенная пачки (Липатова, 1967).

Морская сероцветная терригенно-карбонатная субформация среднего триаса, по-видимому, строго локализована в пределах современной Прикаспийской низменности и распространена преимущественно в ее западной части. Наиболее восточным из установленных пунктов ее распространения является купол Индер, где на горе Джамантау имеются выходы ярко-белых известняков (до 70 *м*), для которых в литературе принят среднетриасовый возраст. Однако в промысловом районе Южной Эмбы [1] и на Подуральском плато морские отложения среднего триаса отсутствуют, а наличие синхронных им континентальных отложений не доказано. Поэтому можно думать, что морская сероцветная терригенно-карбонатная субформация среднего триаса как геологическое тело является гигантской, но чрезвычайно плоской линзой, которая на западе Прикаспийской низменности «расклинивает» пестроцветную полифациальную терригенную формацию триаса.

Верхнетриасовая часть этой формации в Прикаспийской впадине представлена чередованием песчаников, глин и алевролитов с редкими маломощными прослоями известняков и доломитов в низах ее разрезов, с обильными растительными остатками и включениями пирита. Внизу преобладают сероцветные, вверху — пестроцветные породы. По возрасту эти отложения относятся к кейперу, причем их мощность в Хобдинской опорной скважине достигает 520 *м* (Эвентов, Ясенева и др., 1967).

Над пестроцветной терригенной формацией триаса в Прикаспийской низменности и на западе Подуральского плато прослеживается сероцветная континентальная терригенная формация верхнего триаса — нижней юры — аралсорская свита (Шаля, 1965). Площадь ее распространения больше той, в пределах которой установлено или может предполагаться присутствие морской сероцветной терригенно-карбонатной субформации среднего триаса. Она образована мощной (до 780 *м* в Порт-Артурской

---

[1] Промысловым районом Южной Эмбы называется территория, тяготеющая к низовьям р. Эмбы и простирающаяся на север до соляных куполов Доссор, Макат и Жолдыбай. Под промысловым районом Северной Эмбы понимается территория, сопредельная с соляными куполами Шубаркудук и Джаксымай, расположенными в бассейне верхнего течения р. Уил.

межкупольной депрессии) однородной толщей сероцветных аргиллитоподобных глин, переслаивающихся с более светлыми плотно сцементированными песчаниками и алевролитами. Нижняя, бóльшая по мощности, ее часть содержит верхнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс, а верхняя — нижнеюрский, однако установление истинных объемов пород верхнего триаса и нижней юры в ее составе невозможно.

В скважинах, пробуренных в крайних западных и северных районах Прикаспийской низменности, эта формация пока не обнаружена. В промысловом районе Южной Эмбы ей, по-видимому, соответствует толща зеленовато-серых глин и песчаников (20—100 *м*), которую обычно относят к рэту (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961). Однако в ее спорово-пыльцевом комплексе наряду с преобладающими рэтскими формами встречаются рэт-лейасовые, и поэтому не исключено, что эта толща имеет позднетриасовый — раннеюрский возраст.

На Подуральском плато аналоги аралсорской свиты (до 542 *м*) обнаружены только в Хобдинской опорной скважине. Над пестроцветами кейпера здесь прослеживается пачка зеленовато-серых глин и песчаников (379 *м*) и пачка серых неравномернозернистых песков (163 *м*) с редкими прослоями глин и крепких песчаников (Эвентов, Ясенева и др., 1967). По данным спорово-пыльцевого анализа нижняя толща в основном относится к верхнему триасу, а верхняя — к нижней юре.

В более восточных районах Подуральского плато, а также на южной окраине Прикаспийской впадины отложения аралсорской свиты неизвестны и, вероятно, отсутствуют. Вне Прикаспийской впадины ей отвечает принадлежащая к верхнему триасу — нижней юре чушкакульская серия платформенного чехла периферии Мугоджар, Чушкакульской мегантиклинали и Северного Устюрта (Гарецкий, 1959, 1962).

Сероцветная континентальная терригенная формация верхнего триаса — нижней юры в Прикаспийской низменности и на западной окраине Подуральского плато составляет верхнюю часть того структурного подэтажа платформенного чехла, который охватывает пестроцветную формацию триаса, красноцветную формацию верхней перми и соленосную формацию нижней перми. Во внутренних районах Подуральского плато он заканчивается пестроцветами нижнего триаса, а на его восточной окраине — красноцветами верхней перми.

Данные бурения и геофизики по восточной окраине Подуральского плато свидетельствуют о том, что пластическое перераспределение соленосных толщ происходило уже в начале поздней перми, причем более западные структуры, созданные соляной тектоникой, как правило, имеют более раннее заложение. Процесс пластического перераспределения соленосных толщ, по-видимому, начался несколько неодновременно в разных частях внутренних районов Прикаспийской впадины, но постепенно охватил всю территорию, в пределах которой соленосная формация обладала достаточной мощностью. Он обусловил изменение первичной мощности соленосных отложений, которая в межкупольных депрессиях последовательно уменьшалась, а в соляных массивах куполов соответственно возрастала. Если до начала пластического перераспределения соленосных толщ размещение фаций и мощностей отложений платформенного чехла Прикаспийской впадины определялось конседиментационной тектоникой регионального плана, то с появлением первых структур, созданных соляной тектоникой, на него наложились влияния локальной конседиментационной тектоники (Журавлев, 1969в).

Соотношения мощностей отдельных частей разреза надсолевых отложений Прикаспийской впадины показывают, что в относительно короткий позднепермско-триасовый интервал геологического времени формирования надсолевых отложений накопилось более половины их общей мощности. Именно поэтому позднепермско-триасовое время является

главным этапом формирования соляных массивов куполов Прикаспийской впадины (Журавлев, 1960б, 1963б, 1966а, б, 1969а, в).

Предпринятый обзор надсолевой части кунгурско-триасового структурного подэтажа показывает, что территория современной Прикаспийской низменности на рассматриваемом отрезке геологической истории, как, впрочем, и позднее, испытывала отчетливую тенденцию к погружению, и именно поэтому здесь накапливались отложения наибольших мощностей, а при трансгрессиях было «мористее».

Юрско-палеогеновый структурный этаж

Юрско-палеогеновый структурный этаж платформенного чехла Прикаспийской впадины [1] отделен от подстилающих его отложений региональным несогласием. Продолжавшееся в мезозое и кайнозое, хотя и менее интенсивное, формирование локальных структур, созданных соляной тектоникой, привело к деформации поверхности этого несогласия. Однако даже в Прикаспийской низменности оно достаточно надежно доказано сейсморазведкой. По ряду региональных сейсмических профилей, проложенных на междуречье Урала и Волги, установлено, что V отражающий горизонт, отвечающий подошве юры (основанию сероцветной морской песчано-глинистой формации байоса — бата) в ряде случаев срезает отражающие горизонты К и $К_1$, прослеживающиеся в отложениях триаса (Журавлев, 1969в). На Подуральском плато этому несогласию отвечает раздел между зеркальной и незеркальной частями разреза надсолевых отложений, отчетливо выделяющимися на региональных сейсмических профилях (Знаменский и др., 1966; Знаменский, Хвилевицкий и др., 1968). На этих профилях (см. фиг. 70, 71) отчетливо устанавливается принципиальное различие в условиях залегания юрско-палеогеновых и верхнепермско-триасовых отложений. Оно проявляется настолько резко, что заставляет геофизиков говорить о специфическом «косослоистом строении» незеркальной части разреза надсолевых отложений (Знаменский и др., 1966) и даже о необходимости выделения ее в качестве самостоятельного пермо-триасового структурного этажа (Знаменский, Хвилевицкий и др., 1968).

Юрско-палеогеновый структурный этаж платформенного чехла Прикаспийской впадины только в крайних восточных разрезах Подуральского плато начинается пестроцветной формацией триаса (в районе слияния рек Эмбы и Темира — нижнего триаса, в районах, смежных с Актюбинским Приуральем,— верхнего триаса). Обычно в его основании залегает сероцветная угленосная формация нижней и средней юры, среднеюрская часть которой в Прикаспийской низменности замещается сероцветной морской песчано-глинистой формацией. Выше последовательно прослеживаются сероцветная морская терригенно-карбонатная формация верхней юры, сероцветная полифациальная песчано-глинистая формация нижнего мела — нижнего сеномана (с фацией пестроцветных глин неокома на юго-востоке), морская глауконитово-меловая формация верхнего мела и морская сероцветная опоково-глинистая формация палеогена. Последняя в восточных районах Прикаспийской низменности охватывает и досарматские отложения миоцена, но на юго-востоке Подуральского плато ее верхняя часть замещается сероцветной континентальной терригенной формацией верхнего эоцена — олигоцена. В связи со скольжением

[1] Схематические литолого-палеогеографические карты для отложений данного и верхнеплиоценово-четвертичного структурных этажей приведены в недавно опубликованной сводке «Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины» (Айзенштадт и др., 1967).

границ и различиями палеогеографических обстановок стратиграфический объем и литологический состав перечисленных формаций претерпевают изменения, характер которых мы попытаемся выявить ниже.

На восточной окраине Подуральского плато, в районе слияния рек Эмбы и Темира, в основании рассматриваемого структурного этажа (который здесь правильнее было бы именовать мезозойско-палеогеновым) резко несогласно на красноцветной молассовой формации верхней перми, развитой в межкупольных депрессиях, или непосредственно на кепроках соляных массивах куполов залегают пестроцветы нижнего триаса. В их составе различаются отложения кумсайской и тасшийской свит.

Кумсайская свита (до 120 *м*) состоит из чередования зеленовато-серых и коричневых глинистых мелкозернистых песков, светло-коричневых мелко- и неравномернозернистых песчаников, местами содержащих гальку, и пестроцветных (коричневато-красных и голубовато-серых) глин. Тасшийская свита (до 240 *м*) представлена чередованием коричневато-красных, вишневых, зеленых и темно-сиреневых алевритистых глин, коричневых и зеленовато-серых различных по зернистости глинистых песков, иногда заключающих линзы песчаников и содержащих мелкую гальку.

Как было отмечено, севернее, в Актюбинском Приуралье, отложения нижнего триаса вместе с верхнепермскими образуют единую красноцветную молассовую формацию. Ее резко трансгрессивно и несогласно перекрывают пестроцветная формация верхнего триаса, представленная отложениями курашасайской и курайлинской свит. В составе курашасайской свиты различаются: пачка голубовато-серых разнозернистых песков (25—40 *м*) с гравием и галькой, пачка серых глин (до 20 *м*) с прослоями и пластами бурых углей, а также пачка, образованная чередованием серых песков с тусклыми пестроцветными глинами (до 240 *м*). В курайлинской свите выделяются пачка полимиктовых песков (до 30 *м*), пачка пестроцветных глин (25—30 *м*) и пачка каолинистых песков (до 90 *м*), замещающихся вверх светлыми каолинистыми глинами.

К западу, при приближении к внутренним районам Прикаспийской впадины, несогласие между отложениями верхнего и нижнего триаса становится менее резким, и они образуют единую пестроцветную терригенную формацию триаса.

Над пестроцветами нижнего триаса восточной окраины Прикаспийской впадины или верхнего триаса Актюбинского Приуралья, а на западе Подуральского плато над пестроцветной формацией триаса или сероцветной терригенной формацией верхнего триаса — нижней юры развита сероцветная угленосная формация нижней и средней юры. В ее основании прослеживается песчано-галечниковая пачка, возраст которой в разных районах Прикаспийской впадины различен. На востоке Подуральского плато она относится к лейасу, на западной окраине плато отвечает в основном аалену, и только самая нижняя часть ее может принадлежать к лейасу, а самая верхняя — к самому началу байоса. В промысловом районе Южной Эмбы эта пачка относится к аалену, а в Прикаспийской низменности — отчасти к аалену, но в основном — к нижнему байосу.

Таким образом, нижняя граница юрской сероцветной угленосной формации изохронна, причем эта формация подстилается разновозрастными отложениями: на востоке Подуральского плато — красноцветами нижнего триаса, на западной окраине Подуральского плато и в Прикаспийской низменности — сероцветной континентальной терригенной формацией верхнего триаса и нижней юры. При этом на западе Прикаспийской низменности среднеюрская часть этой формации замещается сероцветной морской терригенной формацией. Таким образом, в Прикаспийской впадине среднеюрские отложения на западе являются морскими, а на

востоке — субконтинентальными, заключающими автохтонные пласты бурых углей. Однако отдельные прослои пород и на востоке впадины имеют прибрежно-морское происхождение и заключают остатки фауны, которые известны не только в промысловом районе Южной Эмбы (в лингуловой толще), но и на Подуральском плато (на куполах Кинжалы и Шубаркудук) и в Актюбинском Приуралье (на Шибаевском и Яйсанском буроугольных месторождениях). По-видимому, воды среднеюрского моря из современной Прикаспийской низменности временами проникали очень далеко на восток.

Отложения нижней юры выделяются только на востоке Подуральского плато, в бассейнах верховьев рек Уил и Сагиз, а также в районе слияния рек Эмбы и Темира. В их составе различаются песчано-галечниковая (до 85 *м*) и глинистая (до 60 *м*) пачки. Песчано-галечниковая пачка сложена светло-серыми слегка глинистыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками с обильной мелкой галькой кварца. Глинистая пачка образована серовато-белыми неизвестковистыми слабо алевритистыми песками. Мощность глинистой пачки возрастает к востоку, а песчано-галечниковой — к западу, причем уже в бассейне верхнего течения р. Уил нижняя юра представлена светло-серыми и белыми, реже — буроватыми и серыми, неравномернозернистыми песками с прослоями известковистых песчаников, гравелитов и серых, иногда белых, глин, местами содержащих линзовидные углистые прослойки. Во всех породах встречается многочисленная галька кремней, кварца, реже — яшм.

В более западных разрезах отложения нижней юры неотличимы от пород верхнего триаса и вместе с ними входят в состав сероцветной континентальной терригенной формации верхнего триаса — нижней юры, принадлежащей к кунгурско-триасовому структурному подэтажу.

На востоке Подуральского плато отложения аалена состоят из песчаной (до 33 *м*) и глинистой (до 25 *м*) пачек. Песчаная пачка сложена буровато-серыми, серыми, иногда зеленоватыми полевошпатово-кварцевыми песками, которые в бассейне верховьев р. Уил содержат многочисленную крупную гальку кварца, кремней и линзовидные прослои галечников. Глинистая пачка представлена серыми алевритистыми и песчанистыми глинами с обуглившимися растительными остатками и тонкими прослойками бурых углей. В западных разрезах Подуральского плато к аалену относятся серые глинистые алевролиты (до 27 *м*), переслаивающиеся с более светлыми разнозернистыми каолинизированными песками.

В промысловом районе Южной Эмбы ааленский возраст, по-видимому, имеет песчано-галечниковая толща (до 80 *м*). В ее основании прослеживаются светло-серые средне- и крупнозернистые пески с галькой кремней и кварца. Выше среди песков встречаются пачки серых, различных по тону глин и светло-серых песчаников. Еще выше пески, иногда белесые из-за примеси каолинового материала, содержат прослои песчаников, местами галечников.

В Прикаспийской низменности отложения аалена уверенно не выделяются, хотя и не исключено, что в некоторых разрезах песчаная пачка, прослеживающаяся в низах средней юры, в самой нижней части относится к аалену.

Байос-батские отложения на востоке Подуральского плато представлены чередованием пачек глин и песков, причем последние резко преобладают над глинами в наиболее восточных разрезах. Пески эти серые, серовато-желтые и серовато-зеленые, разнозернистые, в разной степени глинистые, с линзами глин и бурых углей, иногда с мелкой галькой кварца, кремней и карбонатных пород, местами с прослоями гравелитов и конгломератов. Глины серые, серовато-бурые и бурые, песчанистые или алевритистые, с линзами и прослоями бурых углей. Мощность байос-

батских отложений изменяется от 50 до 125 *м*, а в бассейне верховьев р. Уил мощность байоса достигает 200 *м*, бата — 80 *м*. На западе Подуральского плато отложения байоса (до 135 *м*) представлены переслаиванием серых глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников, связанных между собой постепенными переходами. Отложения бата (до 70 *м*) сложены светло-серыми алевритами с прослоями бурых углей и углистых глин.

В промысловом районе Южной Эмбы отложения байоса представлены песчано-глинистой и нижней угленосной толщами, отложения бата — лингуловой и верхней угленосной толщами.

Песчано-глинистая толща (100—250 *м*) состоит из чередующихся между собой песков и глин. Глины темно-серые, буровато- и светло-серые, алевритистые и углистые. Пески темные, зеленовато-серые, тонкозернистые, глинистые, переходящие в алевритовые глины. Среди глин и песков встречаются прослои светло-серых алевритовых песчаников и прослойки бурых углей.

Нижняя угленосная толща (60—80 *м*) сложена глинами, причем в нижней и средней частях ее разреза встречаются прослои песков, алевролитов, известковистых песчаников и сидеритов, а в верхней — до 11 пропластков и пластов бурых углей, из которых половина достигает рабочей мощности.

Лингуловая толща (70—160 *м*) является песчаной, а по типу пород не отличается от ниже- и вышележащих толщ, и только прослои бурых углей в ее составе отсутствуют. Для ее отложений обычны отпечатки створок лингул.

Верхняя угленосная телща (65—75 *м*) сохранилась неповсеместно. Она сложена темными глинами с прослоями песков и песчаников, часто с примесью углистого материала и пластами бурых углей (до 8 пластов, из которых 5 достигают рабочей мощности).

В Прикаспийской низменности прослеживается сероцветная морская песчано-глинистая формация средней юры. В ее составе к байосу относятся базальная песчаная, нижняя глинистая, песчано-алевритовая и верхняя глинистая толщи, а к бату — алевритовая толща. Базальная толща по положению в разрезе гомологична песчано-галечниковой толще аалена промыслового района Южной Эмбы и песчано-галечниковой пачке лейаса Подуральского плато, но по возрасту в основном относится к раннему байосу, и только самые низы ее могут принадлежать к аалену. Нижняя глинистая и песчано-алевритовая толщи, вероятно, соответствуют песчано-глинистой толще байоса промыслового района Южной Эмбы. Верхняя глинистая толща отвечает его нижней угленосной толще, тогда как нижние слои алевритовой толщи могут быть сопоставлены с лингуловой свитой, а верхние — с верхней угленосной толщей.

Базальная песчаная толща (36—50 *м*) залегает непосредственно на сероцветной континентальной терригенной формации верхнего триаса — нижней юры. В нижней и верхней ее частях преобладают песчаные породы, а в средней — алевритистые глины. Пески и песчаники светло-серые, средне- и разнозернистые, с примесью обломков кремнистых и эффузивных пород. Глины темно-серые, слегка буроватые, алевритистые.

Нижняя глинистая толща (от 35—80 *м* к западу от р. Урал до 120 *м* к востоку от этой реки) образована глинами серыми, слегка буроватыми, обычно алевритистыми, местами тонко переслаивающимися со светло-серыми алевролитами и в средней части изредка содержащими прослои песчаников и известняков. В восточном направлении эта толща, как и другие толщи средней юры, становится более песчаной.

Песчано-алевритовая толща (до 65—75 *м*) представлена чередованием серых мелкозернистых песчаников, алевритов и алевролитов, иногда с прослоями буровато-серых глин.

Верхняя глинистая толща (до 130 *м*) образована темно-серыми и бурыми глинами, в разной степени алевритистыми, внизу и вверху с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Алевритовая толща (40—100 *м*) сложена серыми и палевыми алевритовыми глинами, алевритами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, сидеритов, реже — мергелей. В ее нижней части преобладают песчано-алевритовые породы, в средней — глины, а в верхней части песчано-алевритовые породы чередуются с глинами.

Вышележащая сероцветная морская терригенно-карбонатная формация верхней юры разделяется на терригенную и терригенно-карбонатную субформации, нижняя из которых отвечает келловею, оксфорду и кимериджу, а верхняя — волжскому ярусу.

В течение позднеюрского времени на территории Подуральского плато, особенно на его восточной окраине, накапливались мелководные и маломощные прибрежные осадки. Напротив, в промысловом районе Южной Эмбы и особенно в Прикаспийской низменности отложения рассматриваемой формации отличаются большей глинистостью, известковистостью; они образовывались в более мористых условиях, дальше от береговой линии, хотя также являются мелководными морскими осадками.

На западе Прикаспийской низменности нижняя часть терригенной субформации верхней юры, отвечающая келловею (до 220 *м* по восточному берегу оз. Эльтон), представлена серыми, иногда зеленоватыми глинами с прослойками серых известняков, мергелей, мелкозернистых песков и песчаников, местами сидеритов. Ее средняя часть, соответствующая оксфорду (до 105 *м* в Новоузенской опорной скважине), сложена внизу серыми глинами с галькой фосфоритов в основании, а вверху — такими же глинами с прослоями песчаников или серыми мергелями. Наконец, ее верхняя часть, относящаяся к кимериджу (до 65 *м* в Аралсорской сверхглубокой скважине), образована внизу светлыми известняками с галькой фосфоритов в основании, а вверху — темно-серыми или буровато-зелеными алевритистыми глинами, над которыми залегают либо серые мергели, либо глины с редкими прослоями мергелей и алевролитов с желваками фосфоритов.

На востоке Прикаспийской низменности терригенная субформация верхней юры становится более мелководной и менее мощной. Так, отложения келловея (до 13,5 *м* на куполе Челкар) здесь представлены серыми глинами с прослоями известняков и изредка алевролитов. В их основании прослеживаются зеленовато-серые песчаники (местами до 1 *м*) с угловатыми желваками фосфоритов и фосфоритизированными ядрами аммонитов. Отложения оксфорда (до 40 *м* на куполе Джиландысор) сложены более темными глинами, в основании которых местами встречаются пески с гальками фосфоритов и кремней, а выше — прослои серых известняков, песчаников, песков и алевритов. Отложения кимериджа (до 12 *м* на куполе Бектеньоба-Барханный) образованы темно-серыми и черными алевритистыми и аргиллитоподобными глинами с прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников.

В промысловом районе Южной Эмбы отложения келловея (до 112 *м* на куполе Кулсары) представлены чередующимися серыми песчаниками, песками и песчанистыми глинами. К югу они становятся более глинистыми и на Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии подсолевого ложа состоят из темно- и зеленовато-серых глин (до 100 *м*) с подчиненными прослоями алевролитов, песков, песчаников, изредка мергелей. К верхам келловея — низам оксфорда на Южной Эмбе, возможно, принадлежит верхняя часть пачки песков и песчанистых глин, отнесенных к келловею. Верхи оксфорда сложены темно- и зеленовато-серыми песками с фосфоритами, переслаивающимися с буровато-серыми глинами. Общая мощность отложений оксфорда не превышает первых десятков мет-

ров. На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии подсолевого ложа к оксфорду относятся серые, иногда зеленоватые глины (до 22 *м*), алевритистые, известковистые, с редкими прослойками алевролитов, мергелей и глинистых известняков. Отложения кимериджа в промысловом районе Южной Эмбы либо отсутствуют, либо не выделены из состава песков и глин, подстилающих терригенно-карбонатную субформацию верхней юры.

На Подуральском плато отложения келловея сложены зеленовато- и светло-серыми среднезернистыми песками, местами песчаниками, в основании более грубыми, гравийными, с галькой кварца и кремней, изредка с прослоями ракушечников и песчанистых мергелей. Мощность их не превышает 20 *м* и только на куполе Байжанмола, где келловей представлен голубовато-серыми алевритами с прослоями серых глин, достигает 50 *м*. К отложениям оксфорда (менее 10 *м*) относятся зеленовато-серые пески и песчаники, иногда кварцитовидные, с желваками фосфоритов. В основании кимериджа прослеживается фосфоритовая плита (до 0,2 *м*), а выше — зеленовато-серые мелкозернистые пески и песчаники (до 1 *м*) с крупными сростками фосфоритов.

Для верхней, терригенно-карбонатной, субформации верхней юры характерны появление фации горючих сланцев в составе отложений зоны *Dorsoplanites panderi* и преимущественно карбонатный состав отложений зоны *Virgatites virgatus* волжского яруса, представленных почти повсеместно сероцветными мергелями, известняками и известковистыми глинами. В западных и центральных районах Прикаспийской низменности, где развиты относительно более глубоководные отложения зоны *Dorsoplanites panderi* — сероцветные известковистые глины с прослоями мергелей и известняков — прослои горючих сланцев отсутствуют. Они появляются на севере Прикаспийской низменности и на южных отрогах Общего Сырта, в промысловом районе Южной Эмбы и на севере Подуральского плато, где отложения упомянутой зоны становятся более глинистыми. Максимальная мощность терригенно-карбонатной субформации установлена в Новоузенской опорной скважине и достигает 210 *м*.

Для отложений всех ярусов, составляющих сероцветную морскую терригенно-карбонатную формацию верхней юры, характерен постепенный переход от больших мощностей и морских фаций на западе и юге Прикаспийской впадины к малым мощностям и мелководным, прибрежным фациям на востоке и северо-востоке, особенно на территориях, тяготеющих к Актюбинскому Приуралью.

Сероцветная полифациальная песчано-глинистая формация нижнего мела — нижнего сеномана в Прикаспийской низменности представлена почти исключительно морскими отложениями, которые на востоке Подуральского плато частично (отложения альба) замещаются континентальными образованиями. В ее составе различаются глинистая (до низов альба включительно) и песчанистая (верхний альб — нижний сеноман) субформации. При этом в промысловом районе Южной Эмбы и на юге Подуральского плато в составе глинистой субформации обособляется фация пестроцветных глин баррема.

На западе Прикаспийской низменности нижняя часть глинистой субформации представлена зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками валанжина (до 85 *м*) с прослоями песчаников, внизу — с желваками фосфоритов. Выше залегают темно-серые, почти черные, аргиллитоподобные глины готерива (до 50 *м* и более) с прослоями серых алевритов, алевролитов, песков и песчаников.

На востоке Прикаспийской низменности и в промысловм районе Южной Эмбы к валанжину относятся светло- и зеленовато-серые известковистые глины (до 110 *м*), которые на Южной Эмбе местами обогащены галькой песчаников и кремней. На Южно-Эмбенском погребенном крае-

вом поднятии подсолевого ложа валанжин внизу представлен серыми, зеленовато-серыми и темно-зелеными глинистыми известняками (свыше 17 *м*), а вверху — зеленовато-серыми алевритовыми глинами и алевритами (свыше 20 *м*).

В восточной части Прикаспийской низменности образования готерива сложены глинистой (до 50 *м*) и песчано-глинистой (до 45 *м*) пачками. Глинистая пачка представлена зеленовато-серыми, светло- и темно-серыми глинами с прослоями серых мелкозернистых, иногда известковистых песчаников. Песчано-глинистая пачка образована чередованием зеленовато- и темно-серых песчанистых глин и песков.

В промысловом районе Южной Эмбы в составе отложений готерива различаются пелециподовая (50—10 *м*), в основном глинистая, и песчано-глинистая (12—38 *м*) пачки. Пелециподовая пачка сложена зеленовато-серыми, серыми и голубовато-серыми, обычно известковистыми глинами, реже — мергелями, а в верхней части (3—37 *м*) — песками с прослоями песчанистых глин и со стяжениями песчаников. Песчано-глинистая пачка представлена чередованием зеленовато-серых песчанистых глин, песков и песчаников.

На Подуральском плато валанжин (до 60 *м* на куполе Байтас) образован чередованием пачек зеленовато-серых тонкопесчанистых глин и тонкозернистых песков, содержащих плоские конкреции серых и коричневато-серых песчаников. На юге плато еще сохраняется характерное для Южной Эмбы деление готерива на глинистую (до 80 *м*) и песчано-глинистую (свыше 35 *м*) пачки. На севере плато к готериву относится нижняя часть (свыше 70 *м*) толщи зеленовато-серых и зеленовато-желтых глин с прослоями мелкозернистых песков, а также голубовато- и зеленовато-серых песчаников.

Отложения баррема в Прикаспийской впадине резко различны по фациальному облику. В промысловом районе Южной Эмбы и в южной части Подуральского плато к ним относятся пестроцветные пресноводно-континентальные образования, отдельные прослои и базальный горизонт которых имеют морское происхождение. На Южной Эмбе базальный горизонт (5—35 *м*) состоит из зеленовато- и желтовато-серых глинистых мелкозернистых песков, местами с прослоями ракушечников и голубовато-серых глин. Пестроцветная толща в нижней части (свыше 210 *м*) сложена глинами зеленовато-серыми и зелеными, темно-красными и коричневыми, с прослоями алевритов, песков, песчаников и мергелей. Верхняя ее часть (свыше 190 *м*) представлена чередованием пачек песков и глин, к которым приурочены прослои известняков, мергелей и песчаников. Ее породы окрашены в серые, зеленовато- и темно-серые, темно-красные, коричневато-красные, зеленые и другие цвета, причем вверх по разрезу количество красноцветных пород уменьшается.

На юг Подуральского плато в основании баррема обычно залегает пачка (до 15—20 *м*) алевритов и песков, над которой прослеживается толща (свыше 300 *м*) пестроцветных (темно-красных, коричневых и зеленых) глин с прослоями песков, песчаников и мергелей. Наиболее северными пунктами распространения пестроцветной фации баррема на Подуральском плато являются Хобдинская опорная скважина в нижнем течении р. Киил, купола Байжанмола и Алтыкарасу на р. Уил, а также купол Мортук у слияния рек Эмбы и Темира.

На западе Прикаспийской низменности баррем представлен серыми и темно-серыми глинами (до 20 *м*) с прослоями мергелей. На севере восточной части Прикаспийской низменности, на куполах Индер и Матенкожа, в основании баррема прослеживается слой (до 5 *м*) песков, алевритов и песчаников. Над ним залегает пачка (до 50 *м*) зеленовато-серых и серых песчанистых глин, внизу с прослоями песчаников и алевритов, вверху обычно известковистых. Севернее среди глин встречаются

прослои мергелей. Наконец, на севере Подуральского плато к баррему, видимо, относится верхняя часть толщи зеленовато-серых и зеленовато-желтых глин (свыше 40 *м*), низы которой соответствуют готериву.

В отличие от баррема, апт повсеместно представлен морскими отложениями — глинами темно-серыми, почти черными, слюдистыми, с прослоями серых кварцевых мелкозернистых песков. В основании глин часто прослеживается горизонт песков и алевритов (на Южной Эмбе до 30 *м*), обычно кварцево-глауконитовых, с прослоями черных глин, серых известняков и конкрециями песчаников с галькой различных пород. Мощность отложений апта в Прикаспийской низменности и на Подуральском плато иногда превышает 90 *м*, а на Южной Эмбе — 190 *м*.

Фация черных глин апта сохраняет литологические особенности независимо от условий накопления осадков. Даже около южных отрогов Урала отложения апта, хотя и содержат линзы грубых галечников, но представлены теми же глинами.

За исключением этих глин, ниже- и вышележащие отложения сероцветной песчано-глинистой формации нижнего мела — нижнего сеномана по мере движения на восток и северо-восток фациально изменяются. Морские фации замещаются мелководными, прибрежными и даже континентальными (которые для сероцветной морской терригенно-карбонатной формации верхней юры неизвестны). Наиболее резко смена фаций проявляется в отложениях альба: если в Прикаспийской низменности они нацело являются морскими, то на востоке и севере Подуральского плато, за исключением самых нижних горизонтов,— континентальными.

В Прикаспийской низменности альб представлен различными по тону серыми глинами, иногда алевритистыми или песчанистыми, с прослоями серых мелкозернистых, иногда глауконитовых песков и песчаников, доломитизированных или сидеритовых. Максимальная мощность отложений отдельных подъярусов альба отмечена в восточных разрезах и равна 80 (нижний альб), 190 (средний альб) и 50 *м* (верхний альб).

В промысловом районе Южной Эмбы отложения нижнего и среднего альба являются исключительно морскими, а верхнего альба — частично континентальными. В основании серых песчано-глинистых отложений нижнего альба (до 90 *м*) прослеживается пачка (до 25 *м*) серых глинистых, иногда глауконитовых песков. В ее подошве лежит слой конгломератов, состоящих из галек осадочных и изверженных пород, скрепленных песчано-известковистым цементом. Средний альб (до 90 *м*) в южных и восточных разрезах представлен чередованием глин, песков и алевритов с прослоями песчаников. Верхний альб (до 440 *м*) образован серыми и зеленовато-серыми песками со слоями и пачками (до 15 *м*) серых и темно-серых глин и с конкрециями (до 3—4 *м* и более в диаметре) песчаников.

На юге Подуральского плато отложения нижнего альба являются морскими, среднего альба — большей частью морскими, верхнего альба — почти нацело континентальными. Нижний альб (до 50 *м*) образован темно-серыми глинами с пропластками ожелезненных песчаников и подчиненными прослоями песков и алевролитов, количество которых возрастает вверх по разрезу. В их основании обычно залегает слой (до 1,5 *м*) глауконитовых песков с фосфоритами, местами — слой глин, обогащенных глауконитом, местами — слой мелкой кварцевой гальки, иногда с желваками фосфоритов. В верхней части нижнего альба прослеживается слой (до 6 *м*) караваеобразных стяжений песчаников.

Средний альб (до 110 *м*) сложен ослепительно белыми (внизу), серыми и желтовато-серыми (вверху) кварцевыми песками, обогащенными каолиновым материалом (возможно, что на востоке их нижняя часть относится к нижнему альбу). Пески внизу обычно мелкозернистые, вверху — разнозернистые, с прослоями алевритов, серых и лилово-серых глин, а также с прослойками бурых углей и линзами глиняной гальки.

Верхний альб (до 70 *м*) представлен бурыми и желто-бурыми, иногда светло-серыми, разнозернистыми песками и песчаниками с тонкими прослоями и линзами серых и темно-серых глин, с невыдержанными прослоями внутриформационных конгломератов, сложенных плоской глиняной галькой, а также со стяжениями песчаников (иногда до 2—3 *м* в диаметре). В их основании обычно прослеживается слой (до 0,3 *м*) бурых жеодистых песчаников с гравием и галькой кварца.

На севере Подуральского плато отложения нижнего и среднего альба являются преимущественно морскими, а верхнего — континентальными. Нижняя часть нерасчлененных отложений нижнего и среднего альба (до 110 *м* на западе) состоит из серых глин, местами песчанистых, с прослоями мелкозернистых песков и ожелезненных песчаников, количество которых возрастает вверх по разрезу и к востоку. Верхняя часть их разреза (до 50 *м*) сложена серыми и темно-серыми каолинизированными песками и алевритами с подчиненными прослоями темно-серых глин. Отложения верхнего альба (до 30 *м* и более) представлены такими же, как и на юге Подуральского плато, песками и песчаниками.

В составе континентальных аллювиально-дельтовых песков верхнего альба в разных районах Подуральского плато встречаются прослои песчаников с морской фауной (Журавлев, 1957а, 1960б; Салтыкова, Шлезингер, 1959). Их присутствие показывает, что в позднеальбское время морские воды из современной Прикаспийской низменности проникали далеко на северо-восток, в пределы аллювиальных равнин, простиравшихся до южных отрогов Урала. Появление маломощных прослоев с морской фауной не сопровождается увеличением мощности континентальных отложений верхнего альба. По-видимому, конфигурация береговой линии в моменты максимального проникновения на северо-восток морских вод определялась преимущественно скоростью накопления терригенного материала, в частности интенсивностью роста речных дельт (Журавлев, 1960б).

Сероцветную полифациальную песчано-глинистую формацию нижнего мела — нижнего сеномана венчают отложения сеноманской морской трансгрессии. В Прикаспийской низменности к ним относятся серые, темно-серые или почти черные глины (до 60 *м*) с прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых, местами глауконитовых песков и песчаников. В основании глин и в верхней, более песчанистой, части их разреза прослеживаются глауконитовые пески с гальками и желваками фосфоритов.

В промысловом районе Южной Эмбы нижняя часть сеномана (до 44 *м*) сложена такими же глинами. Их средняя часть (до 40 *м*) образована зеленовато-серыми крупно- и среднезернистыми песками с гальками фосфоритов. Эти пески местами являются глинистыми и иногда переходят в рыхлые песчаники, причем в их основании неповсеместно прослеживаются конкреции песчаников. Наконец, верхняя часть разреза (до 46 *м*) представлена чередующимися пачками глин (5—15 *м*) и песков (до 5 *м*).

На Подуральском плато морские отложения сеномана распространяются на восток примерно до меридиана истоков р. Сагиз, в бассейне которой они представлены наиболее полно. Восточнее они размыты, и фосфоритовый слой основания глауконитово-меловой формации верхнего мела залегает на песках верхнего альба. На юго-западе плато они близки к отложениям сеномана Южной Эмбы, но в бассейне р. Сагиз обогащаются песчаным материалом и представлены чередованием пачек песков и глин (до 85 *м*). В их основании прослеживается слой галечника или гравийных песков с галькой кварца, кремней и желваками фосфоритов. Пески сеномана табачно-желтые, желтовато- и зеленовато-серые, обычно мелко- и тонкозернистые, иногда более грубые — до гравийных, местами глауконитовые. Глины серые, различных оттенков, иногда песчанистые и содержащие тонкие прослойки песков. В пачках глин и особенно песков нередко

встречаются пропластки, пласты и крупные плоские конкреции песчаников.

К востоку и северу от истоков р. Сагиз морские отложения сеномана становятся заметно менее мощными, более мелководными, песчанистыми и фосфоритоносными. Однако в отличие от альба континентальные аналоги морских отложений сеномана в Прикаспийской впадине имеют крайне ограниченное распространение. К ним относятся только обнаженные по открывающемуся справа в р. Эмба оврагу Теректысай мелкозернистые пески, алевриты и глины (до 2 *м*) с отпечатками листьев платанов.

Вышележащая морская глауконитово-меловая формация верхнего мела только в нижней части и в крайних восточных разрезах обогащена терригенным материалом. Туронская трансгрессия интенсивно размыла более древние меловые отложения Прикаспийской впадины. Менее интенсивными были сантонская, кампанская и маастрихтская трансгрессии, проявившиеся в основном на востоке впадины. В начале турона на большей части впадины, а также в раннесантонское, раннекампанское и раннемаастрихтское время по ее восточной окраине создались благоприятные условия для накопления фосфоритов, причем заключающие их породы нередко обогащены глауконитом. Состав отложений упомянутой формации становится более карбонатным в верхних ее горизонтах, а в целом — на западе, в Прикаспийской низменности.

В течение туронского, сенонского и датского веков, как и в раннем мелу — раннем сеномане, основным источником сноса служила южная оконечность Урала. Об этом свидетельствует присутствие по ее периферии плохо отсортированных терригенных пород, которые уже на небольшом удалении обогащаются пелитами, а затем сменяются карбонатными отложениями. Со временем поступление терригенного материала с Урала последовательно уменьшалось. В позднем маастрихте наступила фаза обмеления и регрессии мелового моря. Она наиболее ощутимо проявилась в датском веке — отложения датского яруса к югу от низовьев р. Эмбы представлены уже красноцветными карбонатными породами.

Самые нижние пачки рассматриваемой формации, отвечающие турону и коньяку, в Прикаспийской низменности представлены серыми мергелями (50—75 *м*), иногда глинистыми и песчанистыми, на западе с прослоями зеленовато-белого и белого писчего мела, а на востоке — с прослоями зеленовато-серых и серых глин. В их основании прослеживается слой (до 1 *м*) либо серых песчанистых мергелей или кварцево-глауконитовых песчаников с галькой и желваками фосфоритов, либо фосфоритовая плита. В промысловом районе Южной Эмбы и на юге Подуральского плато эти мергели (до 90 *м*) сохраняют свой облик. На востоке и севере Подуральского плато им соответствуют оливково-зеленые и светло-серые известняки, песчанистые глины, известковистые песчаники и мергели. Их мощность не превышает 50 *м*, но резко сокращается к востоку и северу.

Отложения сантона на западе Прикаспийской низменности (до 100 *м*) сложены внизу зеленовато-серыми глинистыми мергелями, в средней части — белыми известняками, вверху — светло-серыми мергелями. На востоке низменности сантон образован мергелями с прослоями писчего мела, известняков, глин и алевритов. В промысловом районе Южной Эмбы отложения сантона (до 70 *м*) представлены чередованием писчего мела и мергелей, которые вверху и внизу преобладают.

На западе Подуральского плато к сантону относятся белые и зеленовато-белые мергели (до 75 *м*), местами глинистые и песчанистые, внизу с прослоями белых и зеленовато-белых глин. К востоку и северу содержание терригенных пород возрастает и, соответственно, до нескольких метров снижается общая мощность отложений сантона. По восточной окраине Прикаспийской впадины они сложены глауконитовыми песками,

песчаниками, глинами, изредка мергелями и содержат желваки фосфоритов, нередко образующие выдержанные горизонты и фосфоритовые плиты.

Отложения кампана в Прикаспийской низменности и на Южной Эмбе представлены чередованием белых и светло-серых мелоподобных и зеленовато-серых глинистых мергелей, глинистого и песчанистого писчего мела. На Подуральском плато мергели постепенно сменяются зеленовато-серыми и серыми глинами, все более песчанистыми и в восточных разрезах заключающими прослои песков, известковистых песчаников и рыхлых алевритов. Соответственно уменьшается общая мощность отложений кампана: если в Прикаспийской низменности и на Южной Эмбе она местами достигает 165—200 *м*, то в восточных и северных разрезах Подуральского плато не превышает первых десятков метров.

Отложения маастрихта в Прикаспийской низменности состоят из белого писчего мела и серовато-белых мелоподобных известняков и мергелей. По мере движения на север и особенно на восток количество и мощность прослоев мергелей увеличиваются, мел становится все более песчанистым, появляются линзы песков и ожелезненных песчаников. В тех же направлениях уменьшается мощность отложений маастрихта: если в Прикаспийской низменности она достигает 165—200 *м*, то в западных разрезах Подуральского плато снижается вдвое, а в его восточных разрезах — до первых десятков метров.

Морскую глауконитово-меловую формацию верхнего мела венчают отложения датского яруса. На западе Прикаспийской низменности они представлены белыми и серовато-белыми мелоподобными мергелями (до 55 *м*) с прослоями писчего мела и мелоподобных известняков, зеленовато-серых глин, иногда серых опок. В восточной части Прикаспийской низменности датский ярус на севере сложен белыми мелоподобными известняками (до 5,5 *м*), а на юге — светло-серыми, слегка зеленоватыми мергелями (до 45 *м*) с прослоями писчего мела, мелоподобных известняков и светло-серых известковистых глин (количество и мощность прослоев последних возрастают в западном направлении).

В промысловом районе Южной Эмбы датский ярус представлен зеленовато-серыми и кирпично-красными глинистыми мергелями (до 75 *м*) с прослоями белого писчего мела и зеленовато-серых известковистых глин. В основании мергелей иногда прослеживается конгломерат из галек карбонатных пород.

На Подуральском плато датский ярус известен на западной окраине, к северу от р. Уил. В самых западных разрезах отложения (до 30 *м*) яруса образованы светло-зелеными мергелями, иногда глинистыми, с прослоями серовато-зеленых глин или со светлыми зеленовато-серыми мергелистыми глинами. Несколько восточнее эти мергели сменяются зеленовато-серыми известняками (до 3 *м*), в основании которых проходит слой кварцевой гальки и желваков фосфоритов. Севернее, в верховьях р. Утвы и ниже по ее течению, к датскому ярусу относятся светлые, иногда желтоватые органогенные известняки, мощность которых не превышает нескольких метров.

К тому же структурному этажу принадлежит сероцветная морская опоково-глинистая формация палеогена, которая по сравнению с морской глауконитово-меловой формацией верхнего мела еще более однородна. В основании она сложена зеленовато-серыми глинами, в разной степени опоковидными, алевритистыми и карбонатными, с прослоями опок, алевритов, песков, мергелей, изредка известняков. Только к югу от р. Эмбы в самых низах ее разрезов встречаются прослои красноцветных глин. Верхняя граница формации скользящая: если на юге восточной части Прикаспийской низменности к рассматриваемой формации принадлежат не только отложения палеогена, но и досарматские отложения миоцена,

то в юго-восточных районах Подуральского плато — верхний олигоцен, в истоках р. Сагиз — почти весь нижний олигоцен, а на севере Подуральского плато верхняя часть эоцена относятся к сероцветной континентальной терригенной формации эоцена и олигоцена.

На западе Прикаспийской низменности сероцветная морская опоково-глинистая формация начинается серыми глинами палеоцена, иногда слабо алевритистыми и карбонатными, вверху опоковидными, содержащими прослои алевролитов, реже — песчаников. На южных отрогах Общего Сырта к палеоцену относятся песчано-глинисто-опоковые породы. В большинстве разрезов выделяются отложения нижнего и верхнего палеоцена, причем их мощность в Новоузенской опорной скважине соответственно равна 45 и 58 *м*, на Урдинской, Акобской, Казталовской и Фурмановской площадях — 100 и 90—100 *м*, а в районе пос. Озинки и на горе Ичка их суммарная мощность равна 180 *м*.

На востоке Прикаспийской низменности, в ее северных районах, палеоцен представлен песчано-глинисто-опоковыми породами (до 60 *м*), а южнее — зеленовато- и темно-серыми глинами с прослоями зеленовато-серых песков, иногда с прослоями опок, опоковидных глин, местами — мергелей. В низовьях р. Урал мощность нижнего палеоцена 45 *м*, а верхнего палеоцена 70 *м*.

В промысловом районе Южной Эмбы к верхнему палеоцену относится верхняя часть (до 14 *м*) пачки зеленовато-серых и серовато-зеленых мергелей с прослоями кирпично-красных мергелей, карбонатных глин и белых известняков. Нижняя ее часть (до 30 *м*) содержит микро- и макрофауну датского яруса и палеоцена, и вопрос о ее стратиграфической принадлежности не решен.

На западной окраине Подуральского плато к верхнему палеоцену относятся либо светло-зеленые и зеленовато-серые известковистые глины с прослоями мергелей (до 50 *м* на куполе Тамдыкуль), либо серые опоковидные глины, чередующиеся с опоками (до 40 *м* на куполе Чингис). Восточнее, в истоках р. Сагиз, палеоцен представлен серыми и светло-серыми, вверху грязно-зелеными, глинами (до 18 *м*) с редкими прослоями мергелей. Еще восточнее, в верхнем течении р. Эмбы и в нижнем течении р. Темир, к палеоцену относится пачка (до 10 *м*) зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песков с фосфоритовым горизонтом в основании, со стяжениями и невыдержанными прослоями опоковидных песчаников.

Отложения эоцена на западе Прикаспийской низменности представлены серыми и зеленовато-серыми глинами, обычно слабо карбонатными и алевритистыми, с прослойками алевролитов, песчаников, иногда мергелей. Мощность отложений нижнего, среднего и верхнего эоцена в Аралсорской сверхглубокой скважине соответственно равна 208, 152 и 48 *м*.

На востоке Прикаспийской низменности нижний эоцен (до 35 *м*) сложен серыми аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с прослоями песков, песчаников, алевритов и алевролитов. Средний эоцен (до 200 *м*) образован глинами зеленовато- и темно-серыми, иногда буроватыми, известковистыми, местами опоковидными, с прослоями алевролитов, реже — песков и известняков. Верхний эоцен (до 145 *м*) представлен такими же глинами с прослоями алевролитов.

В промысловом районе Южной Эмбы отложения нижнего, среднего и низов верхнего эоцена (агниязская свита — от 60 до 90 *м*) внизу сложены зеленовато-белыми глинистыми известняками и светло-серыми мергелями с прослоями темно-серых известковистых глин, изредка — красновато-бурых мергелей. В их средней части прослеживаются белые глинистые известняки и розовато-серые мергели с прослоями темно-серых глин. Выше залегают белые, серые и зеленовато-серые, вверху иногда буроватые мергели с прослоями глинистых известняков. К югу все

чаще встречаются зеленовато-серые глины. Верхняя часть верхнего эоцена (до 200 *м*) сложена внизу бурыми и зеленовато-бурыми, вверху — серовато-зелеными глинами и мергелями. Вверх по разрезу прослои мергелей исчезают, а глины становятся некарбонатными.

На юге Подуральского плато, по левобережью р. Эмбы, характер отложений эоцена подобен. Севернее, на междуречье Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила, к нижнему эоцену (10—45 *м*) относятся темно-серые опоки, сменяющиеся выше зеленовато-серыми слабо известковистыми глинами. Средний эоцен (50—80 *м*) представлен темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми и зелеными глинами с гнездами и прослойками светло-серых алевритов и зеленовато-серых мелкозернистых песков, реже — песчаников. Верхний эоцен, местами неотделимый от нижнего олигоцена (до 120 *м*, включая нижнюю часть олигоцена), сложен зелеными, серовато- и грязно-зелеными глинами, в основном бескарбонатными, алевритистыми, внизу с пропластками алевролитов. Восточнее, в верхнем течении р. Эмбы и в истоках р. Темир, отложения эоцена (в основном среднего и верхнего) образованы зеленовато-серыми бескарбонатными, в разной мере песчанистыми, иногда опоковидными глинами (до 40—50 *м*). В восточных разрезах среди глин появляются прослои и пачки зеленовато-серых песков, иногда переходящих в опоковидные песчаники.

На севере Подуральского плато отложения эоцена лишь внизу представлены зеленовато-серыми и серовато-зелеными глинами (до 30—35 *м*), обычно бескарбонатными и опоковидными, с прослоями песков, опоковидных песчаников и светлых опок. Количество прослоев опоковидных песчаников и опок увеличивается вверх по разрезу и в северном направлении. Верхняя часть эоцена здесь сложена уже континентальными песками и сливными кварцевыми песчаниками.

Отложения нижнего олигоцена на западе Прикаспийской низменности сохранились от размыва лишь в нескольких межкупольных депрессиях и компенсационных мульдах. Они состоят из серых и буровато-зеленых, иногда зеленовато-серых, слабо известковистых глин (до 103 *м*).

На востоке Прикаспийской низменности к олигоцену относятся зеленовато- и светло-серые, иногда темно-серые, алевритистые глины с прослоями алевролитов и известковистых глин. Необходимо отметить, что именно здесь скв. П-24, пробуренная на куполе Бектеньоба-Барханный в Тукбайской компенсационной мульде (на правобережье р. Урал, в 70 *км* к западу от оз. Индер), вскрыла аномально мощный разрез рассматриваемой формации, сохраняющей, однако, свой характерный литологический состав (Васильев, Гибшман и др., 1968, 1969). Мощность принадлежащей к палеогену нижней части ее разреза (от нижнего палеоцена до среднего олигоцена) достигает 2519 *м*, при мощности нижнего олигоцена 277 *м*, среднего олигоцена 521 *м*.

Верхняя часть ее разреза (до 1017 *м*) представлена морскими отложениями миоцена. В их составе нижнему миоцену (713 *м*) отвечают глины серые и зеленовато-серые, алевритистые, местами известковистые, внизу (нижние 263 *м*) с прослоями песчаников. К среднему и верхнему миоцену (304 *м*) относятся серовато-зеленые сильно песчанистые известковистые глины, чередующиеся со средне- и мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками. Среди глин и песков встречаются прослои темно-серых и черных глинистых сланцев, причем все породы содержат углистые включения. Наличие отложений миоцена (по-видимому, досарматских) поднимает возможную верхнюю возрастную границу морской сероцветной опоково-глинистой формации на юге восточной части Прикаспийской низменности, но резкое увеличение ее мощности до 3536 *м* определяется чисто местными причинами — синхронным осадконакоплению активным прогибанием Тукбайской компенсационной мульды.

В низовьях р. Урал и в промысловом районе Южной Эмбы в составе

отложений олигоцена выделяются аналоги хадумского горизонта (40—45 *м*), искинская свита (до 140 *м*) и абжельская свита (свыше 200 *м*). Аналоги хадумского горизонта представлены чередованием зеленых глин и светлых мергелей, выше сменяющихся зелеными глинами. Искинская свита образована ярко-зелеными глинами, которые вверх по разрезу становятся желтоватыми и песчанистыми. Наконец, абжельская свита сложена буровато-серыми, иногда зеленоватыми, местами слабо известковистыми глинами с прослоями и линзами буровато-зеленых глинистых песков, песчаников и гравийных конгломератов.

Более высокое стратиграфическое положение занимают обнаруженные пока лишь неподалеку от г. Гурьева, в Абжельской компенсационной мульде, морские красноцветные карбонатные гипсоносные глины (до 40 *м*) тортонского яруса среднего миоцена (Никитина, 1958). Они, как и отложения миоцена Тукбайской компенсационной мульды, по-видимому, наращивают морскую опоково-глинистую формацию, которая на юге восточной части Прикаспийской низменности является палеоген-миоценовой (но досарматской).

На Подуральском плато морские отложения олигоцена известны на крайнем западе междуречья Сагиза и Уила, а также в верховьях р. Сагиз. В первом из упомянутых районов, на куполе Барлыбай, они представлены зеленовато-серыми глинами (до 60 *м*) с прослоями песчаников. В верховьях р. Сагиз, в Аккольской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Акшукур, верхняя часть морских отложений палеогена является нижнеолигоценовой. Выше залегают континентальные отложения олигоцена (до 168 *м*), в составе которых выделяются нижняя песчаная, глинистая, верхняя песчаная и угленосная пачки.

Нижняя песчаная пачка (до 42 *м*) представлена светло-серыми, слегка голубоватыми, мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками, которые внизу содержат мелкую гальку и гравий кварца и кремней, а вверху — прослойки голубовато-серых неизвестковистых глин. В песках встречаются прослои, линзы и крупные конкреции желтовато-серых кварцитовидных песчаников.

Глинистая пачка (до 80 *м*) сложена голубовато-серыми и сероватозелеными неизвестковистыми алевритистыми глинами с прослойками серых мелкозернистых песков и песчаников. В ее основании встречается галька кварца и кристаллических пород, а вверху — прослои пестроокрашенных глин.

Верхняя песчаная пачка (до 25 *м*) образована серовато-желтыми, реже белыми, мелко- и среднезернистыми песками, содержащими гальку и гравий кварца, кремней, яшм и других пород. В песках присутствуют линзы и конкреции светло-серых кварцитовидных песчаников, а также прослойки зеленых бескарбонатных, иногда каолинизированных глин.

Угленосная пачка (до 12 *м*) представлена темно- и коричневато-серыми бескарбонатными глинами с прослойками серых алевритов и песков, с пластами (до 1,5—2 *м*) бурых углей и углистыми включениями.

Описанные отложения соответствуют верхней части чеганской, кутанбулакской и чиликтинской свитам олигоцена Северного Приаралья. Более высокое стратиграфическое положение занимают распространенные на крайнем юго-востоке Прикаспийской впадины континентальные отложения чаграйской свиты олигоцена — желтые и буровато-коричневые косослоистые грубозернистые пески и кавернозные песчаники (до 20 *м*) с прослоями и линзами обломков изверженных пород.

Таким образом, на юге Подуральского плато над морской опоково-глинистой формацией палеоцена — олигоцена обособляется сероцветная континентальная терригенная формация олигоцена. На севере плато верхние горизонты морской опоково-глинистой формации относятся к низам эоцена. Над ней, преимущественно в грабенах соляных куполов и в ком-

пенсационных мульдах, изредка прослеживаются белые кварцевые пески и сливные кварцевые песчаники верхов эоцена. Мощность этих континентальных образований не превышает первых десятков метров, причем они принадлежат к той же сероцветной континентальной терригенной формации верхов палеогена (здесь уже верхнего эоцена — олигоцена). Эта формация распространена лишь на Подуральском плато и по мере движения к югу ее нижняя граница поднимается вверх по стратиграфическому разрезу.

Рассмотренному юрско-палеогеновому структурному этажу Прикаспийской впадины на Туранской плите отвечает среднеюрско-нижнемиоценовый структурный этаж, над которым обособляется среднемиоцен-нижнеплиоценовый структурный этаж. Из отложений, синхронных последнему, в Прикаспийской впадине установлены только морские досарматские и среднесарматские, а также континентальные, точнее не датированные, отложения миоцена.

Морские досарматские отложения миоцена известны только в восточной части Прикаспийской низменности, к югу от широты оз. Индер, где они входят в состав сероцветной морской опоково-глинистой формации.

Отложения среднего сармата встречаются в виде разобщенных пятен на западе Подуральского плато и прослеживаются на север до района г. Уил (Журавлев, 1960б). Они резко трансгрессивно залегают на разновозрастных отложениях, нередко перекрывают крылья соляных куполов, но встречаются и в грабенах соляных куполов, в компенсационных мульдах и межкупольных депрессиях. Нижняя часть их разреза представлена чередованием коричнево-красных, красно-бурых, зеленых и серых глин с желтовато-серыми, розовыми и светло-серыми мелкозернистыми песками, средняя часть — светло-серыми мелкозернистыми песками и известковистыми песчаниками с прослоями красно-бурых известковистых глин, а верхняя часть — серыми и желтовато-серыми известняками с прослоями ракушечников и известковистых мелкозернистых песчаников. Максимальная мощность отложений среднего сармата установлена севернее р. Эмбы, на плато Актулагай, где составляет 48 *м*.

Однако для Прикаспийской впадины сарматские отложения являются чуждыми и лишь фиксируют положение тех ее районов, в пределы которых с Туранской плиты проникали узкие ингрессионные языки позднемиоценового моря. В этом отношении морские отложения сармата напоминают морские верхнемеловые и палеогеновые отложения Косью-Роговской ванны Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (см. стр. 192).

Континентальные аналоги морских отложений миоцена известны в нескольких мульдах оседания в верховьях р. Илек, в грабенах некоторых соляных куполов восточной и северной частей Подуральского плато, а также в углублениях древнего эрозионного рельефа и в мульдах оседания на соляных куполах южных отрогов Общего Сырта и северной части Прикаспийской низменности. Они представлены пестроцветными, иногда красноцветными, часто каолинизированными глинами с мергелистыми журавчиками, чередующимися с серыми, желтыми, бурыми и красно-бурыми кварцевыми песками, иногда с окварцованными песчаниками и конгломератами. Максимальной мощности (до 100 *м*) эти пестроцветные породы достигают в некоторых мульдах оседания северной части Прикаспийской низменности.

Общая мощность отложений юрско-палеогенового структурного этажа в наиболее погруженных внутренних районах Прикаспийской впадины, по-видимому, составляет не менее 2000 *м*.

Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж сложен сероцветной полифациальной песчано-глинистой формацией, границы распространения которой в Прикаспийской низменности определяют положение плоской наложенной Атрауской (Букеевской) синеклизы.

Во время, разделяющее среднесарматскую ингрессию и широкую акчагыльскую трансгрессию, на всей площади Прикаспийской впадины устойчиво сохранялся континентальный режим. В послесреднесарматское время территория современной Прикаспийской низменности сначала подверглась глубокому площадному смыву, а затем в нее были врезаны переуглубленные долины крупных транзитных рек — палео-Волги, палео-Урала и их притоков.

Именно в этих долинах местами сохранились в основном аллювиальные песчано-гравийно-галечниковые образования, а также пестроцветные суглинки и глины, перекрытые фаунистически охарактеризованными отложениями акчагыла. Н. Я. Жидовинов, В. И. Курлаев и Н. Д. Коваленко (1966) упомянутые образования назвали кушумской свитой (по р. Кушум — левому притоку р. Иргиз) и в ее составе выделили гравийно-галечниковую (до 40 *м*) и песчано-гравийную (до 50 *м*) пачки. По их мнению, кушумская свита отвечает нижней части кинельской свиты р. Камы и Оренбургского Приуралья — ее шешминскому горизонту, по Г. И. Горецкому (1964). Возможность такой корреляции позволяет считать кинельскую свиту среднеплиоценовой.

Несравненно более широкое площадное распространение имеют отложения верхнего плиоцена, причем начинающие их разрез морские отложения акчагыла резко трансгрессивно перекрывают соляные купола и межкупольные депрессии Прикаспийской низменности и только по ее окраинам сменяются прибрежно-морскими, а затем континентальными отложениями различного генезиса. Морские отложения акчагыла (до 350—400 *м*) представлены серыми, реже коричневатыми и зеленоватыми глинами с прослоями алевритов, песчаников и мергелей, в основании часто с базальными конгломератами, состоящими из гальки подстилающих пород.

Сменяющие их морские отложения апшерона (до 250—300 *м*) развиты на несколько меньшей площади и представлены чередованием серых, иногда коричневато-серых песков, алевритов и глин. Их континентальными аналогами являются подсыртовые пески (10—20 *м*), сыртовые слоистые глины (7—15 *м*) и сыртовые суглинки (от 15—20 до 40 *м*), сплошным покровом спускающиеся с отрогов Общего и Зауральского Сыртов в Прикаспийскую низменность. При этом подсыртовые пески и сыртовые глины относятся к верхнему апшерону, а сыртовые суглинки являются верхнеапшеронскими — нижнечетвертичными.

Среди четвертичных отложений в Прикаспийской низменности наиболее широко распространены морские песчано-глинистые отложения бакинского (до 50 *м*, реже более), хазарского (до 25 *м*, реже более), хвалынского (до 20 *м*, реже более) и новокаспийского (до нескольких метров) горизонтов. Им соответствуют континентальные образования разного генезиса.

Морские отложения хвалынского горизонта перекрывают все подстилающие четвертичные морские осадки и дальше других вторгаются в пределы древней суши. Граница максимального распространения нижнехвалынских отложений совпадает с отчетливым абразионным уступом, приуроченным к абс. отметкам 46—48 *м* и фиксирующим положение береговой линии хвалынского моря. Верхнехвалынские отложения слагают поверхность Прикаспийской низменности, расположенную ниже нулевой горизонтали, к уровню которой в ряде мест приурочена хорошо

сохранившаяся береговая линия. Наконец, граница распространения новокаспийских отложений совпадает с горизонталью — 22 *м*, на уровне которой развиты береговые валы или уступы. Общая мощность отложений верхнеплиоценово-четвертичного структурного этажа в наиболее погруженных частях Атрауской синеклизы достигает 600 *м* и более.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА СЕВЕРОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Сведения о составе и возрасте допермских отложений платформенного чехла Североморской впадины еще весьма ограничены (см. гл. I). Во всяком случае они недостаточны для определения вероятных объемов структурных этажей и составляющих их формационных рядов. Однако не исключено, что в составе платформенного чехла той части Североморской впадины, которая лежит в пределах эпикарельского остова Европейской платформы, распространены платформенные отложения рифея, которые, возможно, близки к спарагмиту Скандинавии. Отложения кембрия Центральной Англии, вскрытые скважинами на о. Рюген аргиллиты ордовика и встреченные скв. Госьцино кварцевые филлиты силура, а также залегающие выше глинисто-алевролитовые отложения девона являются платформенными. К платформенному чехлу, несомненно, относятся нижнекаменноугольные угленосно-карбонатные и верхнекаменноугольные сероцветные терригенные отложения. Последние составляют нижнюю из достоверно известных формаций платформенного чехла Североморской впадины: сероцветную полифациальную терригенную угленосную формацию намюра — вестфаля С, о региональном распространении которой можно говорить уже вполне определенно. Ее отложения обнаружены в скважинах, пробуренных на юго-западе низменной части ФРГ, а также в приморских районах ГДР и на о. Рюген.

Над угленосными карбонатными отложениями турне — визе и под вулканогенными породами ротлигендеса на о. Рюген скважинами пройдены «серые» и «красные» слои. «Серые» слои образованы равномерно переслаивающимися песчаниками и аргиллитами, которые в верхней части иногда заключают гальку и прослои конгломератов. Песчаники и аргиллиты содержат морскую и солоноватоводную фауну, а также пласты угля разной степени углефикации — от газопламенных до антрацитов. «Серые» слои — сероцветная терригенная угленосная формация на о. Рюген и в приморской низменной части ГДР охватывает интервал от вестфаля А до С (Rost, Schimanski, 1967; Daber u. a., 1968), а на юго-западе низменной части ФРГ включает и верхнюю часть намюра (Fabian u. a., 1962).

Мощность сероцветной полифациальной терригенной угленосной формации в низменной части ГДР последовательно возрастает к югу: если на севере о. Рюген, на п-ове Виттов, она равна 100 *м*, то южнее, на п-ове Ясмунд, она достигает 200 *м*, а в средней части о. Рюген — 400 *м* (Albrecht, 1967).

Вышележащая красноцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация вестфаля D — ротлигендеса (верхней части среднего карбона — нижней перми) начинается упомянутыми «красными» слоями, которые, в отличие от подстилающих их «серых» слоев на о. Рюген, являются преимущественно песчанистыми, более грубыми и содержат лишь остатки каламитов. Как в «серых», так и в «красных» слоях встречаются интрузии и пластовые жилы гранит-порфиров (до гранодиорит-порфиров) и эруптивные породы от основного до среднего состава, которые обусловили развитие в средней части красноцветной формации мощной вулканогенной толщи.

Мощность нижней, терригенной, части красноцветной формации, относящейся к вестфалю D и частично к стефану (к самым верхам среднего карбона и к верхнему карбону), в пределах о. Рюген на п-ове Ясмунд составляет 100 *м*, в средней части о. Рюген — 600 *м*, а в южной его части — 900 *м* (Albrecht, 1967).

Нижняя, терригенная, часть данной формации известна и на юго-западе низменной части ФРГ, однако в английской части Северного моря эта формация является исключительно нижнепермской. Она представлена красноцветными песчаниками и глинами (до 240 *м*) с галькой вулканогенных пород (Gill, 1967). Такой же облик и близкую мощность имеют отложения нижней перми Нидерландов, однако в их средней части местами отмечаются долериты, кварцевые долериты и базальты, а также оливиновые габбро (Бурк и др., 1959).

Восточнее, в низменной части ФРГ, между Рейнскими Сланцевыми горами и побережьем Северного моря, скважинами пройдены либо нацело терригенные, либо вулканогенно-терригенные отложения ротлигендеса (нижней перми). Эффузивы обычно прослеживаются под красноцветными, разными по зернистости песчаниками и аргиллитами, местами — конгломератами и фангломератами. Они принадлежат к оливин-базальтовому ряду и образуют щелочную эффузивную серию платформенного типа. Мощность отложений ротлигендеса 200—250 *м*, причем до 130 *м* приходится на эффузивы, местами слагающие не только среднюю, но и верхнюю части формации. Именно такая мощность спиллитов, лежащих под терригенными породами ротлигендеса, зафиксирована в Эмслянде по скв. Оберлангер-Тенге Z-1 (Fabian u. a., 1962).

На юге низменной части ГДР, у северного фронта варисцид, и на севере, у побережья Балтийского моря, в составе ротлигендеса, как правило, в нижней части формации, широко развиты эффузивы (Albrecht, Goldbecher, 1964; Korich, 1967). Так, скв. Губен-2 в самых низах ротлигендеса вскрыла красноцветные (от коричнево-красных до лилово-серых) аргиллиты и алевролиты (до 40 *м*) с прослоями коричнево-красных песчаников. Они залегают непосредственно на гранодиоритах и роговиках неустановленного возраста и перекрыты лилово-серыми миндалекаменными порфиритами (до 70 *м*). Верхняя часть ротлигендеса (около 315 *м*) сложена светло-красными до оранжевых песчаниками, внизу чередующимися с красновато-коричневыми до коричнево-красных аргиллитами и алевролитами.

К югу и юго-западу от г. Берлина, на площадях Штааков и Бухгольц, расположенных на северо-западном погружении Лаузицкого блока, двучленное деление рассматриваемой формации сохраняется. На площади Штааков ее нижняя часть (65—340 *м*) представлена порфиритами и ортоклаз-порфирами, разобщенными пачкой (20—80 *м*) красновато-коричневых мергелистых алевролитов и аргиллитов. Верхняя часть формации (350—650 *м*) образована красными, различными по оттенкам и зернистости песчаниками с прослоями аргиллитов, местами — галечников. Резкие колебания мощности нижней и верхней частей разреза ротлигендеса объясняются выклиниванием отдельных его пачек между скважинами Штааков-4 и 12. В скв. Бухгольц-6 низы ротлигендеса (около 180 *м*) сложены порфиритами, мелафирами и туффитами с прослоями песчаников и конгломератов, состоящих из обломков (до 10 *см* в поперечнике) эруптивных пород и окатанной гальки кварца. Верхи его (около 290 *м*) представлены красновато-коричневыми среднезернистыми песчаниками, частично — конгломератами.

Значительно большей мощности (свыше 780 *м*) эффузивы ротлигендеса достигают восточнее г. Берлина, в районе купола Рудерсдорф. Судя по скважинам Рудерсдорф-10 и 13, они представлены неправильным чередованием мелафиров, долеритов, порфиритов, миндалекаменных мела-

фиров, туффитов, кварцевых порфиритов и авгит-мелафиров. Над ними залегают красноцветные песчаники (около 80 *м*), переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами и внизу содержащие гальку (до 0,5 *см* в поперечнике) темных кремнистых сланцев и светлых кварцитов.

В северной части ГДР, на о. Рюген, скважины Аркона-101 (север п-ова Виттов), Вик-101 (юг п-ова Виттов) и Ломме-101 (северо-восток п-ова Ясмунд) встретили исключительно терригенные породы, условно отнесенные к ротлигендесу, но явно принадлежащие к рассматриваемой формации. Так, скв. Аркона-101 из отложений бунтсандштейна (нижнего триаса) вошла в красновато-коричневые до охристо-коричневых конгломераты (до 93 *м*) с галькой песчаников, сланцев, кварца, кварцитов, известняков и порфиров. В этих конгломератах, залегающих непосредственно на сланцах ордовика, встречаются прослои коричневых аргиллитов. Скв. Рюген-103 на п-ове Ясмунд под отложениями цехштейна, здесь уже соленосными (с мощностью соли около 30 *м*), вскрыла красновато-коричневые конгломераты (11 *м*), состоящие из галек (иногда до 10 *см* в поперечнике) порфиритов, а под ними вошла в оливинсодержащие диабаз-порфириты. Наконец, скв. Замтенс-101 под отложениями цехштейна вошла в маломощные (4 *м*) красноцветные мергелистые фангломераты, а затем углубилась в темные коричневато-карминовые кварцевые порфиры, вскрытая мощность которых 266 *м*.

Общая мощность рассматриваемой формации от о. Рюген возрастает к югу, причем на площади Райкенхаген — Гриммен ее терригенная верхняя часть (около 400 *м*) представлена красноцветными песчаниками, аргиллитами и алевролитами с прослоями конгломератов. Ниже прослеживаются пройденные неполностью кварцевые порфиры (свыше 70 *м*), расслоенные пачками терригенных пород.

В скв. Лубмин-1 верхняя часть формации образована красными до темно-коричневых конгломератами (38 *м*), состоящими из плохо окатанной гальки (до 3 *см* в поперечнике) кварцевых порфиров, реже — кварца, кварцитов и полевых шпатов. Ниже залегают пройденные не полностью кварцевые порфиры (свыше 500 *м*), внизу с пачкой (34 *м*) пестроцветных (темно-коричневых, лилово-серых, фиолетово-серых и коричневато-оливковых) туфов.

Наконец, в скв. Грейфсвальд-1 верхняя часть формации (до 265 *м*) сложена брекчиевидными конгломератами. В 100 *м* над ее основанием проходит маломощный горизонт мелафиров. Нижняя часть формации (около 395 *м*) образована лиловыми и красновато-коричневыми порфирами.

Севернее, в Дании, эффузивы той же известково-щелочной серии отмечены только на о. Лоланн. Однако на входящем в его пределы и пересекающем п-ов Ютландия поднятии Рингкёбинг-Фюн ротлигендес отсутствует. К северу от этого поднятия скв. Слагельзе-1 (Larsen, Buch, 1960) и к югу от него скв. Тондрен-2 (Sorgenfrei, 1957) подсечены только терригенные породы ротлигендеса — красноцветные тонкозернистые песчаники и аргиллиты. Наконец, на крайнем юге Швеции скважины Сведала и Люкхузен-1 из отложений триаса вошли непосредственно в породы готландия (Kölbel, 1963).

На территории Польши отложения ротлигендеса вскрыты скважинами в прибрежной части Поморского вала, где их общая мощность превышает 400 *м*. Наряду с терригенными породами в их составе принимают участие две пачки порфиритов (Dadlez, 1967б). К югу от широты г. Варшавы скважины Магнушев (Krassowska, 1962) и Жебрак ИГ-1 (Lendzion, 1961) пересекли исключительно терригенные породы ротлигендеса — пестрые, частично вишневые, местами конгломератовидные песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами. Мощность их в скв. Магнушев равна 4 *м*, в скв. Жебрак ИГ-1 — 30 *м*.

Еще южнее отложения ротлигендеса широко распространены в пределах Силезско-Краковской возвышенности (между Кшешовицами и Севежем), на Предсудетской моноклинали и в Судетах. На Силезско-Краковской возвышенности они представлены конгломератами, сменяющимися к западу глинами, местами — порфирами, мелафирами и порфировыми туфами. Мощность их в скв. Мжиглуд 89 *м*. На Предсудетской моноклинали, в бассейне р. Одры (Одера), низы ротлигендеса сложены песчаниками с прослоями конгломератов и основных эффузивов, а верхи — песчаниками с прослоями конгломератов и глин. Общая мощность отложений ротлигендеса в скв. Вшова превышает 376 *м*.

Заканчивая рассмотрение формации верхнего карбона — ротлигендеса, необходимо отметить, что в наиболее структурно погруженных частях Северо-Германской низменности подсолевые отложения вскрыты пока только на крайнем востоке ФРГ, в пределах трога Гифхорн, скв. Вустров Z-1. Эта скважина, заданная на одноименном куполе, вскрыла под его соляным массивом подсолевые отложения ротлигендеса, сложенные вверху песчаниками, алевритами и глинами (450 *м*), а внизу — в основном эффузивами (1000 *м*). В составе верхней, терригенной, части ротлигендеса в районе купола Вустров различаются три толщи: нижняя (150 *м*), образованная преимущественно песчаниками, средняя (около 100 *м*), представленная чередованием песчаников и алевролитов, и верхняя (около 200 *м*), состоящая из алевролитов с подчиненными прослоями песчаников (King, 1970).

Таким образом, на большей части Северо-Германской низменности рассматриваемая формация остается вулканогенно-терригенной. Однако в низовьях р. Эльбы, в Шлезвиг-Гольштейне, ее терригенные верхи частично или полностью замещаются мощными соленосными отложениями, которые совместно с солями цехштейна слагают здесь протяженные двусоляные валы. Мощность соленосных отложений ротлигендеса в низовьях р. Эльбы достигает 1000 *м*, причем в их составе различаются: нижняя каменная соль, относительно маломощные красноцветные глины, слои хасельгебирге — красные мергелистые аргиллиты с прослоями тонкозернистых песков, ангидритов и каменной соли, а также маломощные песчаники и глины (Bentz, 1949; Richter-Berenburg, 1955; Trusheim, 1957, 1960; Knetsch, 1963; Plumhoff, 1966; Brunstrom, Walmsley, 1969).

Северо-восточное, уже в Балтийском море, на принадлежащем ФРГ о. Фемарн Датского архипелага, скв. Фемарн Z-1 вскрыла отложения ротлигендеса, представленные алевролитами и глинами (верхние 757 *м*) с большим количеством прослоев солей, мелкозернистыми песчаниками (75 *м*) и ниже — конгломератами (93 *м*).

Сходный облик отложения ротлигендеса имеют и в прибрежных районах Северного моря — у берегов ФРГ, Нидерландов и Англии. Пробуренные в Северном море на меридиане государственной границы ФРГ — Нидерланды и несколько западнее скважины Нордзее B-2 и C-1 под отложениями цехштейна прошли соленосные (до 800 *м*), а затем песчано-глинистые (до 200 *м*) породы ротлигендеса. В наиболее восточной скв. Тотал 44/22-1, пройденной в английской части Северного моря, ротлигендес также образован глинами и солью. Принимается, что во внутренних районах Северного моря мощность его преимущественно соленосных отложений может превышать 1500 *м* (Kent, Walmsley, 1970).

Область распространения соленосных отложений ротлигендеса окружена широкой полосой развития красноцветных алевролитов и глин с включениями и прослоями ангидритов, которую последовательно сменяют песчано-алевролитовая, конгломератово-песчаная и преимущественно конгломератовая полосы, развитые в окраинных частях бассейна вблизи областей сноса (Глушко, Дикенштейн, 1971).

Континентальная красноцветная формация верхнего карбона — ротлигендеса на значительных площадях обогащена эффузивами, закономерности пространственного распространения которых еще не определены. Однако территории, где их наличие установлено, либо осложнены разломами (север низменной части ГДР, прибрежная часть Поморского вала, Силезско-Краковская возвышенность, трог Гифхорн), либо находятся в непосредственной близости от северного фронта палеозойских складчатых сооружений Средней Европы (Предсудетская моноклиналь, юг низменной части ГДР, районы, тяготеющие к Рейнским Сланцевым горам).

В пределах палеозойских складчатых сооружений Средней Европы красноцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация верхнего карбона — ретлигендеса занимает вполне определенное структурное положение, являясь их верхней орогенной формацией. На ней или на различных более древних породах, резко трансгрессивно залегают отложения цехштейна (верхней перми). Исключительная выдержанность на огромных расстояниях отдельных свит и даже слоев цехштейна позволяет считать эти отложения платформенными (Яншин, Гарецкий, Журавлев, 1966). В пределах Североморской впадины соленосная формация цехштейна начинает следующий структурный этаж ее платформенного чехла.

Верхнепермско-юрский структурный этаж

Верхнепермско-юрский структурный этаж образован соленосной формацией цехштейна (в низовьях р. Эльбы и верхов ротлигендеса), пестроцветной полифациальной терригенной формацией бунтсандштейна, сероцветной морской карбонатной формацией мушелькалька, сероцветной полифациальной угленосной формацией нижнего кейпера, пестроцветной лагунно-континентальной гипсоносной карбонатно-терригенной формацией среднего и верхнего кейпера, сероцветной морской карбонатно-глинистой формацией лейаса и доггера, а также сероцветной морской терригенно-карбонатной формацией мальма.

Г. Кёльбель (Kölbel, 1967a) недавно подчеркнул структурную значимость региональных несогласий между отложениями верхней юры и нижнего мела, верхнего мела и палеогена. Тем самым он наметил рубежи структурных этажей, а следовательно, и объемы этих этажей в составе надсолевых отложений. Применительно к территории ГДР он указывал, что упомянутые несогласия смещаются по стратиграфическому разрезу: нижнее из них на юго-западе Мекленбурга и на юге Бранденбурга проходит внутри юры, отделяя верхнюю часть волжского яруса (портланд 5—6) от нижней, а верхнее на севере ГДР приурочено к основанию датского яруса. Учитывая это, Г. Кёльбель в составе отложений, залегающих над ротлигендесом в северной части ГДР, различал следующие структурные этажи: киммерийский (верхняя пермь — низы волжского яруса), субгерцинско-ларамийский (портланд 5—6 — маастрихт) и послеларамийский (от датского яруса — палеоцена до современных отложений включительно).

Однако по стратиграфическому разрезу смещается и нижняя граница верхнепермско-юрского структурного этажа. Начинающая его соленосная формация охватывает не только отложения цехштейна, но, как уже было отмечено, и соленосные отложения ротлигендеса. Наличие последних расширяет стратиграфический диапазон соленосной формации и делает ее нижнюю границу скользящей, спускающейся в отложения нижней перми в наиболее погруженных (по отношению к кровле подсолевых отложений) частях Североморской впадины.

В составе относящейся к цехштейну части соленосной формации различаются четыре основные серии: Верра, Штасфурт, Лейне и Аллер, при-

чем над последней предлагается выделять маломощную серию Ore, распространенную между о. Рюгеном и Гарцем (Wirth, 1967).

Последовательность смены четырех основных серий и составляющих их горизонтов с удивительным постоянством выдержана в области распространения соленосной формации. Это позволяет не только надежно коррелировать ее разрезы во впадинах палеозойских складчатых сооружений Средней Европы и в Северо-Германской низменности, но и сопоставлять их с разрезами цехштейна Северного моря (Brunstrom, Walmsley, 1969), восточных районов Англии (Lotze, 1957) и низменной части Польши (Poborski, 1960). Стратиграфия отложений цехштейна Североморской впадины и ее обрамления надежно разработана и широко известна. Поэтому ниже приведена лишь краткая характеристика серий, составляющих рассматриваемую формацию, применительно к низменной части ГДР (Jung, 1968).

В составе серии Верра различаются: базальные песчаники (T1S) — 2 *м*, медистые сланцы (T1) — 0,3—0,4 *м*, известняки цехштейна (Ca1) — 2—6 *м*, нижний Верра-ангидрит (A1u) — 25—35 *м*, каменная соль — ангидрит Верра (Na1/Na1A) — 0,15—1,2 *м*, верхний Верра-ангидрит (A1o) — 20—30 *м*.

Серию Штасфурт образуют: слои штинкшифер, или так называемый главный доломит,— темно-серые до черных и коричневато-серые доломиты и известняки (Ca2st) — 4—10 *м*, базальные ангидриты (A2) — 1,5—2,5 *м*, каменная соль Штасфурт (Na2) — 100—600 *м*, калийная соль Штасфурт (K2) — 10—30 *м*, покровная каменная соль (Na2r) — 0,5—1,5 *м*, покровный ангидрит (A2r) — 1—2,5 *м*.

Серию Лейне составляют: серые соленосные глины (T3) — 3—8 *м*, главный ангидрит (A3) — 30—50 *м*, нижняя каменная соль Лейне (Na3u) — 40—65 *м*, калийный пласт Ронненберг (K3Ro) — 0—20 *м*, верхняя каменная соль Лейне (Na3o) — 15—55 *м*.

Серию Аллер слагают: красные соленосные глины (T4) — 3—5 *м*, «пегматитовый» ангидрит (A4) — 0,5—1 *м*, каменная соль Аллер (Na4) — 30—50 *м*, граничный ангидрит (A4r) — 0—0,5 *м*.

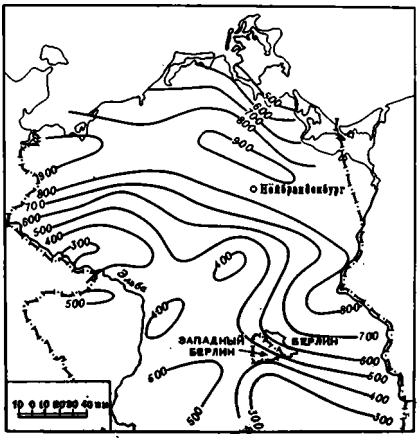
Наконец, серию Ore представляют алевролит (T5) — 0—3 *м*, ангидрит (A5) — 0—0,3 *м*, каменная соль (Na5) — 0—1 *м*, алевролит (T5r) — 0—2,5 *м*, ангидрит (A5r) — 0—0,5 *м*.

В качестве примера возможных фациальных изменений состава соленосной формации цехштейна сошлемся на ее разрезы в приморской, северной, части ГДР, где происходит ее общее подземное выклинивание по направлению к о. Рюген. Еще на площади Гриммен-Райкенхаген наблюдается сравнительно мощный разрез отложений этой формации, но уже в районах Грейфсвальда и Лубмина в известняках цехштейна серии Верра (Ca1) появляются прослои конгломератов, резко возрастает (до 250 *м*) мощность верхнего Верра-ангидрита (A1o) в связи с образованием краевого ангидритового вала, а главный доломит основания серии Штасфурт (Ca2st) заметно светлеет.

На о. Рюген (скв. Замтенс-101 и Рюген-103) в известняках цехштейна серии Верра (Ca1) возрастает количество прослоев конгломератов, а вышележащие отложения становятся преобладающе терригенными. Так, в разрезе скв. Рюген-103 основная соленосная серия цехштейна— серия Штасфурт представлена: чередованием серовато-коричневых доломитов и ангидритов (Ca2st) — 7 *м*, чередованием красновато-коричневых аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников (Ca2st) — 6,5, серовато-голубыми ангидритами с включениями и прослоями коричневато-серых доломитов и известняков (A2) — около 4 *м*, каменной солью с ангидритами и красными аргиллитами (Na2) — около 26 *м*, серыми ангидритами с аргиллитами (A2r). Общая мощность этой серии не превышает 47 *м*, а суммарная мощность отложений цехштейна — 240 *м*. Севернее

отложения цехштейна становятся еще менее мощными, уже не соленосными, а терригенными и красноцветными (как и породы ротлигендеса) и содержат лишь прослои коричневато- и голубовато-серых известняков и конкреции ангидритов (скв. Вик-101). Наконец, на северной оконечности о. Рюген, в северной части п-ова Виттов, они выклиниваются.

Характерно, что как в Прикаспийской, так и в Североморской впадинах изменения фаций и мощностей соленосной формации и общем плане подчинены современной глубине залегания подсолевого ложа. Это свидетельствует, что Североморская впадина с цехштейна (точнее, со времени накопления соленосных отложений ротлигендеса), а Прикаспийская впадина с кунгура развивались однонаправленно. Перестройки структурного плана, намечающиеся рубежами между надсолевыми структурными этажами платформенного чехла этих впадин, не привели к значительной переработке их структуры, существовавшей в пермское время.



Фиг. 91. Схематическая карта распределения первоначальных мощностей соленосных отложений цехштейна от подошвы серии Штасфурт (по K. Putziger u. a., 1966)

Изопахиты проведены через 100 м

Глубина залегания подсолевого ложа в Североморской впадине определяется положением отражающего горизонта Z, приуроченного к основанию серии Штасфурт (Putziger u. a., 1966). Относительно маломощная подстилающая серия Верра во всех случаях наращивает истинную глубину залегания подошвы соленосной формации. Между тем, именно пластическое перераспределение мощной каменной соли серии Штасфурт обусловило возникновение почти всех многочисленных локальных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской впадине [1]. Явно не случайно закономерности их пространственного распространения во многом определяются глубиной залегания отражающего горизонта Z и в конечном итоге зависят от фациального состава и первоначальной мощности способных к пластическому перераспределению соленосных толщ, а также покрывающих их надсолевых отложений.

Однако если в Прикаспийской впадине способные к пластическому перераспределению соленосные толщи кунгура отсутствуют только на крайнем юге и востоке, за полосой их подземного выклинивания, то в Североморской впадине собственно соленосные отложения цехштейна четко локализованы в отдельных погруженных ее зонах. Местами — на западе Центральной Англии, на юго-западе Нидерландов и в пределах

[1] Как уже было отмечено, двусоляные валы низовьев р. Эльбы образованы солью ротлигендеса и цехштейна. В Северном море недавно выявлены локальные структуры, созданные пластическим перераспределением соли кейпера (Brustrom, Kent, 1967).

поднятия Рингкёбинг-Фюн, пересекающего территорию Дании и уходящего в Северное море — даже терригенные, прибрежные фации цехштейна отсутствуют нацело (фиг. 91).

В английской части Северного моря мощность соленосной формации цехштейна достигает 1100 *м* (Gill, 1967). В низменной части ФРГ она превышает 1200 *м* (Гертнер, Порт, 1964). В низменной части ГДР определенная расчетами первоначальная мощность соленосных отложений цехштейна (заключенных между основанием серии Штасфурт и кровлей цехштейна) превышает 900 *м* к северу от г. Нёйбранденбурга (Putziger u. a., 1966). Зона, ограниченная изопахитой 800 *м*, от района Любекской бухты протягивается через территорию ГДР к г. Нёйбранденбургу и к низовьям р. Одер (фиг. 91). В Польше, в наиболее погруженных частях Датско-Польской борозды, мощность отложений цехштейна превышает 1500 *м*, из которых 1300 *м* приходится на собственно соленосные отложения (Ксёнжкевич и др., 1968). Наконец, на юго-западе Дании, в районе г. Тённера (на п-ове Ютландия), цехштейн представлен пятью различными по составу толщами общей мощностью до 950 *м* (Ødum, 1957). В скв. Редбю на о. Лоланн мощность цехштейна достигает 1020 *м* (Серебрянный, 1967).

Разрез надсолевых отложений Североморской впадины начинается пестроцветной полифациальной терригенной формацией бунтсандштейна (нижнего триаса). В ее составе различаются нижний, средний (главный) и верхний (рёт) бунтсандштейн (пестрый песчаник).

Нижний бунтсандштейн является преимущественно глинистым. Его нижняя часть сложена темно-красными глинами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников (количество которых возрастает кверху) и включениями ангидритов и гипсов. Средняя часть представлена чередованием красных, серых и серовато-зеленых глин с маломощными и невыдержанными прослоями песчаников. В этих породах заметны волноприбойные знаки, следы ряби, трещины усыхания и отпечатки капель дождя. Наконец, верхняя, бóльшая по мощности, часть сложена песчаниками (рогенштейнами), изобилующими известковистыми оолитами. В отложениях нижнего бунтсандштейна изредка встречаются эстерии.

Общая мощность нижнего бунтсандштейна в относящейся к ФРГ части Северо-Германской низменности составляет 400 *м* и более, в принадлежащей ГДР ее части, на юге и юго-востоке Бранденбурга, достигает 330 *м*, на западе и юго-западе Мекленбурга — 480 *м*, в западной части Померании — 290 *м*, а в Польше превышает 100 *м* (в Мазурах, Оструве-Мазовецком, Жебраке).

Средний бунтсандштейн на севере ФРГ подразделяется на фольприхаузенский, детфуртский, хардегзенский и золлингенский (или строительный) песчаники. Каждая из этих пачек песчаников начинается относительно грубозернистым базальным слоем, который сменяется переслаивающимися песчаниками и глинами, вверху преобладающими. Общая мощность среднего бунтсандштейна обычно равна 200—300 *м*, но между Рейнскими Сланцевыми горами и Гарцем она возрастает до 600 *м*.

На севере ГДР, в южной и юго-восточных частях Бранденбурга, отложения среднего бунтсандштейна представлены желтовато-коричневыми, серыми и коричневато-красными песчаниками, тонко-, мелко- и среднезернистыми, с прослоями алевролитов, аргиллитов и прослойками мелкооолитовых известняков. В западной и юго-западной частях Мекленбурга в основании среднего бунтсандштейна преобладают красновато-коричневые песчаники. Над ними залегают такие же по окраске и серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, а затем серые и зеленовато-серые, реже красные, красновато-фиолетовые и фиолетовые известковистые песчаники и аргиллиты. Наконец, на северо-западе Мекленбурга в основании среднего бунтсандштейна прослеживаются светло-серые известкови-

стые тонкозернистые песчаники с прослоями глин. Нижняя часть его образована пестрыми (от зеленовато-серых до красновато-коричневых) аргиллитами и глинистыми мергелями с прослоями известняков, а верхняя — красновато- и светло-коричневыми песчаниками и алевролитами, в разной степени мергелистыми и известковистыми.

Общая мощность среднего бунтсандштейна составляет в южной и юго-восточной частях Бранденбурга около 240 *м*, в западной и юго-западной частях Мекленбурга — около 450 *м*, на северо-западе Мекленбурга — около 300 *м*. Суммарная мощность нижнего и среднего бунтсандштейна в районе г. Берлина и на р. Эльбе, ниже устья р. Хафель, достигает 600 *м*, увеличиваясь в направлении Любекской бухты до 900 *м*, но резко снижаясь до 100 *м* к северной оконечности о. Рюген.

Верхний бунтсандштейн (рёт) представлен более тонкозернистыми породами — песками и глинами с большим количеством прослоев мергелей, известняков, доломитов, ангидритов, гипсов и каменной соли. Окраска этих пород по-прежнему пестрая, иногда красная, причем в нижней и средней, обычно несолеиосных, частях разреза встречается морская фауна. Песчано-глинистые прибрежные фации верхнего бунтсандштейна в погруженных частях Североморской впадины сменяются мергельно-соленосными, причем в акватории Северного моря в рассматриваемых отложениях заключены мощные соляные пласты (Gill, 1967). В целом же отложения верхнего бунтсандштейна являются переходными от пестроцветных, относительно грубозернистых, континентальных отложений нижнего и среднего бунтсандштейна к сероцветной морской карбонатной формации мушелькалька (среднего триаса). Мощность отложений верхнего бунтсандштейна в наиболее погруженных районах континентальной части Североморской впадины достигает 500 *м* и более (в бассейне р. Эльбы, ниже устья р. Хафель).

Общая мощность пестроцветной полифациальной (внизу — континентальной, вверху — прибрежно-морской) терригенной формации бунтсандштейна в английской части Северного моря достигает 1100 *м* (Gill, 1967). По р. Эльбе, ниже устья р. Хафель, и в районе Любекской бухты она составляет не менее 1300 *м*, а в южной части Поморского вала Польши — не менее 1000 *м*.

Нагрузка, обусловленная мощными отложениями бунтсандштейна, привела к пластическому перераспределению подстилающих соленосных отложений цехштейна и к формированию первых структур, созданных соляной тектоникой. Признаки роста соляных куполов ощущаются уже с конца раннего триаса и отчетливо заметны по характеру распределения фаций и мощностей отложений среднего триаса. Примечательно, что к югу от широты Флехтингена в отложениях нижнего и среднего триаса Субгерцинской и Тюрингской впадин не обнаружено никаких признаков влияния локальных проявлений конседиментационной тектоники. Лишь с конца кейпера, когда надсолевые отложения достигли тех мощностей, которыми обладают отложения бунтсандштейна в Северо-Германской низменности, в этих впадинах проявились первые следы влияния зарождавшихся соляных поднятий на распределение фаций и мощностей надсолевых отложений.

В наиболее полных разрезах вышележащей сероцветной морской карбонатной формации мушелькалька различаются нижний (волнистый), средний (ангидритовый) и верхний (главный) мушелькальк (раковинный известняк).

Нижний мушелькальк образован серыми мергелистыми известняками, обладающими волнистой текстурой. В их основании прослеживается пласт конгломератов (до 0,3 *м*), а выше — три пачки известняков (до 15 *м* каждая), из которых нижняя сложена двумя пластами или линзами синевато-серых оолитовых известняков, средняя — двумя пластами

оолитовых или мелкокристаллических известняков, а верхняя — серыми и желтыми мелкокристаллическими известняками. Между этими пачками и составляющими их пластами прослеживаются волнистые известняки. Встречающаяся в отложениях нижнего мушелькалька фауна характерна для мелководных частей морского бассейна. Мощность нижнего мушелькалька в низменной части ФРГ достигает 100—150 *м*. На севере ГДР, в южной и юго-восточной частях Бранденбурга, она равна 135 *м*, в западной и юго-западной частях Мекленбурга — 130—150 *м*, на северо-западе Мекленбурга — 90—115 *м*. Максимальная мощность нижнего мушелькалька, установленная в пределах Польши, составляет 110 *м*.

Средний мушелькальк сложен серовато-желтыми известняками, доломитами и мергелями, иногда вторично окремненными. Наряду с карбонатными породами, накапливавшимися на морском мелководье, в разрезе среднего мушелькалька встречаются лагунные отложения — прослои (до 10 *м*) гипсов, ангидритов и каменной соли. Мощность среднего мушелькалька в континентальной части Североморской впадины, в пределах ФРГ и ГДР (в западной и юго-западной частях Мекленбурга), достигает 100—120 *м*.

Верхний мушелькальк представлен органогенными известняками, внизу — криноидными, вверху — переполненными аммонитами и пелециподами, что свидетельствует о более глубоководных условиях осадконакопления. В северном направлении среди известняков появляются прослои мергелей. Мощность верхнего мушелькалька на севере ФРГ достигает 120 *м*, а на севере ГДР — 80 *м* (в западной и юго-западной частях Мекленбурга).

Общая мощность сероцветной морской карбонатной формации мушелькалька достигает в английской части Северного моря 220 *м*, в низменной части ФРГ и ГДР — 350—400 *м*, в Польше на Предсудетской моноклинали она составляет 250—300 *м* (Всхова, Остжешув), на Поморском валу — 110—160 *м* (Шубин, Свидвин).

Выше выделяется сероцветная полифациальная угленосная формация нижнего кейпера (до 200 *м* на севере ГДР, в западной части Бранденбурга), внизу — морская, выше — морская и лагунно-континентальная. В низменной части ФРГ она образована чередованием мергелей, доломитов, песчаников и бурых углей. В ее низах выделяются нижние глины с доломитами и главный глинистый угленосный песчаник, а в верхах — верхние глины с доломитами (пограничные доломиты). В низменной части ГДР формация сложена темно-серыми, оливково-серыми, красновато-коричневыми и коричневыми аргиллитами, часто алевролитовыми, доломитовыми, глинистыми, с прослоями светлых доломитов и тонкозернистых песчаников. В низменной части Польши к данной формации относятся пестрые глины и песчаники с флорой, иногда с прослоями и включениями гипсов и ангидритов.

Сероцветную угленосную формацию нижнего кейпера сменяет пестроцветная лагунно-континентальная гипсоносная карбонатно-терригенная формация среднего и верхнего кейпера. Нижняя часть ее, отвечающая среднему (гипсоносному) кейперу, представлена чередованием пестрых мергелей, кавернозных доломитов и доломитизированных известняков, гипсов, ангидритов и песчаников. В нижней и верхней частях среднего кейпера преобладают доломиты и мергели, а в средней — песчаники. Гипсы и ангидриты сосредоточены в средней части и в нижней половине верхней части среднего кейпера. В песчаниках содержатся многочисленные отпечатки растений, а по всему разрезу изредка встречаются гастроподы, эстерии, зубы и чешуи рыб, кости рептилий и амфибий. Мощность среднекейперской части рассматриваемой формации на западе Северо-Германской низменности достигает 350—450 *м*, а в пределах Поморского вала общая мощность подстилающей сероцветной угленосной

формации нижнего кейпера и гипсоносного среднего кейпера несколько превышает 270 *м* (Свидвин).

Сведения о мощности отложений нижнего и среднего кейпера в Северном море противоречивы. В. Гилл (Gill, 1967) указывал, что в среднем она равна 160 *м*, однако Р. Брунстром и П. Кент (Brunstrom, Kent, 1967) считают доказанным наличие в Северном море соляных куполов, созданных солью кейпера (по-видимому, среднего кейпера). Ссылаясь на данные морской сейсморазведки, они допускают, что перемещение соли кейпера и формирование образованных ею диапиров происходили уже в раннеюрское время. Если это так, то первоначальная мощность соли кейпера, вероятно, была значительной, а общая мощность отложений нижнего и среднего кейпера была явно больше той, которую принимал В. Гилл.

Верхняя часть пестроцветной формации, относящаяся к верхнему кейперу (рэту), представлена песчаниками и глинами с большим количеством фауны. Нижняя часть верхнего кейпера в низменной части ФРГ сложена окремненными песчаниками с прослоями глинистых сланцев, глин и мергелей, средняя — обычно пестрыми, сильно известковистыми мергелями, а верхняя часть — песчаниками и глинистыми сланцами с редкими жеодами глинистых железняков и с прослоями кирпично-красных и розовых глин. В песчаниках основания верхнего кейпера встречаются волноприбойные знаки, следы ползания донной фауны и трещины усыхания. Общая мощность этих отложений превышает 100 *м*.

В низменной части ГДР трехчленное деление верхнего кейпера сохраняется в Мекленбурге, Альтмарке и на севере Бранденбурга. Его нижняя часть (до 130 *м*) представлена серыми, зеленоватыми и коричневыми аргиллитами, в разной мере мергелистыми и доломитовыми, с прослоями глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Средняя часть (до 50 *м*) состоит из светло-коричневых и серых песчаников и алевролитов с прослоями темных глин. Верхняя часть (до 30 *м*) сложена серыми аргиллитами, болеее светлыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, известковистыми или глинистыми, с тонкими прослойками глин.

В Польше, в Поморье, на гипсоносном среднем кейпере залегают лагунные отложения рэта — доломитизированные глинистые породы и обычно оолитовые доломиты (до 120 *м*).

Общая мощность отложений триаса — от пестроцветной полифациальной терригенной формации бунтсандштейна до пестроцветной лагунно-континентальной гипсоносной карбонатно-терригенной формации верхнего кейпера — весьма значительна. В бассейне р. Эльбы, ниже устья р. Хафель, она достигает 1800—2000 *м*, в Датско-Польской борозде превышает 2000 *м* и только на севере Поморского вала снижается до 1500 *м*. Максимальная мощность отложений триаса (до 3000 *м*) выявлена на севере Куявского вала между соляными куполами Ланента-Любень и Избица Куявска-Клодава.

Над пестроцветами кейпера выделяется сероцветная морская карбонатно-глинистая формация лейаса и доггера. Низы ее («черная юра») сложены темными, до черных, глинами и глинистыми известняками нижнего лейаса, а также темными мергелями среднего и верхнего лейаса. В основании нижнего лейаса прослеживаются битуминозные мергельные сланцы, несколько выше, в верхах геттанга (лейас-α-2) — немые пестрые глины, в синемюре (лейас-α-3) — горизонты железистых оолитов, а в среднем лейасе — прослои конгломератовидных глинистых, иногда оолитовых, железняков. В целом, для нижней части рассматриваемой формации характерна отчетливая смена фаций — от прибрежных, мелководных (возможно, эстуариевых) песчано-глинистых, к более приглубым, слабо песчанистым, глинисто-известковистым, наиболее характерным для нижнего геттанга и нижнего тоара.

В низменной части ФРГ наиболее значительные мощности нижнего лейаса установлены в компенсационных мульдах трога Гифхорн и зоны Ольденбург-Шлезвиг, где они достигают 600 *м* близ соляного вала Хейде. Максимальная мощность (1100 *м*) нижнего лейаса отмечена на структуре Геммельте, находящейся в северной части Нижнесаксонской впадины. В тех же компенсационных мульдах мощность среднего лейаса достигает 300—400 *м* в зоне Ольденбург-Шлезвиг, а верхнего лейаса — 760 *м* в троге Гифхорн.

В низменной части ГДР, на западе Мекленбурга и Альтмарка, для нижнего лейаса еще характерны глинистые морские фации, сменяющиеся к востоку лимническими песчанистыми фациями. На западе в верхнем геттанге (лейас-α-2), а на востоке в верхнем синемюре (лейас-α-3) появляются красные (от красно-коричневых до коричневых, местами с зеленоватыми пятнами) немые тонкослоистые аргиллиты. Для верхов среднего лейаса — для низов домера (лейас-δ) характерно широкое развитие глинисто-карбонатных отложений, которые на западе и северо-западе сменяются темными аргиллитами. Последние к востоку замещаются увеличивающимися по мощности и охватывающими все больший стратиграфический диапазон светлыми песчаниками, в восточных разрезах имеющими лимническое происхождение. Наконец, отложения верхнего лейаса на западе представлены темными битуминозными известковистыми аргиллитами, последовательно замещающимися к востоку зелеными, до оливковых, аргиллитами.

На западе низменной части ГДР мощность нижнего лейаса достигает 250 *м*, среднего лейаса — 250 *м*, верхнего лейаса — 120 *м*, а на юго-востоке соответственно равна 120, 100 и 75 *м*. Общая мощность лейаса близ г. Берлина составляет 350 *м*, в бассейне р. Эльбы, ниже устья р. Хафель, увеличивается до 500 *м*, а между городами Росток и Штральзунд — до 500—600 *м*. В английской части Северного моря она достигает 750 *м*.

В Датско-Польской борозде, в Поморье, отложения лейаса представлены светлыми песчаниками, переслаивающимися со сланцами или глинами, содержащими обрывки флоры и заключающими конкреции сидеритов. В составе этих, в основном лимнических, отложений встречаются прослои и даже пачки глинистых сланцев с морской фауной среднего лейаса (плинсбаха — лейаса-γ), реже — верхнего лейаса, свидетельствующей о кратковременном проникновении на восток Северо-Германской низменности морских ингрессий. Верхняя часть лейаса образована зелеными сланцами с эстериями, над которыми прослеживаются песчаники. Зона максимальных мощностей (местами до 1000 *м*) лимнических отложений лейаса протягивается от северных склонов Свентокшиских гор через Куявы в Поморье.

Относящаяся к доггеру верхняя часть морской сероцветной карбонатно-глинистой формации («бурая юра») мало отличается от нижней. В принадлежащей ФРГ части Северо-Германской низменности нижний аален (доггер-α) является преимущественно глинистым, а в составе верхнего аалена (доггер-β), байоса и бата преобладают песчанистые фации. В отложениях верхнего аалена встречаются пласты и жеодистые конкреции глинистых железняков, а в низах бата — железистые известняки и известковистые песчаники. Общая мощность отложений доггера на междуречье среднего и нижнего течений Везера и Эльбы достигает 400 *м* и более, а в компенсационных мульдах трога Гифхорн и зоны Ольденбург-Шлезвиг — 700—1000 *м*.

В низменной части ГДР отложения аалена представлены аргиллитами и песчаниками, причем содержание последних возрастает к востоку. Полный разрез отложений байоса известен только на западе, где развиты темные, местами известковистые аргиллиты. Отложения бата более

грубые по составу, причем для них характерно наличие ооидов и галек бурых железняков, а вверху — появление местами сильно известковистых песчаников. На западе мощность отложений аалена достигает 220 *м*, байоса — 140 *м*, бата — 170 *м*. Общая мощность доггера близ г. Берлина и на севере, в районе г. Штральзунда, не превышает 100 *м*, но в бассейне р. Эльбы, ниже устья р. Хафель, возрастает до 600—800 *м*, а в английской части Северного моря — до 700 *м*.

В Датско-Польской борозде отложения аалена представлены темно-серыми глинами, переслаивающимися с песчаниками, выше — черными глинистыми сланцами, чередующимися с песками и содержащими сидеритовые конкреции и растительный детрит. К байосу принадлежат песчаники с прослоями темных глин, которые выше сменяются темными, иногда песчанистыми, глинами, переслаивающимися с песчаниками и содержащими сферосидеритовые конкреции. Верхние слои байоса образованы глинами и глинистыми сланцами со сферосидеритами и пластовыми сидеритами. Наконец, батский ярус начинается рудной серией (до 20 *м*), в основании которой прослеживаются глины, а выше залегают черные глинистые сланцы с тремя пластами сидеритов внизу. На ней лежат глины, песчаники, разъеденные скалоточцами, а также глинисто-песчанистые сланцы с линзами и включениями сидеритов. Верхние слои бата сложены преимущественно песчаниками с песчанистыми оолитами. Приведенная последовательность смены литологического состава морских отложений доггера дана применительно к району Ленчица — Клодава, где мощность аалена достигает 100 *м*, байоса — 250 *м* и более, бата — 200 *м*.

Разрез верхнепермско-юрского структурного этажа заканчивается сероцветной морской терригенно-карбонатной формацией мальма («белая юра»). В пределах низменной части ФРГ она наиболее полно развита в Нижнесаксонской впадине, где начинающие ее разрез отложения келловея (до 40—50 *м*) представлены глинистыми мергелями и аргиллитами с прослоями мергелистых известняков. В Эмслянде они сменяются песчано-глинистыми отложениями с прослоями оолитовых железных руд на востоке.

В составе оксфорда Нижнесаксонской впадины распространены известняки, ангидриты и каменная соль, а к востоку от р. Везер — аргиллиты (до 30 *м* на поднятии Зюдербрух).

Образования кимериджа на востоке Нижнесаксонской впадины (до 260 *м*) сложены аргиллитами, которые содержат внизу прослои известняков, иногда ожелезненных, и песчаников, выше — прослои глинистых мергелей, известняков, изредка ангидритов, а в верхней части — прослои песчаников. Западнее, между реками Везер и Эмс, отложения кимериджа представлены ангидритами и доломитовыми тонкозернистыми песчаниками. В Гифхорнском троге в составе кимериджа (до 1100 *м*) различаются песчанистые краевые фации, которые в центральной части трога сменяются карбонатными. Известняки кимериджа заключают маломощные прослои песчаников, нередко изобилуют железистыми оолитами и иногда содержат довольно мощные пласты оолитовых железных руд.

В составе отложений портланда Нижнесаксонской впадины (свыше 500 *м*) выделяются краевые карбонатные фации, которые в глубь впадины сменяются сульфатными, а последние — соленосными. Упомянутые фации замещают друг друга как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Отложения портланда трансгрессивно перекрыты серпулитовыми известняками самых верхов верхнего мальма или отложениями вельда, залегающими трансгрессивно на подстилающих образованиях (до мушелькалька включительно).

В низменной части ГДР сероцветная морская терригенно-карбонатная формация мальма начинается серыми и коричневато-серыми песчани-

ками и алевролитами, а также темно-серыми и серовато-коричневыми глинами и глинистыми мергелями келловея (до 500 *м*). В восточных разрезах заметно преобладают песчаники и алевролиты, а общая мощность отложений келловея снижается до 60—80 *м*. К оксфорду относятся терригенно-карбонатные породы — различные по тону серые известковистые песчаники и алевролиты с прослоями известняков, большей частью оолитовых. Их мощность достигает 100 *м* (Потсдам), местами 300 *м* (Верле). Образования кимериджа (до 220 *м*, местами до 380 *м*) внизу сложены светло-серыми и коричневато-серыми известковистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и глинистых мергелей, иногда выше по разрезу ангидритами с прослоями песчанистых известняков и известковистых песчаников (Верле), а вверху — пестроцветными пятнистыми (с серыми, зелеными и красными пятнами) глинистыми мергелями и аргиллитами. Наконец, отложения портланда (до 250 *м*) представлены пестроцветными (красновато-серыми, зеленоватыми, серовато-зелеными и серыми) глинистыми мергелями, местами с ооидами бурых железняков, с прослоями известняков и известковистых песчаников.

Суммарная мощность отложений рассматриваемой формации в западных разрезах низменной части ГДР достигает 900—1000 *м*, тогда как в английской части Северного моря она составляет 600 *м*.

В Датско-Польской борозде, на Куявском валу, она начинается доломитизированными песчаниками и доломитами, песчанистыми глауконитовыми известняками и комковатыми известняками келловея (до 16 *м*). Оксфорд (собственно оксфорд, а также ораковский и астартский ярусы польских геологов) представлен внизу (нижние 160 *м*) мергелями с губками и кремнями, а также кремнистыми известняками и доломитами. Средняя часть (ораковский ярус, до 90 *м*) образована известняками сростковыми или губковыми, массивными или криноидными, а также доломитами. Верхняя часть оксфорда (астартский ярус, до 110 *м*) сложена оолитово-детритусовыми известняками. Кимеридж (до 125 *м*) представлен устричными ракушняками, оолитовыми известняками или плитчатыми глинами, переслаивающимися с известковистыми глинами. Наконец, к портланду (до 230 *м*) относятся черные и серые глинистые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу серыми мергелями.

Общая мощность юрских отложений (включая относительно маломощные — до 120 *м* — отложения рэта) в пределах Куявского вала достигает 2750 *м*, но на Поморском валу она равна 500—750 *м*. Значительно западнее, в компенсационных мульдах трога Гифхорн и в Нижнесаксонской впадине, она превышает 1500 *м*, а в компенсационных мульдах зоны Ольденбург-Шлезвиг — 1000 *м*.

Меловой структурный этаж

Меловой структурный этаж образован сероцветной полифациальной карбонатно-терригенной формацией вельда — апта и морской глауконитово-меловой формацией альба — верхнего мела.

Сероцветная полифациальная карбонатно-терригенная формация вельда — апта всюду резко трансгрессивно залегает на подстилающих отложениях до пород цехштейна включительно. Нижняя часть ее, относящаяся к вельду, имеет ограниченное распространение и в ряде мест нацело срезана среднеальбской трансгрессией.

В английской части Северного моря отложения вельда (до 500 *м*) имеют солоноватоводно-лимническое происхождение и представлены в основном песчаниками (Gill, 1967).

В Северо-Германской низменности образования вельда также сложены солоноватоводно-лимническими коричневато-серыми, иногда темными, би-

туминозными глинами, аргиллитами, песчаниками и песками. Низы и верхи этих отложений являются преимущественно песчанистыми, а их средняя часть — глинистой, причем именно в ней встречаются прослойки известковистых песчаников и мелкие шарики сферосидеритов. Мощность отложений вельда на западе и юго-западе Бранденбурга местами достигает 470 *м*. В компенсационной мульде, сопровождающей купол Ринов (в самых низовьях р. Хафель), она равна 300 *м*.

В Датско-Польской борозде отложения вельда представлены маломощными (не более 10 *м*) песчаниками, глинами с примазками углей и глинистыми железняками, мергелями и известняками. Они несогласно залегают на породах мальма и развиты к северо-востоку (в Мазовецко-Люблинской мульде) и к юго-западу (в Шецинской, Лодзинской и Мехувской мульдах) от Куявского и Поморского валов. Наконец, в Дании распространены также маломощные озерные, болотные и аллювиальные глинисто-песчанистые отложения вельда.

Отложения неокома в английской части Северного моря и в Северо-Германской низменности сохранились преимущественно в компенсационных мульдах. В наиболее полных разрезах нижние слои валанжина обычно представлены грубозернистыми песками, его средняя часть — глинами с тонкими прослоями и линзами тонкозернистых песков, а верхняя — мергелистыми песчаниками и песчанистыми мергелями. В Северном море мощность отложений валанжина достигает 350 *м* (Gill, 1967), а южнее и юго-западнее г. Берлина, где они сложены черными известковистыми аргиллитами с прослоями и пачками черных глинистых и светлых тонкозернистых песков,— 280 *м*.

Над породами валанжина также неповсеместно прослеживаются темные серые и оливковые аргиллиты и алевролиты, местами известковистые, с прослоями мергелей и известковистых алевролитов. Мощность этих отложений, отвечающих возрастному интервалу от готерива до апта включительно, варьирует. В английской части Северного моря мощность отложений готерива достигает 500 *м*, баррема — 545 *м*, апта — 270 *м* (Gill, 1967). В районе г. Ганновера она соответственно равна 160, 50 и 110 *м*, а в низменной части ГДР превышает 100, 400 и 50 *м* в отдельных компенсационных мульдах.

В Датско-Польской борозде, в Мазовецко-Люблинской, Щецинской, Лодзинской и Мехувской мульдах, отложения валанжина и готерива (до 200 *м* в Лодзинской мульде в районе купола Рогожно) представлены темными глинистыми сланцами, в разной степени песчанистыми и на северо-востоке (в Мазовецко-Люблинской мульде) заключающими прослои ракушняков и известняков. Отложения баррема и апта известны только на юго-западе, в Щецинской, Лодзинской и Мехувской мульдах, где они сложены толщей (60—300 *м*) аллювиальных песков, местами гравийных.

Суммарная мощность отложений сероцветной полифациальной карбонатно-терригенной формации вельда — апта в Северном море составляет около 2000 *м* (Gill, 1967). На континенте она является максимальной (1500 *м*), на юго-западе низменной части ФРГ, в Нижнесаксонской впадине (Voigt, 1963), а также в Польше, в Лодзинской и Мазовецко-Люблинской мульдах, где составляет около 500 *м* (Ксёнжкевич и др., 1968). Однако истинная мощность ее отложений в конкретных разрезах несоизмеримо меньшая.

Морская глауконитово-меловая формация альба — верхнего мела всюду трансгрессивно залегает на подстилающих отложениях до цехштейна включительно. Максимум трансгрессии, предшествовавшей накоплению формации, приходится на средний альб. Со временем ее накопления совпадает второй — замедленный этап формирования локальных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской впадине, оформление в Датско-Польской борозде Куявского и Поморского валов (точнее,

сопровождающих их мульд), а также прекращение активного прогибания Нижнесаксонской впадины. Состав этой формации в Североморской впадине довольно однообразен, что позволяет дать ее общую характеристику применительно к территории Северо-Германской низменности.

На равнинах Нидерландов начинающие разрез формации отложения альба представлены зеленовато-серыми (внизу чаще коричневыми и красно-коричневыми), глауконитовыми аргиллитами, иногда с глинистыми и железистыми оолитами, местами с прослоями песчаников и с пачкой «пламенных мергелей» (серых и светло-серых, неравномерно окрашенных) в восточных разрезах. Восточнее, на территории ФРГ и ГДР, отложения альба представлены серыми и «пламенными», иногда красноцветными, мергелями, глинистыми, с редкими прослоями глин. В их основании прослеживается песчано-глауконитовый «трансгрессионный горизонт» — конгломерат с фосфоритами и обломками бурых железняков. Возраст его точно не выдерживается на больших расстояниях, но обычно является среднеальбским. В Датско-Польской борозде, в Лодзинской мульде, альб сложен мергелями и известняками, а в Мазовецко-Люблинской мульде — известняками, в основании которых всюду прослеживается конгломерат с песчанистыми фосфоритами.

Мощность альбской части рассматриваемой формации в Северном море достигает 450 *м* (Gill, 1967), на западе Нидерландов превышает 400 *м* (Бурк и др., 1959), в районе Ганновера составляет около 100 *м*, в юго-западной части Мекленбурга и на севере Альтмарка — около 200 *м* (Diener, 1968), в Лодзинской мульде — около 70 *м*, а в Мазовецко-Люблинской мульде — около 20 *м* (Ксёнжкевич и др., 1968).

Верхнемеловая часть рассматриваемой формации представлена почти исключительно писчим мелом, мергелями и известняками. Переход от мергелей альба к оливково-серым и серым, иногда светло-серым мергелям и светлым известнякам сеномана обычно постепенен. Выше прослеживается довольно монотонное чередование то более, то менее глинистых мергелей, писчего мела и светлых, иногда зеленоватых известняков, местами глауконитовых, заключающих серые и черные кремни. В отложениях нижнего турона обычно имеется пачка пестроцветных (красновато-коричневых и красно-белых) мергелей. Расчленить породы этой карбонатной толщи удается только по фауне, причем в их составе выделяются отложения всех ярусов от турона до маастрихта включительно.

Приведенная характеристика верхнемеловых отложений в целом справедлива для всей Северо-Германской низменности, однако в Польше их литологический состав несколько изменяется. В Щецинской, Лодзинской и Мехувской мульдах сеноман представлен глауконитовыми песками с фосфоритами, а также известняками. Среди вышележащих карбонатных отложений верхнего мела появляются опоки.

Отложения датского яруса в Дании представлены мелководными кокколитовыми и мшанковыми известняками (до 120—130 *м*). В Польше к ним относятся пепельно-серые кремнистые породы, пески и мергели (до 100 *м* в Мазовецко-Люблинской мульде) с фосфоритами в основании.

Общая мощность верхнемеловой части рассматриваемой формации в английской части Северного моря достигает 1300 *м* (Gill, 1967). На юго-западе п-ова Ютландия, а также на юго-западе междуречья Эльбы и Аллера (севернее Нижнесаксонского бассейна) она возрастает до 1500 *м*. В низменной части ГДР она колеблется от 300 до 400 *м* и более, а в Дании — не превышает 600—650 *м* (без отложений датского яруса). Наконец, в Польше мощность верхнемеловых отложений в активно прогибавшихся мульдах Датско-Польской борозды вновь возрастает и достигает в Мазовецко-Люблинской мульде 1200 м, в Щецинской — 1500 *м*, в Лодзинской — 2500 *м*, в Мехувской мульде — 700 *м*.

Кайнозойский структурный этаж

Кайнозойский структурный этаж представлен сероцветной полифациальной глауконитовой карбонатно-песчано-глинистой формацией палеогена — неогена и сероцветной полифациальной песчано-глинистой формацией четвертичного возраста.

При анализе глубинной тектоники Североморской впадины было отмечено, что в северной части Северного моря подошва палеогена погружается до абсолютных отметок — 3500 *м*. Это определяет общую максимальную мощность отложений рассматриваемого структурного этажа, в основном его нижней формации.

Отложения кайнозойского структурного этажа всюду резко несогласно залегают на подстилающих породах, причем крупные структуры, намечающиеся по этим отложениям, являются явно наложенными (сравните фиг. 81, 84). Морские трансгрессии в палеогене, как и ранее, следовали со стороны Северного моря, периодически затопляя то меньшие, то бóльшие территории Северо-Германской низменности, преимущественно на ее западе. Из-за частого чередования морских и континентальных отложений корреляция разрезов палеогена затруднена и многие детали стратиграфии этих отложений остаются либо не выясненными, либо спорными (Айзенштадт, Горфункель, 1965; Krutzsch, Lotsch, 1958; Lotsch, 1968).

Морские отложения палеоцена представлены черными, темно-серыми, серыми и зеленовато-серыми глинами, которые сменяются прибрежными глауконитовыми известковистыми песками и песчаниками с прослоями галечников, а в областях бывшей суши — переслаиванием серых, охристых, красных глин и алевролитов.

Морские отложения эоцена внизу состоят из серых и зеленовато-серых песчанистых глин с прослоями песков, гипсов, волнистых известняков и туффитов. Средняя часть их разреза представлена зеленовато-серыми, иногда красноватыми, песчанистыми глауконитовыми глинами с редкими прослоями песков, а верхняя (отвечающая верхам среднего и верхнему эоцену) — глинами с пластами и гальками фосфоритов, затем песчаниками и известняками, а в кровле — вновь глинами. В прибрежных зонах глины эоцена обогащены глауконитом и заключают все возрастающее количество прослоев глауконитовых песков. В континентальных песчано-глинистых отложениях эоцена встречаются пропластки и пласты бурых углей.

Морские отложения олигоцена внизу сложены коричневыми, местами пестроцветными, но чаще зеленовато-серыми неизвестковистыми песками, обогащенными глауконитом. Средняя часть их разреза представлена глинами и глинистыми мергелями, которые в прибрежных зонах содержат прослои глауконитовых песков. Наконец, верхняя часть их разреза образована серовато-зелеными и коричневатыми глинистыми, местами слабо известковистыми песками, обогащенными глауконитом.

Завершают рассматриваемую формацию отложения миоцена, являющиеся, как и породы палеогена, полифациальными — морскими, лагунными, речными и континентальными. В зависимости от условий осадконакопления, они представлены либо тонкозернистыми глауконитовыми песчаниками и темными слюдистыми глинами, либо грубозернистыми глинистыми кварцевыми песчаниками, либо песками с прослоями бурых углей.

Общая мощность сероцветной полифациальной глауконитовой карбонатно-песчано-глинистой формации палеогена — неогена в северной части Северного моря достигает 3000 *м* и более. В Шлезвиг-Гольштейне и в низовьях рек Эльбы и Везера она снижается до 800 *м*, однако в отдельных компенсационных мульдах подошва палеогена опускается до глубины —2000—2500 *м*, а подошва миоцена — до —1400 *м*. Суммарная мощ-

ность отложений этой формации в низменной части ГДР (с учетом разрезов, не осложненных соляной тектоникой) приблизительно равна 600 *м*, причем в отдельных компенсационных мульдах подошва палеогена опускается до —1500—1800 *м* (Lotsch, 1968). Наконец, в низменной части Польши максимальная мощность рассматриваемой формации не превышает 300 *м* и установлена на меридиональном отрезке течения р. Варты в районе г. Познань.

Верхний структурный этаж платформенного чехла Североморской впадины завершает сероцветная полифациальная песчано-глинистая формация четвертичного возраста. Она образована отложениями разного генезиса: ледниковой аккумуляции (донными моренами, отложениями переднего края ледника, застойных озер и водно-ледниковыми), водной аккумуляции (морскими, речными, озерно-речными и болотисто-озерными), а также эоловой аккумуляции (дюнными песками и лёссами). В нашу задачу не входит их детальная корреляция, поэтому мы ограничимся лишь краткими сведениями о мощностях этой формации, которые подвержены резким колебаниям, но в приморской части Польши и на севере ГДР местами превышают 200 *м*, а в Дании, близ г. Фредериксхавн, достигают 290 *м* (Hanzen, 1965).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Подводя итоги рассмотрению структурных этажей платформенного чехла Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин, попытаемся провести их сопоставление. Напомним, что в составе платформенного чехла Печорской впадины обособляются следующие структурные этажи и составляющие их формации.

а. **Ордовикский структурный этаж,** образованный прибрежно-морской терригенной формацией (формацией белых кварцевых песчаников) и красноцветной лагунно-континентальной песчано-глинистой формацией.

б. **Силурийский структурный этаж,** которому соответствует морская карбонатная формация.

в. **Эйфельско-триасовый структурный этаж,** в составе которого обособляются эйфельско-турнейский, визейско-артинский и кунгурско-триасовый структурные подэтажи.

Эйфельско-турнейский структурный подэтаж представлен прибрежно-морской песчано-глинистой формацией эйфеля — низов франского яруса с вулканогенно-терригенной субформацией нижнефранского подъяруса, глубоководной битуминозной формацией франского яруса и морской глинисто-карбонатной формацией верхов франского яруса — турне.

Визейско-артинский структурный подэтаж образован прибрежно-морской песчано-глинистой формацией нижнего визе — низов верхнего визе и морской карбонатной формацией верхнего визе — артинского яруса. В составе последней различаются субформации: карбонатная (верхняя часть верхнего визе — башкирский ярус), глинисто-карбонатная (нижняя часть московского яруса) и карбонатная (верхняя часть московского яруса — артинский ярус).

Кунгурско-триасовый структурный подэтаж сложен лагунно-морской сульфатно-карбонатно-терригенной формацией кунгура и красноцветной молассоидной формацией верхней перми и триаса.

г. **Среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж,** представленный континентальной угленосной формацией средней юры, морской песчано-глинистой формацией верхней юры и неокома с субформациями: песчано-

глинистой (келловей — кимеридж), карбонатно-глинистой (волжский ярус) и песчано-глинистой (неоком). Верхнюю часть этажа образует континентальная песчано-глинистая формация апт-альба.

д. **Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж,** сложенный полифациальной песчано-глинистой формацией.

Три нижних структурных этажа по времени накопления составляющих их отложений синхронны геосинклинальному и орогенному этапам развития уралид и составляют основную по мощности (до 6,5 *км*) часть разреза платформенного чехла Печорской впадины. Верхняя часть ее эйфельско-триасового структурного этажа синхронна времени заложения и развития Предуральского краевого прогиба и Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. Начинающей формационные ряды этих прогибов сероцветной молассовой формации артинского яруса в Печорской впадине отвечают самые верхи морской сероцветной карбонатной формации верхнего визе — артинского яруса, точнее — верхняя часть ее карбонатной субформации (верхов московского яруса — артинского яруса).

Корреляция формаций кунгурско-триасового структурного подэтажа Печорской впадины с вышележащими формациями Предуральского краевого прогиба и Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы представляется следующей (порядок перечисления формаций отвечает порядку упомянутых структур): лагунно-морская сульфатно-карбонатно-терригенная формация кунгура → соленосная формация кунгура → угленосная паралическая формация кунгура; красноцветная моласоидная формация верхней перми и триаса → красноцветная молассовая формация верхней перми и триаса → сероцветная молассовая формация верхней перми и пестроцветная молассовая формация триаса. Эти формации связаны постепенными переходами, но в типичном развитии приурочены к вполне определенным тектоническим структурам.

В нижней, еще неизученной, части платформенного чехла более глубоко погруженной Прикаспийской впадины по косвенным признакам могут быть предположительно намечены следующие структурные этажи: рифейский (на северо-западе, в пределах территории, принадлежащей эпикарельскому остову Европейской платформы), нижнепалеозойский (преимущественно на юго-востоке, в пределах территории, смежной с уралидами и ренидами) и эйфельско-триасовый. Известная часть разреза последнего начинается отложениями карбона. В ее составе различаются визейско-артинский и кунгурско-триасовый структурный подэтажи. С учетом сказанного, в составе платформенного чехла Прикаспийской впадины могут быть выделены (для довизейских отложений условно) следующие структурные этажи и составляющие их формации.

а. **Рифейский структурный этаж.**

б. **Нижнепалеозойский (или ордовикский и силурийский) структурный этаж (или этажи).**

в. **Эйфельско-триасовый структурный этаж,** представленный эйфельско-турнейским (выделенным условно), визейско-артинским и кунгурско-триасовым структурными подэтажами.

Визейско-артинский структурный подэтаж на северо-западе Прикаспийской впадины представлен полифациальной песчано-глинистой формацией среднего карбона — низов нижней перми, а на крайнем юго-востоке — полифациальной терригенно-карбонатной формацией нижнего карбона — артинского яруса нижней перми. Во внутренних районах Прикаспийской впадины рассматриваемый структурный подэтаж заканчивается глубоководной карбонатной формацией верхнего карбона — низов нижней перми.

Кунгурско-триасовый структурный подэтаж начинается соленосной формацией кунгура, нижняя граница которой во внут-

ренних районах Прикаспийской впадины опускается вниз по стратиграфическому разрезу нижней перми, а в ее восточных районах поднимается до казанского яруса верхней перми. Выше, уже в составе надсолевых отложений, выделяются красноцветная молассоидная формация верхней перми, пестроцветная полифациальная терригенная формация триаса с сероцветной морской карбонатной субформацией среднего триаса (в Прикаспийской низменности), сероцветная континентальная терригенная формация верхнего триаса — нижней юры (в Прикаспийской низменности).

г. **Юрско-палеогеновый структурный этаж** только в крайних восточных разрезах начинается пестроцветной континентальной песчано-глинистой формацией триаса (в районе слияния рек Эмбы и Темира — нижнего триаса, на территориях, смежных с Актюбинским Приуральем — верхнего триаса). Обычно же в его основании залегает континентальная угленосная формация нижней и средней юры, среднеюрская часть которой в Прикаспийской низменности замещается морской терригенной формацией средней юры. Выше последовательно прослеживаются: морская терригенно-карбонатная формация верхней юры, полифациальная песчано-глинистая формация нижнего мела — нижнего сеномана (с фацией пестроцветных глин неокома на юго-востоке), морская глауконитово-меловая формация верхнего мела и морская опоково-глинистая формация палеогена. Последняя в восточных районах Прикаспийской низменности охватывает и досарматские отложения миоцена, но на юго-востоке ее верхняя часть замещается континентальной терригенной формацией верхнего эоцена — олигоцена.

Юрско-палеогеновому структурному этажу Прикаспийской впадины на Туранской плите соответствует среднеюрско-нижнемиоценовый структурный этаж, над которым обособляется среднемиоценово-нижнеплиоценовый структурный этаж. Последний образован морскими карбонатно-терригенными и терригенными формациями, характеризующимися небольшой мощностью, но значительным распространением по площади. В Прикаспийской впадине ему отвечают известные только на юго-востоке маломощные (до 50 *м*) морские (внизу — пестроцветные песчано-глинистые, вверху — светлоокрашенные терригенно-карбонатные) отложения среднего сармата, а также локально распространенные континентальные пестроцветные песчано-глинистые, точнее не датированные отложения миоцена. Отложения среднего сармата в Прикаспийской впадине фиксируют положение районов, в пределы которых с Туранской плиты распространялись узкие ингрессионные языки позднемиоценового моря.

д. **Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж,** сложенный полифациальной песчано-глинистой формацией.

Послерифейские, но доюрские структурные этажи платформенного чехла Прикаспийской впадины по времени накопления соответствуют периоду развития палеозоид (уралид и ренид) геосинклинального обрамления юго-восточного внешнего угла Европейской платформы. Общая мощность докунгурских подсолевых отложений платформенного чехла Прикаспийской впадины, к которым на северо-западе подключаются и мощные отложения рифейского структурного этажа (синхронные доуралидам), весьма велика и достигает 11 *км* на р. Урал, в районе пос. Калмыково, и 12 *км* в центральной части междуречья Урала и Волги.

Верхи эйфельско-триасового структурного этажа платформенного чехла Прикаспийской впадины соответствуют орогенной стадии развития уралид. Формационный ряд орогенного комплекса в Актюбинском Приуралье образован сероцветной молассой верхнего карбона — артинского яруса нижней перми, соленосной формацией кунгура, красноцветной молассой верхней перми и нижнего триаса. Соленосная формация кунгура здесь, как и на севере, в Верхнепечорской и Большесынинской ван-

нах Предуральского краевого прогиба, входит в состав орогенного ряда формаций. Соответственно, и в Прикаспийской впадине ее нижняя граница, как и в Печорской впадине нижняя граница лагунно-морской сульфатно-карбонатно-терригенной формации, не отвечает разделу между структурными этажами платформенного чехла, несмотря на то, что физические свойства составляющих ее пород — их способность к пластическому перераспределению — определили позднее все многообразие локальных структур, созданных соляной тектоникой.

Истинную мощность тех отложений платформенного чехла Прикаспийской впадины, которые по времени накопления синхронны соленосной формации и красноцветной молассе Актюбинского Приуралья, определить затруднительно, так как она искажена при пластическом распределении соленосных толщ. Ориентировочно можно принять, что максимальная мощность соленосной формации составляла не менее 4 *км*, надсолевых отложений кунгурско-триасового структурного этажа — не менее 4 *км*, юрско-палеогенового структурного этажа — не менее 2 *км*, верхнеплиоценово-четвертичного структурного этажа — не менее 0,7 *км*. Таким образом, как и Печорская, Прикаспийская впадина в период развития обрамляющих ее палеозоид была втянута в интенсивное прогибание, причем продолжала весьма активно прогибаться и на орогенном этапе развития уралид.

К сожалению, начальные этапы формирования Североморской впадины известны пока лишь фрагментарно. Исходя из общих соображений, можно допустить, что наиболее древними платформенными отложениями в ее пределах могут быть аналоги спарагмитовых толщ Скандинавии, вероятно, распространные на погруженной под воды Северного моря части эпикарельского остова Европейской платформы.

Сведения о докаменноугольных отложениях платформенного чехла Североморской впадины получены лишь по единичным разобщенным скважинам и не позволяют определить объемы структурных этажей и формаций в их составе. Однако известно, что мощность подсолевых отложений местами значительная и достигает в районе г. Гамбурга 4 *км*, а у восточного побережья о. Великобритания — 2 *км*.

К верхнему подсолевому структурному этажу (или его верхнему подэтажу) платформенного чехла Североморской впадины относятся полифациальная угленосная формация намюра — вестфаля С и красноцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация стефана (или вестфаля D) — ротлигендеса. Выше выделяются:

а. **Верхнепермско-юрский структурный этаж,** образованный соленосной формацией цехштейна, а в низовьях р. Эльбы и в Шлезвиг-Гольштейне — и низов ротлигендеса [1], пестроцветной полифациальной терригенной формацией бунтсандштейна, морской карбонатной формацией мушелькалька, полифациальной угленосной формацией нижнего кейпера, пестроцветной лагунно-континентальной гипсоносной карбонатно-терригенной формацией среднего и верхнего кейпера, морской карбонатно-глинистой формацией лейаса и доггера, а также морской терригенно-карбонатной формацией мальма.

б. **Меловой структурный этаж,** представленный полифациальной карбонатно-терригенной формацией вельда-апта и морской глауконитово-меловой формацией альба — верхнего мела.

в. **Кайнозойский структурный этаж,** сложенный полифациальной глауконитовой карбонатно-песчано-глинистой формацией палеогена — неоге-

[1] Как мы уже знаем, немецкие геологи в составе соленосного цехштейна различают четыре основные серии — от Z_1 до Z_4. Возникает вопрос: не является ли соленосный ротлигендес низовьев р. Эльбы в действительности Z_0 — соленосной толщей, синхронной по времени накопления наблюдаемому в других местах региональному перерыву между отложениями цехштейна и ротлигендеса.

Таблица 1

Сопоставление структурных этажей и формаций платформенного чехла экзогональных впадин Европейской платформы

Печорская впадина		Прикаспийская впадина		Североморская впадина	
Структурные этажи и подэтажи	Формации и субформации	Структурные этажи и подэтажи	Формации и субформации	Структурные этажи и подэтажи	Формации и субформации
$N_2 - Q$	Полифациальная песчано-глинистая ($N_2 - Q$)	$N_2ak - Q$	Полифациальная песчано-глинистая ($N_2ak - Q$)	Kz	Полифациальная песчано-глинистая (Q) Полифациальная глауконитово-карбонатно-песчано-глинистая ($Pg - N$)
$J_2 - Cr_1$	Континентальная песчано-глинистая (Cr, ap-al) Морская песчано-глинистая ($J_3cl - Cr_1nc$): Песчано-глинистая (Cr_1nc); Карбонатно-глинистая (J_3v); Песчано-глинистая ($J_3cl - km$) Континентальная угленосная (J_3)	J — Pg	Морская опоково-глинистая (Pg); Континентальная терригенная ($Pg_2^2 - Pg_3$) Морская глауконитово-меловая ($Cr_2t - Cr_2d$) Полифациальная песчано-глинистая ($Cr_1 - Cr_2cm$) Морская терригенно-карбонатная (J_3) Морская песчано-глинистая (J_2); Континентальная угленосная (J_{1-2}) Пестроцветная континентальная песчано-глинистая (T)	Cr	Морская глауконитово-меловая ($Cr_1al - Cr_2$) Полифациальная карбонатно-терригенная ($Cr_1vl - ap$)

	$P_1kg - T$	Красноцветная молассоидная ($P_2 - T$) Лагунно-морская сульфатно-карбонатно-терригенная (P_1kg)	$P_1 - T$	Континентальная терригенная ($T_3 - J_1$) Пестроцветная континентальная (T_3) Сероцветная морская терригенно-карбонатная (T_2) Пестроцветная континентальная (T_1) Пестроцветная полифациальная терригенная (T_{-3}) Красноцветная молассоидная (P_2) Соленосная (P_1)	$P_2 - J$	Морская терригенно-карбонатная (J_3) Морская карбонатно-глинистая (J_{1-2}) Пестроцветная лагунно-континентальная гипсоносная карбонатно-терригенная (T_3^{2-3}) Полифациальная угленосная (T_3^1) Морская карбонатная (T_3) Пестроцветная полифациальная терригенная (T_1) Соленосная (P_2)
D_2e-T	$C_1v - P_1a$	Морская карбонатная ($C_1v - P_1a$): Карбонатная ($C_2m - P_1a$); Глинисто-карбонатная (C_2m); Карбонатная ($C_1v - C_2b$) Прибрежно-морская песчано-глинистая (C_1v)	D_2e-T	$C_1v - P_1a$	Глубоководная карбонатная ($C_2 - P_1$) Полифациальная песчано-глинистая ($C_1v - P_1$) Полифациальная терригенно-карбонатная ($C_1 - P_1$) Терригенная ($C_3 - P_1$) Карбонатная ($C_1v - C_2$)	P_1	Красноцветная континентальная вулканогенно-терригенная ($C_3 - P_1$) Полифациальная угленосная терригенная ($C_1 - C_2$)
	D_2e-C_1t	Морская глинисто-карбонатная ($D_3fr - C_1t$) Глубоководная битуминозная (D_3fr) Вулканогенно-терригенная (D_3fr) Прибрежно-морская песчано-глинистая ($D_2e - D_3fr$)		$D_2e - C_1t$		
S		Морская карбонатная				
O		Красноцветная лагунно-континентальная песчано-глинистая Прибрежно-морская терригенная (белых кварцевых песков)	Pz_1			
			R			

на и полифациальной песчано-глинистой формацией четвертичного возраста.

В отличие от Печорской и Прикаспийской впадин в Североморской впадине соленосные отложения цехштейна, максимальная мощность которых превышает 1,2 *км*, явно начинают самостоятельный структурный этаж ее платформенного чехла. Платформенными они являются и на смежных палеозойских складчатых сооружениях Средней Европы, где резко трансгрессивно залегают на разновозрастных более древних пород, в том числе на орогенных образованиях ротлигендеса.

Общая максимальная мощность надсолевых отложений в Североморской впадине, как и в Прикаспийской впадине, определяется современной глубиной залегания подсолевого ложа. Однако мощность отдельных стратиграфических подразделений и формаций в каждом разрезе является лишь частной, зависящей от его положения относительно конкретных локальных структур, созданных соляной тектоникой, и от истории формирования этих структур. Не случайно Ф. Трусгейм указывал, что определенная простым суммированием общая мощность послепермских отложений, превышающая 13 *км*, является недостоверной. «Зоны крайних мощностей,— писал он,— все время смещаются, причем большие мощности лежат, как правило, рядом, а не одна над другой, и компенсируются меньшими мощностями более древних или более молодых отложений» (Trusheim, 1957, стр. 143).

Сказанное выше не относится к определенной сейсморазведкой глубине залегания подошвы отложений палеогена, а следовательно, и к общей мощности отложений кайнозойского структурного этажа в пределах Северного моря. В северных его районах соляная тектоника во время накопления отложений этого структурного этажа была заметно ослабленной и существенно не влияла на общие закономерности распределения мощностей.

За исключением упомянутых районов, характер распределения мощностей надсолевых отложений в Североморской впадине подобен выявленному в Прикаспийской впадине: бóльшими по мощности являются отложения того структурного этажа (в Прикаспийской впадине — подэтажа), который начинается соленосной формацией, а мощности отложений более высоких структурных этажей последовательно убывают.

Наметившиеся в платформенном чехле всех трех экзогональных впадин Европейской платформы структурные этажи вполне сопоставимы, хотя и не синхронны (табл. 1). Верхнеплиоценово-четвертичному структурному этажу Печорской и Прикаспийской впадин соответствует кайнозойский структурный этаж Североморской впадины. Среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж Печорской впадины отвечает юрско-палеогеновому структурному этажу Прикаспийской впадины и меловому структурному этажу Североморской впадины. Наконец, кунгурско-триасовый структурный подэтаж Печорской и Прикаспийской впадин отвечает верхнепермско-юрскому структурному этажу Североморской впадины. Сопоставимость и закономерность смены структурных этажей, а следовательно, и смены крупных этапов развития экзогональных впадин Европейской платформы явно свидетельствуют о тождественности и определенной последовательности их развития.

Глава четвертая

СОЛЯНАЯ ТЕКТОНИКА ПРИКАСПИЙСКОЙ И СЕВЕРОМОРСКОЙ ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИН ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Прикаспийская и Североморская впадины — крупнейшие регионы Европейской платформы, охваченные соляной тектоникой. Наличие в составе платформенных чехлов этих впадин мощных соленосных формаций и способность их отложений к пластическому перераспределению проводят резкую грань между тектоникой под- и надсолевых толщ. Характер распределения мощностей и состава отложений соленосных формаций определен предшествующей историей формирования этих впадин, и поэтому «подсолевая» тектоника просвечивает сквозь сложную мозаику локальных структур, созданных соляной тектоникой (см. фиг. 69, 83). Размещение упомянутых структур в Прикаспийской и Североморской впадинах различно: если в Прикаспийской впадине, за исключением ее южной окраины, они распространены повсеместно, то в Североморской впадине — строго локализованы в областях погруженного залегания подсолевого ложа, где соленосные и надсолевые отложения достигают мощности, необходимой для начала пластического перераспределения соли. В соответствии с бóльшей глубиной залегания подсолевого ложа, бóльшей мощностью соли и надсолевых отложений соляная тектоника в Прикаспийской впадине проявилась более контрастно. Поэтому сравнительно-тектонический анализ локальных структур, ею созданных, мы начинаем с характеристики локальных структур Прикаспийской впадины.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МОРФОЛОГИИ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Зоны рассредоточения и сгущения соляных куполов, ослабленного и интенсивного проявления соляной тектоники в общей форме соответствуют контурам крупных поднятий и прогибов подсолевого ложа Прикаспийской впадины. Данные бурения и сейсморазведки показывают, что по мере погружения подсолевого ложа от Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа на северо-запад, в глубь Прикаспийской впадины, постепенно изменяется фациальный состав соленосной формации (ее окраинная сульфатно-соляная фация замещается почти чисто соляной), возрастает мощность соли в соляных массивах куполов (высота последних) и соответственно, но более резко уменьшается мощность надсолевых отложений над их вершинами (табл. 2).

Закономерное увеличение мощности соли в соляных массивах куполов по мере погружения подсолевого ложа находится в прямой зависимости от первоначальной мощности соленосной формации. Поэтому можно думать, что областям современных максимальных глубин залегания подсолевого ложа во время накопления соленосной формации отвечали наиболее погруженные участки Прикаспийской впадины.

Таблица 2

Соотношение между глубиной залегания подсолевого ложа, высотой соляных массивов куполов и мощностью надсолевых отложений над сводами соляных массивов куполов

(по В. С. Журавлеву, 1963б)

Соляные купола	Глубина залегания подсолевого ложа, *м*	Высота соляных массивов куполов, *м*	Мощность надсолевых отложений над вершинами соляных массивов куполов, *м*
Азнагул	3900	1175	2725
Кумшете	4200	2390	1810
Конуспай	4800	2800	2000
Тюлюс	5200	5000	200
Кулсары	5400	5200	200
Акаткуль	6200	6100	100
Искине	6500	6350	150
Сагиз	6900	6600	300
Доссор	7200	7000	400
Макат	7350	7130	220
Туктубай	7600	7430	170
Унгар II	8200	8000	200
Индер	8900	8900	0
Санкебай-Круглый (восточная ветвь его соляного массива)	9550	9200	350

По данным сейсморазведки, в том же северо-западном направлении увеличивается мощность надсолевых отложений в межкупольных депрессиях, хотя мощность отложений юрско-палеогенового структурного этажа возрастает к югу, к северным чинкам Устюрта, и далее, к осевой части Северо-Устюртского прогиба. Поэтому общее увеличение мощности надсолевых отложений на северо-запад от Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа в глубь Прикаспийской впадины явно происходит только за счет низов надсолевого комплекса — отложений верхней перми и триаса (Журавлев, 1960б, 1963б). Все возрастающая на северо-запад мощность последних уже на начальных этапах пластического перераспределения соли определила различия интенсивности процессов соляной тектоники.

Вдоль северного склона Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа протягивается полоса подземного выклинивания соленосной формации. Однако северо-западнее мощность данной формации возрастает и появляются первые разобщенные купола с глубоко залегающими соляными массивами, которые лишь приподнимают надсолевые слои. Относительно неширокая полоса распространения редких соляных куполов по мере погружения подсолевого ложа сменяется обширной территорией сплошного проявления соляной тектоники. На фоне развитых здесь на поверхности отложений палеогена в наиболее приподнятых частях крыльев пока еще немногочисленных соляных куполов (Конуспай, Кумшете, Аккереге и др.) появляется писчий мел маастрихта, и только близ обнаженного гипсового ядра единственного открытого купола Карачунгул прослеживаются более низкие горизонты надсолевых отложений. Севернее, в промысловом районе Южной Эмбы, приподнятые крылья соляных куполов сложены породами низов верхнего мела, нижнего мела, юры и даже триаса; компенсационные мульды, сопряженные с куполами, выполнены глинами палеогена, а межкупольные депрессии,

разделяющие купола,— мергельно-меловой толщей верхнего мела. Соляные купола становятся многочисленными, разнообразными по глубине эрозионного среза, форме, размерам и нередко почти сливаются, отделяясь еле уловимыми перегибами. Их очертаниям и расположению, как правило, всецело подчинена конфигурация разделяющих их межкупольных депрессий.

Усиление интенсивности проявлений соляной тектоники и заметное усложнение морфологии созданных ею локальных структур при приближении к внутренним районам Прикаспийской впадины повсеместно определяются увеличением первоначальной мощности соленосных отложений, участвовавших в пластическом перераспределении.

На начальном этапе пластического перераспределения соленосных отложений в Прикаспийской впадине наметились ее первичные соляные купола (Волчегурский, Журавлев, 1965; Кожевников и др., 1966; Соловьев, 1966, 1968; Голов и др., 1967). Причины их возникновения определялись: а) неровностями подсолевого ложа (имевшими место перед соленакоплением, во время его или после его прекращения); б) неравномерной первоначальной мощностью соленосных отложений (зависящей от возможно неодновременного начала и окончания соленакопления, а также от глубины последовавшей эрозии); в) фациальной неоднородностью соленосных отложений; г) неравномерной мощностью надсолевых отложений.

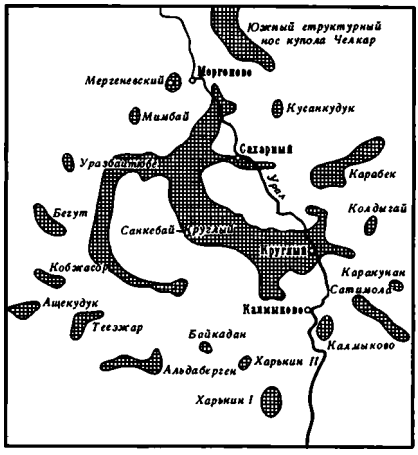
Основываясь на материалах по соляным куполам побережья Мексиканского залива и результатах экспериментального изучения соляной тектоники, Т. Д. Паркер и А. Н. Мак-Доуэлл (1957, стр. 65) показали, что «наилучшим критерием для отделения главных куполов от вторичных, видимо, является характер распределения или структура расположения соляных куполов. Одиночный купол, выдвинувшийся далеко от остальных соляных поднятий, не может быть вторичным и должен рассматриваться как главный купол. Купол вблизи центра дуги или круга из других куполов и соляных гряд должен считаться возможным главным куполом, а структуры, создающие дугу, могут рассматриваться как возможные вторичные купола».

Этот вывод, по-видимому, справедлив и для Прикаспийской впадины. На ее окраинах первичными являются разобщенные соляные купола, а во внутренних районах — те нормально развитые купола, которые от окружающих их и, вероятно, вторичных соляных куполов отличаются относительно бóльшими размерами соляных массивов при небольшой глубине залегания их кровли. Однако последний признак, по-видимому, не является обязательным. Соляные массивы первичных куполов по сравнению с соляными массивами куполов их семейства, возможно, были ранее приближены к дневной поверхности или даже выведены на нее и потеряли часть соли за счет подземного выщелачивания или поверхностной эрозии. В то же время соляные массивы вторичных соляных куполов продолжали воздыматься и могли подняться до уровня вершины соляного массива первичного купола.

Примером первичного купола во внутренних районах Прикаспийской впадины является соляной купол-гигант Санкебай-Круглый, восточную периферию которого пересекает р. Урал. Он окружен семнадцатью соляными куполами, значительно уступающими ему по размерам, причем с севера к нему приближен южный отрог соляного купола-гиганта Челкар (фиг. 92). Эти купола составляют единое генетическое семейство, причем Санкебай-Круглый является первичным куполом, а окружающие его структуры, за исключением Челкара,— вторичными куполами (Волчегурский, Журавлев, 1965).

В районе купола-гиганта Санкебай-Круглый подсолевое ложе прослеживается на близких, но все же разных абсолютных отметках (до 9,5 км),

колебания которых достигают 0,4 *км*. Пока нет оснований для утверждения, что именно эта или другая причина явилась определяющей для начала пластического перераспределения соленосных отложений. Однако несомненно, что по мере зарождения соляного массива купола Санкебай-Круглый формировались депрессионные понижения по его периферии. На начальных стадиях развития его соляного массива приток соли шел из ближайших участков таких депрессионных понижений. Поэтому внешние края этих депрессий оказались на более высоком гипсометрическом уровне, чем их внутренние края, примыкающие к воздымающемуся соляному массиву. Это определило подток соли также к внешним краям депрессий, который, в итоге, привел к появлению соляных массивов вторичных куполов-спутников, окружающих первичный соляной купол-гигант Санкебай-Круглый. Таким образом, причины возникновения вторичных соляных куполов определялись исключительно пластическим перераспределением соленосных толщ, начавшемся при формировании первичного соляного купола.



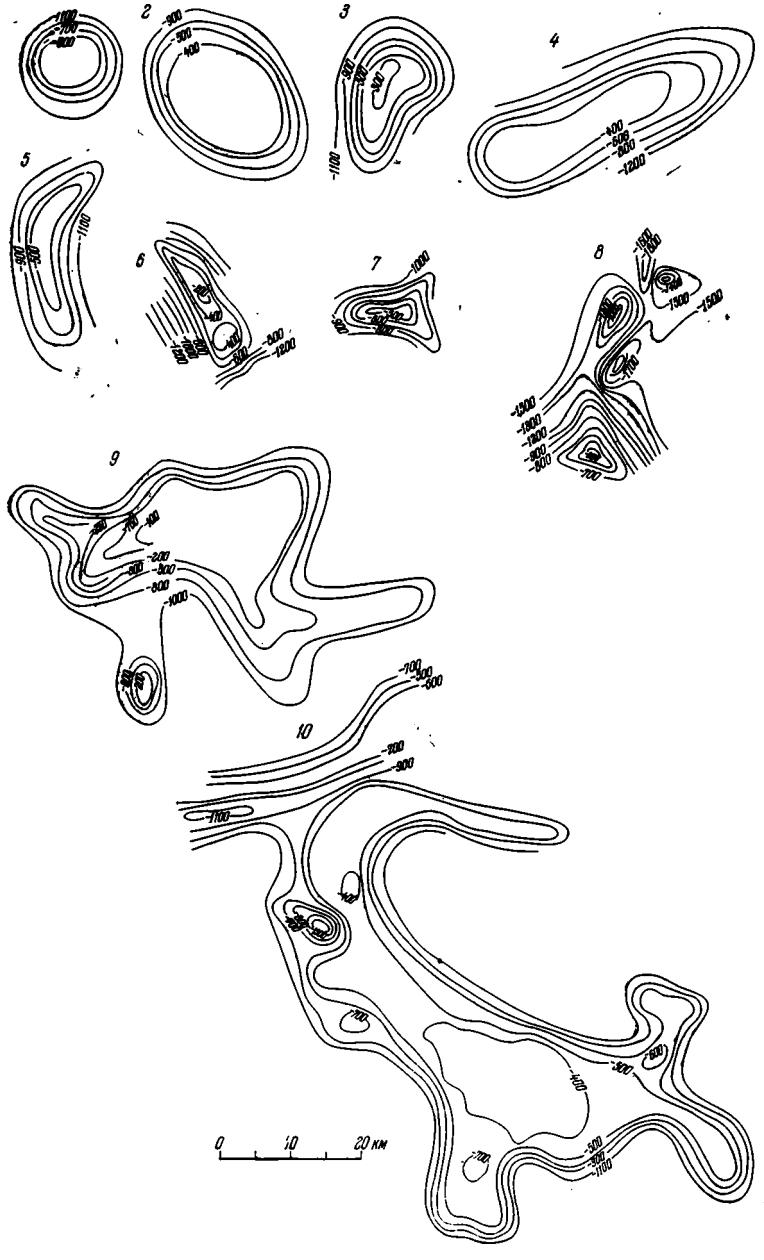
Фиг. 92. Схема расположения соляных массивов куполов, принадлежащих к семейству Санкебай-Круглый (по Л. Ф. Волчегурскому, В. С. Журавлеву, 1965)

Вершины соляных массивов куполов заштрихованы

Процесс пластического перераспределения соленосных толщ, вероятно, распространялся и на бо́льшие площади, определяя появление соляных куполов следующих генераций. При этом могла происходить своеобразная интерференция — наложение процессов пластического перераспределения соленосных толщ, обусловленное влияниями нескольких первичных соляных куполов. Может быть, именно она во многом определила очертания и ориентировку соляных куполов во внутренних районах Прикаспийской впадины и кажущуюся хаотичность их размещения. Пластическое перераспределение соленосных толщ, подобно цепной реакции, постепенно охватило всю территорию Прикаспийской впадины и привело к возникновению в ее пределах более тысячи соляных куполов, сопровождающих их компенсационных мульд и разделяющих их межкупольных депрессий.

Современный рельеф кровли соленосной толщи в Прикаспийской впадине чрезвычайно сложен. В настоящее время наиболее объективные данные имеются лишь о форме соляных массивов ее куполов, которая весьма разнообразна. Соляные массивы нормально развитых куполов расширяются к основанию и обычно обладают крутыми склонами, которые в верхних частях бывают осложнены уступами и, нередко, карнизами (Айзенштадт, 1955; Краев, 1959; Журавлев, 1960б). Среди них различаются островерхие и плосковерхие соляные массивы, причем последние могут быть разделены на несколько морфологических типов.

Форма верхних сечений соляных массивов куполов в плане различна (фиг. 93): их очертания обычно бывают округлыми, овальными, треугольными, изометричными или удлиненными, реже — разветвленными или звездообразными, причем соотношение длинной и короткой осей массивов часто составляет 1 : 3—1 : 5 (Косыгин, 1960а). Многие удлиненные соляные массивы осложнены двумя-тремя небольшими куполовидными вздутиями соли (Байчунас, Сагиз), причем образование этих вторичных вздутий нередко сочетается с разветвлением основного массива (Макат).



Фиг. 93. Наиболее распространенные формы вершин соляных массивов куполов Прикаспийской впадины

1 — округлые (Мергеневский);
2, 3 — овальные (*2* — Багырдай, *3* — Кзылбархан);
4, 5 — удлиненные (*4* — Миялы; *5* — Джамбейты);
6—8 — улиненные с дополнительными вздутиями и боковыми ответвлениями (*6* — Сагиз, *7* — Женгельды, *8* — Алтыкуль);
9 — звездчатые (Индер);
10 — ветвящиеся (восточная часть соляного массива купола Санкебай-Круглый)

Стратоизогипсы проведены по кровле соли

У куполов, расположенных по окраинам Прикаспийской впадины, поперечники соляных массивов иногда бывают несколько меньше их высоты. У соляных массивов подавляющего большинства остальных куполов поперечники в несколько раз превышают их высоту. Например, у купола-гиганта Челкар площадь вершины соляного массива, прослеживающейся на глубине 100—200 *м* от дневной поверхности, составляет 650 *км*^{2}, длина — 35 *км*, ширина — 22 *км* (Васильев, Обрядчиков, 1962), а высота соляного массива изменяется от 9 до 9,5 *км*.

Внутренняя тектоника соляных массивов куполов Прикаспийской впадины изучена пока слабо. По скважинам, которые вошли в них на разную, иногда значительную глубину, отмечались различные, нередко крутые и даже вертикальные падения пластов соли (Кореневский, Воронова, 1966). Выяснилось, что форма соляных массивов влияет на внутреннюю тектонику соли только у тех массивов, поперечники которых значительно уступают их высоте. На вершинах соляных массивов открытых куполов иногда прослеживаются системы довольно сложных складок течения. Так, у соляного массива купола-гиганта Индер линейные размеры складок течения по кургантаускому ангидритовому горизонту различны: их протяженность изменяется от 0,5 до 5,0 *км* и более, ширина — от 0,2 до 1,5—2,0 *км*. Почти все складки течения имеют весьма значительные амплитуды при вертикальном падении крыльев. Некоторые из них обладают наклонными (до 10—15°) осевыми плоскостями при одинаковых углах падения крыльев. В целом все складки течения (как вертикальные, так и наклонные) близки к изоклинальным (Коробов, 1962).

В прямой зависимости от формы соляных массивов находится структура непосредственно перекрывающих их надсолевых отложений. На куполах прослеживаются согласные и трансгрессивные налегания, а также примыкания по разрывам надсолевых отложений к соляным массивам (Косыгин, 1960а). Согласные налегания наблюдаются при слабых формах проявления соляной тектоники, когда первоначальные стратиграфические соотношения между соленосными и надсолевыми отложениями не нарушены. Трансгрессивные налегания имеют место на тех куполах, вершины соляных массивов которых были приподняты и размыты, а затем вновь перекрыты надсолевыми слоями. Примыкания по разрывам встречаются на тех куполах, соляные массивы которых обладают крутыми склонами. Подъем приподнятых частей соляных массивов этих куполов происходил ускоренно, надсолевые отложения разрывались и уступы превращались в разрывы между соленосными и надсолевыми отложениями. Такие разрывы (или их системы, оконтуривающие крутые уступы соляных массивов куполов) обычно пересекают все надсолевые отложения, но в соли быстро затухают, компенсируясь ее пластическими деформациями.

Весь ход развития надсолевых структур куполов Прикаспийской впадины отражает процесс подъема их соляных массивов, которым постоянно определялись пликативные и дизъюнктивные дислокации надсолевых слоев, а также изменения их мощностей. При этом на участках наиболее интенсивного подъема соляного массива каждого купола накапливались наименьшие мощности осадков, а следы размывов получали более подчеркнутое выражение (Журавлев, 1969в).

Изменения мощностей отдельных горизонтов надсолевых отложений на куполах Прикаспийской впадины определяются: а) плавным уменьшением мощностей, связанным с утонением и выклиниванием отдельных прослоев при движении от крыльев к сводам куполов; б) уменьшением мощностей за счет размывов и налегания одних толщ на другие с угловым несогласием; в) резким различием в мощностях надсолевых отложений на смежных блоках, разделенных сбросами.

Растущие соляные массивы куполов растягивали надсолевые слои,

в которых возникали системы разрывов типа нормальных сбросов. Над округлыми цилиндрическими соляными массивами, преобладающими в центральной части Прикаспийской впадины, образовывались радиальные и концентрические, обычно круто наклоненные сбросы. Над удлиненными соляными массивами закладывались продольные и нормальные к ним поперечные сбросы. Сеть сбросов является частной для каждого купола. Только некоторые наиболее крупные сбросы, часто с уменьшающейся амплитудой, выходят за пределы куполов. Они обычно соединяют соседние купола и, по-видимому, всегда соответствуют соляным отрогам, связывающим на глубине соляные массивы этих куполов.

Продольные сбросы соляных куполов имеют небольшие амплитуды, причем их сбрасыватели наклонены сравнительно полого (50—60°). Поперечные сбросы, как правило, характеризуются меньшими амплитудами, но наклонены более круто, иногда вертикально. Среди продольных сбросов выделяется основной сброс, разделяющий поднятое и опущенное крылья купола и всегда наклоненный в сторону опущенного крыла. Дополнительные продольные сбросы обычно осложняют опущенное крыло купола, причем ближайший к основному дополнительный продольный сброс чаще наклонен к нему навстречу и вместе с ним образует грабен.

Грабены характерны для большинства соляных куполов восточной части Прикаспийской впадины. Среди них различаются грабены, проходящие вдоль крутых склонов соляных массивов, и грабены, расположенные либо над более приподнятыми частями соляных массивов, либо фиксирующие положение прежних выступов соли на фоне современной почти горизонтальной или вогнутой кровли соляных массивов.

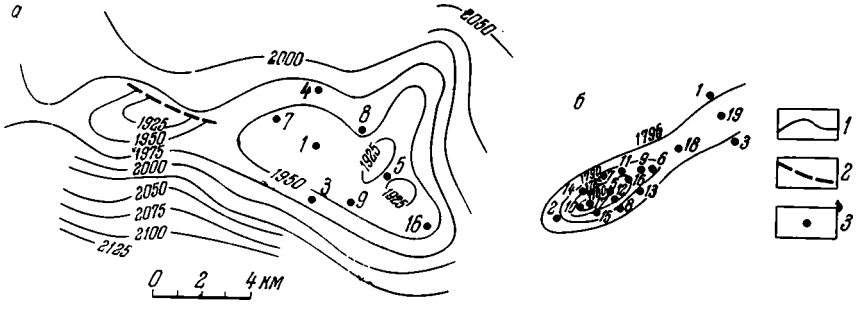
Поперечные сбросы отражают изменения морфологии вершин соляных массивов куполов. Положение блоков, ограниченных поперечными сбросами, определяется вторичными соляными вздутиями, осложняющими вершины соляных массивов. С усложнением строения вершин соляных массивов усложняется и сеть сбросов в надсолевых отложениях куполов. Наблюдаемые в плане изгибы и разветвления основных продольных сбросов соответствуют изменениям простирания соляных массивов. Вершины некоторых удлиненных соляных массивов как бы перекручены: на одном их участке более крутым является один склон, на другом участке — ему противоположный. Тогда структура надсолевых слоев отражает это перекручивание: она разделена поперечными сбросами на ряд сегментов, в каждом из которых надсолевая структура соответствует асимметрии соляного массива.

У ряда куполов, обладающих разветвленными соляными массивами, надсолевые слои бывают осложнены системой разветвленных грабенов. Тогда различия между продольной и поперечной системами сбросов затушевываются. Некоторые ветви грабенов могут оказаться перпендикулярными к направлению основного грабена и соляного массива в целом. Однако сбросы, ограничивающие поперечные грабены, сохраняют все свойства продольных дизъюнктивов, а поперечные грабены отвечают либо крутым склонам соляных массивов, либо наиболее приподнятым частям соляных отрогов, отходящих от основных соляных массивов.

Надсолевые структуры куполов Прикаспийской впадины всецело зависят от формы и истории формирования их соляных массивов. Связь между надсолевыми структурами и соляными массивами куполов не только морфологическая (статическая), но и историческая (динамическая). Весь ход развития куполов в надсолевых отложениях отражает процесс подъема их соляных массивов. Поэтому среди соляных куполов Прикаспийской впадины следует различать рудиментарные и нормально развитые (Журавлев, 1962а, 1963б). Рудиментарными являются те глубокие соляные купола, которые прекратили или почти прекратили развитие во время накопления отложений юрско-палеогенового структурного этажа.

Как правило, для них характерны согласные налегания надсолевых слоев на соляные массивы. Лишь мощность надсолевых слоев на сводах таких куполов бывает несколько сокращена, но ее различия вверх по разрезу (по мере затухания этих структур) становятся менее заметными.

Для нормального развития рудиментарных куполов объемы соли, поступившей к их соляным массивам, были недостаточны. Ее нехватка была или изначальной, или определилась позднее, при перераспределении соленосных отложений. Именно поэтому такие купола в Прикаспийской впадине занимают вполне конкретное пространственное положение: они либо приурочены к ее окраинам, где первоначальная мощность соленосных отложений была небольшой, либо встречаются в некоторых



Фиг. 94. Структурные карты рудиментарных соляных куполов Прорва и Буранкуль (по В. С. Журавлеву, 1963б)

а — купол Прорва; *б* — купол Буранкуль
1 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома) на куполе Прорва и по кровле верхней юры на куполе Буранкуль; *2* — предполагаемая проекция пересечения сброса с III отражающим горизонтом; *3* — скважины

межкупольных депрессиях ее внутренних районов. Такие депрессии окружены нормально развитыми куполами, соляные массивы которых вобрали основной объем способных к пластическому перераспределению соленосных отложений. Рудиментарные соляные купола внутренних районов Прикаспийской впадины будут кратко охарактеризованы при рассмотрении морфологии межкупольных депрессий. Здесь же остановимся лишь на анализе данных о рудиментарных соляных куполах окраин Прикаспийской впадины, в частности ее юго-восточной окраины, где такие купола наиболее детально изучены.

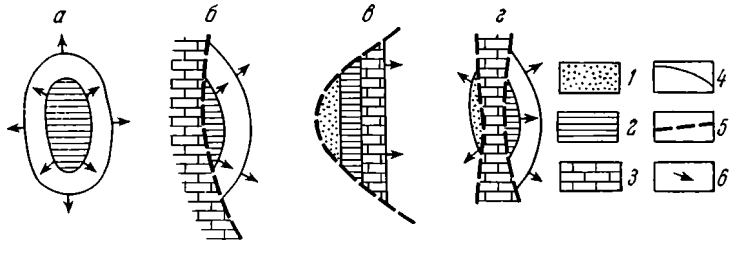
Вдоль северного склона Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа в отложениях палеогена, развитых на поверхности, рудиментарые соляные купола отражения не получили. Их положение на картах аномалий силы тяжести фиксируется либо гравитационными «языками», либо нерезко выраженными локальными минимумами силы тяжести, а их структура выявляется очертаниями сейсмоизогипс III отражающего горизонта, отвечающего подошве неокома. Эти купола возникли над крайними юго-восточными линзами кунгурской соли, мощность которой была недостаточной для их активного и длительного развития. Оно прекратилось или почти прекратилось уже в позднемеловое время; дальнейший рост соляных массивов лимитировался линзовидным залеганием пластичных пород кунгура и сравнительно небольшим различием мощностей надсолевых отложений над куполами и окружающими их площадями. Именно такими рудиментарными соляными куполами являются структуры Прорва и Буранкуль (фиг. 94), расположенные в непосредственной близости от Каспийского моря (Березовская, 1961; Журавлев, 1963б).

Настаивая на выделении рудиментарных куполов в качестве особой

категории соляных куполов, отметим, что Ю. А. Косыгин (1960а) предлагал именовать их криптоструктурами (от греческого κρυπτος — скрытый). Однако термин «рудиментарные» (от латинского rudimentum — остаток, зачаток), т. е. не получившие полного развития, точнее отражает генетическую сущность этих структур. Рудиментарным соляным куполам могут быть противопоставлены нормально развитые соляные купола (эвдиоструктуры, по Ю. А. Косыгину). Именно эти купола в Прикаспийской впадине наиболее изучены, и их исследователи неоднократно и давно стремились определить их основные морфологические типы. Однако до сих пор еще нет общепризнанной классификации нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины.

ОБЗОР РАНЕЕ ПРЕДЛОЖЕННЫХ КЛАССИФИКАЦИЙ ЛОКАЛЬНЫХ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАННЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Первая классификация соляных куполов Прикаспийской впадины предложена С. И. Мироновым (1920). Он разделил известные тогда немногочисленные соляные купола на три типа: макатский, доссорский и иманкаринский. К куполам макатского типа он отнес редко встречающиеся спокойные куполовидные складки, слабо или совершенно ненарушенные сбросами. Куполами доссорского типа С. И. Миронов называл купола, разбитые большими дизъюнктивными нарушениями. Приподнятые части куполов этого типа, по его мнению, сохраняют куполообразное строение, а опущенные — почти не обнаруживают следов первоначальной складки. Наконец, для куполов иманкаринского типа, по С. И. Миронову, характерно наличие грабенообразно опустившейся части свода между двумя поднятыми крыльями.



Фиг. 95. Типы соляных куполов Эмбенского района (по С. В. Шумилину, 1937)

а — макатский; *б* — доссорский (первый подтип); *в* — доссорский (второй подтип); *г* — иманкаринский.
1 — юра; *2* — нижний мел; *3* — верхний мел; *4* — геологические границы; *5* — дизъюнктивные нарушения; *6* — направление падения слоев

Эта классификация, учитывающая исключительно строение соляных куполов на поверхности при современном эрозионном срезе (на геологических картах), вскоре потребовала внесения серьезных уточнений. Уже в 1933 г. С. В. Шумилин (1933; Авров и др., 1935) указывал, что купола доссорского типа встречаются редко, и даже купол Доссор является двухкрылым. Поэтому он считал необходимым выдерживать классификацию по форме поднятого крыла и рекомендовал каждый купол рассматривать как комбинацию простейших куполов. Купола доссорского типа он предлагал разделять на два подтипа (фиг. 95). Для первого подтипа характерен отчетливый куполообразный изгиб пластов поднятого крыла (установленный на куполе Доссор). Второй подтип отличается дугообразным изгибом главного нарушения и совершенно линейным простиранием пород поднятого крыла (установленным на куполе Джилан-

кабак). Иманкаринский тип куполов классификации С. М. Миронова С. В. Шумилин считал производным от доссорского типа. Купола иманкаринского типа (двухкрылые), по его мнению, не следует выделять особо, так как купола вообще обычно имеют от двух до пяти крыльев, разделенных пониженными полосами — сложно ветвящимися грабенами.

Ко времени опубликования статьи С. В. Шумилина характер строения поверхности соляных массивов был выявлен лишь частично и только на куполах Шубаркудук и Доссор. Однако уже в 1937 г. С. В. Шумилин (1937) предлагал выделять купола прорванные и непрорванные, различая среди последних макатский и доссорский подтипы.

В то же время И. Г. Пермяков (1937) принимал, что соляной массив является наиболее характерной частью соляного купола. Поэтому в основу классификации соляных куполов он положил форму их соляных массивов. Соляные купола И. Г. Пермяков подразделял по величине, степени зрелости и очертаниям в плане. По величине он выделял массивные и штокообразные купола; по степени зрелости — глубокие купола начальной стадии развития с глубиной залегания кровли соли от 1500 *м* и более (Каратон), неглубокие развивающиеся купола с глубиной залегания кровли соли 300—700 *м* (Доссор, Косчагыл), а также открытые, или зрелые, купола с плоским залеганием кровли соли (Искине, Черная Речка, Карачунгул). По очертаниям в плане он выделял узловой, линейный и сложный типы куполов. К узловому типу были отнесены купола с соляными массивами звездной (Доссор) и треугольной (Искине, Черная Речка) формы, к линейному типу — купола с соляными массивами овальной (Тюлегень) и сундучной (Асанкеткен) формы. При этом И. Г. Пермяков принимал, что развивающиеся купола узлового типа имеют звездную форму, зрелые — треугольную, а развивающиеся соляные купола линейного типа — овальную форму, зрелые — сундучную. К куполам сложного (по очертаниям в плане) типа И. Г. Пермяков отнес купола с соляными массивами, образовавшимися при слиянии в процессе роста нескольких соляных поднятий (Байчунас, Косчагыл, Макат, Шубаркудук и др.). В межкупольных пространствах (в контурах локальных максимумов силы тяжести) И. Г. Пермяков выделял глубокие купола и открытые, или купола ишимбаевского типа. Он считал, что обычные соляные купола расположены над подсолевыми синклиналями, тогда как межкупольным пространствам отвечают подсолевые антиклинали. При слабом росте последних надсолевые слои лишь приподнимались, образуя глубокие купола на максимумах. По мнению И. Г. Пермякова, такие купола могут быть обнаружены в обширных «гравитационных ямах» (например, между соляными куполами Косчагыл и Кулсары). При активном росте подсолевые антиклинали прорывали соль и надсолевые отложения, образуя открытые купола на максимумах. В качестве примера такого купола И. Г. Пермяков ссылался на Ащебулак, расположенный в 18 *км* к северо-северо-востоку от купола Шубаркудук и одноименной станции железной дороги Кандагач — Гурьев. Он считал, что ядро этого купола сложено более древними, чем соль, гипсами, которые прослеживаются в своде подсолевой антиклинали, прорывающей соль и надсолевые отложения (до меловых включительно).

В 1946 г. Ю. А. Косыгин (1946, 1950) в основу классификации соляных куполов платформенных областей предлагал положить наиболее важные рубежи, обусловливающие проявление четких морфологических различий между структурами. Эти рубежи, по его мнению, связаны с периодами размыва соляных массивов и позволяют выделить несколько морфологических разновидностей соляных куполов. Ю. А. Косыгин подразделял соляные купола на два основных типа: с неразмытыми (1-й тип) и размытыми (2-й тип) соляными ядрами. При этом он указывал, что купола с неразмытыми соляными ядрами не следует называть «закры-

тыми». Он подчеркивал, что этот термин отражает лишь современную глубину эрозионного среза, тогда как соляные массивы куполов этого типа никогда не размывались или же подвергались лишь подземной эрозии. Купола с размытыми соляными ядрами (2-й тип) Ю. А. Косыгин разделял на два подтипа: открытые (подтип А) и закрытые (подтип Б). В обоих этих подтипах в зависимости от характера размыва он выделял купола с современным (для подтипа А) или однократным (для подтипа Б) размывом соляных ядер, а также купола с постепенно или многократно размывавшимися соляными ядрами (для подтипов А и Б).

Ю. А. Косыгин указывал, что на куполах 1-го типа согласное залегание на соли вышележащих пород не может быть затушевано дизъюнктивными нарушениями, в то время как на куполах 2-го типа наличие этих нарушений вдоль боковых поверхностей соляных массивов не позволяет установить, к какой разновидности того или иного подтипа относится данная структура. Деление же куполов на мелкие и глубокие (с соляными массивами, не достижимыми бурением) может быть проведено для куполов 1-го типа, а также для куполов подтипа Б 2-го типа.

А. В. Ульянов (1946; Пермяков и др., 1951; Ульянов, Хельквист, 1955) соляные купола Прикаспийской впадины разделял на прорванные, частично прорванные и непрорванные. К прорванным он относил купола, соляные ядра которых прорывают весь комплекс нефтегазоносных пород (от пермо-триаса до палеогена). При этом он различал прорванные купола открытые и закрытые (перекрытые древнекаспийскими и современными отложениями, мощность которых обычно не превышает 100 *м*). Частично прорванными А. В. Ульянов называл купола, соляные ядра которых не полностью прорывают комплекс нефтегазоносных пород. Эти купола он разделял на неглубокие (с глубиной залегания кровли соли 100—450 *м*) и глубокие (с глубиной залегания кровли соли более 450 *м*). Наконец, непрорванными он именовал купола, соляные ядра которых либо не прорывают отложения пермо-триаса, либо прорывают их частично. По глубине залегания соляного ядра он разделял купола на неглубокие (до 100 *м*), средней глубины (100—450 *м*) и глубокие (свыше 450 *м*) [1].

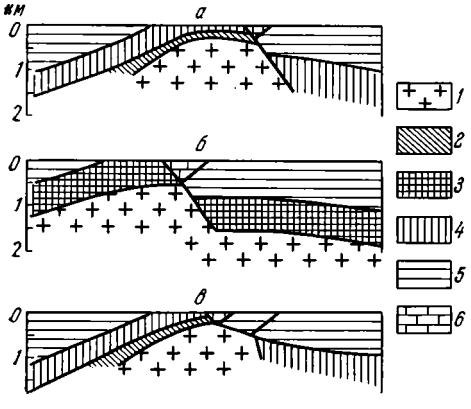
Учитывая, что для частично прорванных и непрорванных соляных куполов характерно наличие одного или нескольких грабенов, А. В. Ульянов различал купола двухкрылые (типа Сагиза), трехкрылые (типа Доссора) и четырехкрылые (типа Маката). В зависимости от относительного положения он выделял опущенные, приподнятые и промежуточные крылья куполов, а на крыльях, осложненных сбросами,— опущенные, приподнятые и промежуточные блоки, или поля. Условно, по количеству полей, он разделял крылья куполов на простые (с числом полей не более двух) и сложные (с числом полей более двух, иногда до десяти).

В 1947 г. Н. А. Швембергер (1954) указывал, что среди положительных структур Прикаспийской впадины, созданных соляной тектоникой, следует различать соляные купола и соляные антиклинали. Он принимал, что соляные купола бывают прорванными и скрытопрорванными, а соляные антиклинали — симметричными и несимметричными, причем среди симметричных антиклиналей имеются глубокие и мелкие. К группе соляных куполов Н. А. Швембергер отнес соляные структуры круглой и треугольной формы, с крутыми, близкими к вертикальным, склонами соляных массивов. Соляные массивы куполов прорывают либо весь комплекс вышележащих пород и выходят на поверхность (прорванные купола), либо значительную его часть и залегают на не-

[1] Глубины, определяющие разновидности куполов, были приняты А. В. Ульяновым условно, в соответствии с мощностями станков, применяемых при картировочном, структурном и поисковом бурении.

большой глубине (скрытопрорванные купола). При этом вершины соляных массивов скрытопрорванных куполов или горизонтальны, или слабо наклонены в одну сторону. К западу от р. Урал, по Н. А. Швембергеру, наряду с типичными соляными куполами развиты пологие антиклинальные слабо дислоцированные поднятия, расположенные непосредственно над столообразными вершинами соляных куполов и сложенные породами верхнего плиоцена и отложениями древнего Каспия. К востоку от р. Урал, кроме соляных куполов, Н. А. Швембергер выделял соляные антиклинали удлиненной формы, осложненные соляной тектоникой, которая обусловила появление на крыльях антиклиналей поперечных и продольных сбросов, а на их сводах — продольных грабенов.

Н. В. Неволин (1951) рекомендовал различать диапировые, прорванные, непрорванные и «однокрылые» купола. К диапировым он отнес купола, соляные массивы которых по всему периметру или по его части ограничены дизъюнктивными нарушениями. Учитывая современную глубину эрозионного среза, среди куполов диапирового типа он различал открыто-диапировые (Ащебулак) и скрыто-диапировые (Искине, Новобогатинск, Черная Речка) [1], отмечая, что на открыто-диапировых куполах явления диапиризма наблюдаются вдоль всего периметра их соляных массивов, а на скрыто-диапировых — лишь на отдельных участках.

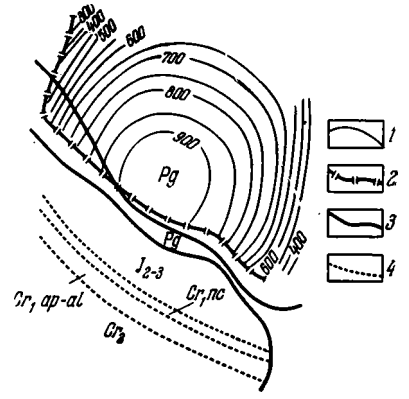


Фиг. 96. Разновидности прорванных соляных куполов Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину, 1951)

а — купола с моноклинальным залеганием слоев на опущенных крыльях; *б* — купола, осложненные вторичными поднятиями на опущенных крыльях; *в* — купола, осложненные приграбеновыми ступенями в присводовых частях опущенных крыльев.
1 — соль; *2* — пермо-триас; *3* — пермо-триас и юра; *4* — юра; *5* — нижний мел и сеноман; *6* — турон и сенон

По мнению Н. В. Неволина, в Прикаспийской впадине наиболее широко распространены купола прорванного типа. Они четко очерчены и в плане часто имеют вид брахиантиклиналей. Их соляные массивы являются асимметричными брахиантиклиналями с углами наклона пологих склонов до 15—25°, а крутых склонов — до 60°. Вдоль крутых склонов «... надсолевые слои, вследствие прободения их солью, тектонически контактируют с соляным ядром, а не облекают его ...» (Неволин, 1951, стр. 62). В качестве разновидностей соляных куполов этого типа Н. В. Неволин выделял купола с моноклинальным залеганием слоев на опущенных крыльях, купола, осложненные вторичными поднятиями на опущенных крыльях, а также купола, осложненные приграбеновыми ступенями в присводовых частях опущенных крыльев (фиг. 96). В качестве подтипа куполов прорванного типа им были выделены скрыто-прорванные, у которых соль прорывает только отложения перми и триаса, тогда как породы юры и мела залегают непосредственно на соли. При

[1] Позднее эти подтипы Н. В. Неволин (1961) выделил в качестве самостоятельных типов, различая среди соляных куполов открытые, прорванные, скрытопрорванные (криптодиапировые), непрорванные (глубокие) и однокрылые. Открыто-диапировые купола прежней классификации им были названы открытыми, а скрыто-диапировые купола — скрытопрорванными (криптодиапировыми).



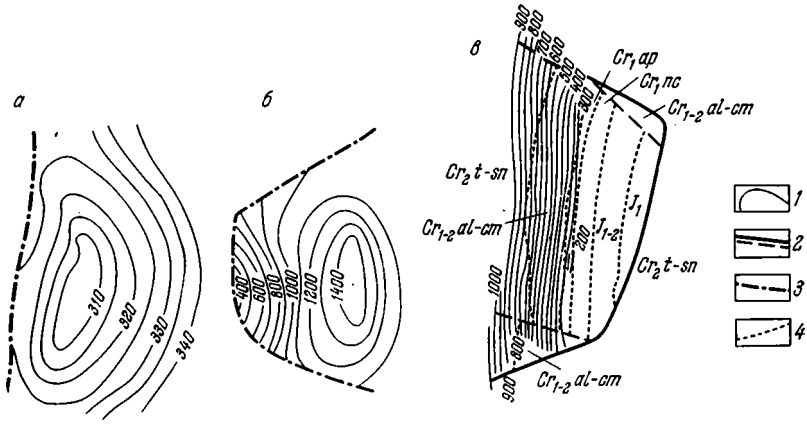
Фиг. 97. Очертания одного из однокрылых соляных куполов Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину, 1951)

1 — сейсмоизогипсы по I отражающему горизонту (по подошве палеогена);
2 — проекция пересечения сброса с I отражающим горизонтом;
3 — сбросы на поверхности;
4 — геологические границы.
Индексами обозначены: J_{2-3} — средняя и верхняя юра, Cr_1nc — неоком, Cr_1ap—al — апт и альб, Cr_2 — верхний мел, Pg — палеоген

этом крутые склоны соляных массивов таких куполов расположены на далекой периферии куполов (Кошак-Танатар).

Купола непрорванного типа, по Н. В. Неволину, в плане имеют линейную форму, дислоцированы слабо, причем наклон их надсолевых отложений (15—20°) почти соответствует крутизне склонов их соляных массивов. Н. В. Неволин указывал, что на этих куполах «... все же имеет место некоторое внедрение соляного ядра в надсолевые отложения, но это явление здесь выражено весьма слабо и поэтому не принимается нами во внимание» (Неволин, 1951, стр. 66). Таким образом, предложенные им критерии для выделения куполов непрорванного типа были не достаточно четкими. Среди куполов непрорванного типа Н. В. Неволин различал купола с наклонными слоями в грабене и купола, осложненные вторичными поднятиями.

Наконец, он выделял «однокрылые» купола (фиг. 97), соляные массивы которых асимметричны, а надсолевые отложения, примыкающие к их крутым склонам, представляют либо периферийную часть когда-то существовавшего крыла этого же купола, либо центр древней мульды (Кандаурово, Корсак), либо периферию соседнего купола (Карабатан,

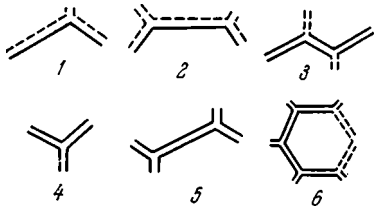


Фиг. 98. Разновидности крыльев соляных куполов Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину, 1951)

а — замкнутые, *б* — полузамкнутые; *в* — незамкнутые.
1 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома); *2* — сбросы (установленные и предполагаемые); *3* — проекции сбросов; *4* — геологические границы.
Индексами обозначены: J_1 — нижняя юра, J_{1-2} — нижняя и средняя юра, Cr_1nc — неоком, Cr_1ap — апт, Cr_{1-2}al—cm — альб и сеноман, Cr_2t—sn — турон и сенон

Кузбак). Поэтому участки, примыкающие к крутым склонам «однокрылых» куполов, по мнению Н. В. Неволина, не следует приравнивать к опущенным крыльям куполов прорванного типа.

Среди крыльев куполов Н. В. Неволин (1951, 1961) по форме строения рекомендовал различать замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые. Замкнутые крылья куполов (фиг. 98, *а*) обычно развиты вдоль крутых склонов соляных массивов куполов, где образуют одно или несколько частных поднятий. В плане они имеют округлые, эллиптические, иногда более сложные очертания, причем обычно они резко асимметричны: с одной стороны ограничены крутым склоном соляного массива, а с другой — четко очерченной глубокой мульдой. Углы наклона слоев в их пределах, как правило, пологие — от 2 до 5°. Размеры замкнутых крыльев варьируют от 15 до 22 *км*^{2}. Полузамкнутые крылья куполов (фиг. 98, *б*) оборваны крутыми склонами соляных массивов куполов и сбросами грабенов. В плане они имеют полуэллиптические очертания и иногда осложнены приграбеновыми ступенями. Углы наклона слоев в их пределах бывают крутыми и пологими. Длина полузамкнутых крыльев колеблется от 4 до 12 *км*, а ширина — от 5 до 10 *км*. Незамкнутые крылья куполов (фиг. 98, *в*), в отличие от замкнутых и полузамкнутых, на всем протяжении обладают прямолинейными, без периклинальных замыканий, простираниями надсолевых отложений. Углы наклона слоев в их пределах варьируют от 3 до 25°. Длина незамкнутых крыльев колеблется от 3 до 15 *км*, а ширина — от 3 до 9 *км*.



Фиг. 99. Типы сочленения основных сбросов на соляных куполах (по А. Н. Гейслеру, 1951)

1 — угол; *2* — грань; *3* — двойник; *4* — тройник; *5* — четверик или рогатка; *6* — полигон. Двойной чертой показаны грабены

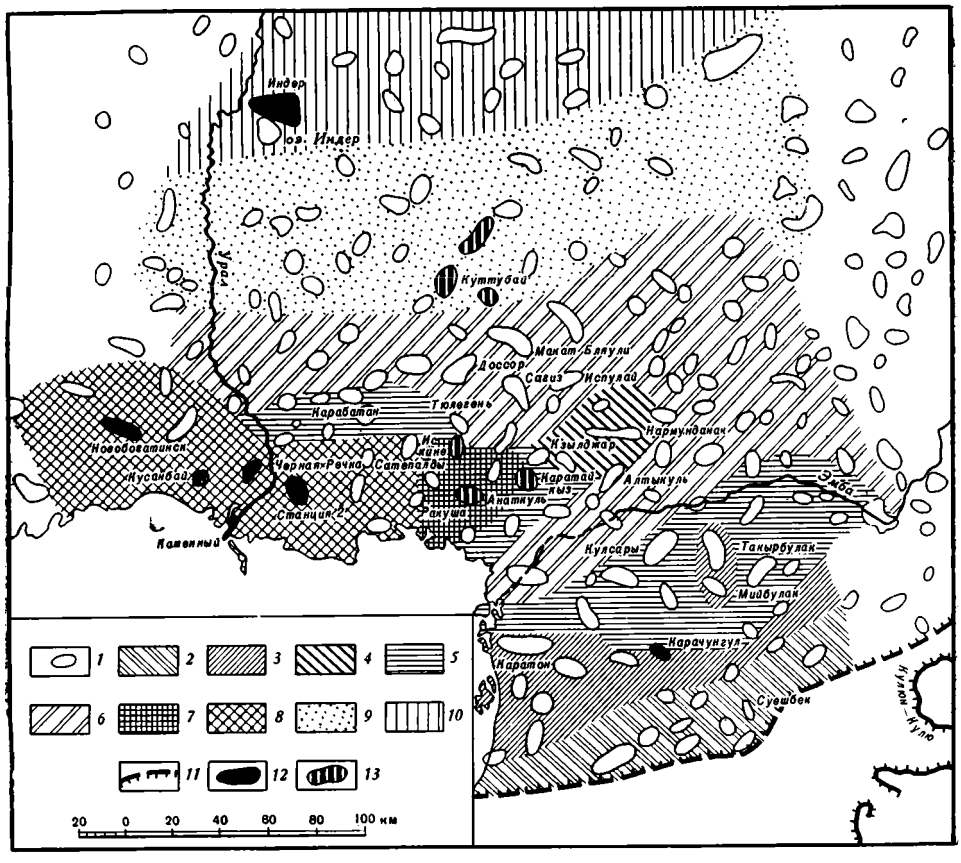
В 1951 г. А. Н. Гейслер (1951, 1956) предпринял попытку возродить чисто морфологическую классификацию соляных куполов Прикаспийской впадины. В отличие от большинства исследователей он не придавал ведущего значения пластическому перераспределению соли при формировании соляных куполов. Он считал, что при колебательных движениях впадины в периоды прогибаний надсолевые отложения подвергались растяжению и расчленялись на отдельные полигоны, а в периоды поднятий на стыках этих полигонов в ослабленные зоны снизу под давлением внедрялась соль, которая образовывала соляные купола. Учитывая сочетания основных сбросов на соляных куполах, он предлагал выделять следующие их типы (фиг. 99): 1) «угол» — сбросы образуют тупой угол в 120°, оконтуривающий часть одного поднятого крыла купола (Байчунас, Джаманагач и др.); 2) «грань» — сбросы очерчивают как бы грань с двумя прилежащими углами по 120°, представляющую также одно поднятое крыло купола (Асанкеткен, Кошак-Танатар и др.); 3) «двойник» — сбросы образуют сочетание двух углов по 120°, лежащих на разных концах общей для них грани, но обращенных в противоположные стороны (Аралтюбе-Бокачи, Кульджан и др.), 4) «тройник» — сбросы образуют сочетание трех углов по 120° у одной вершины (Искине, Кулсары и др.); 5) «четверник», или «рогатка»,— сбросы образуют сочетание двух смежных «граней» и двух «углов», примыкающих к ним на концах (Косчагыл, Сагиз, Тюлюс и др.); 6) «полигон» — сбросы образуют замкнутую фигуру, нередко имеющую вид правильного шестиугольника (Индер). Этот тип сочетания сбросов обычно наблюдается в группах, образованных смежными куполами.

В том же году Н. А. Калинин, уточняя предложенное им в 1940 г. деление соляных куполов на первичные и вторичные, рекомендовал различать первичные — предъюрские и вторичные — преднеокомские, предаптские и предакчагыльские соляные купола. Его рекомендации были поддержаны Г. Е.-А. Айзенштадтом (1956), который выделял первичные (пермо-триасовые) и вторичные (мезозойско-кайнозойские) соляные купола. Оговариваясь, что в промысловом районе Южной Эмбы пока известны только вторичные соляные купола, он предлагал разделять их на девять типов. Учитывая глубину залегания кровли соляных массивов, их форму и площадь, степень прорыва солью окружающих пород, особенности поверхностной морфологии (характер их отражения на геологических картах), строение крыльев, их наклон и степень нарушенности сбросами, а также глубины размывов и несогласий, Г. Е.-А. Айзенштадт (1956) выделил купола типа Суешбека, Каратона, Нармунданака, Кулсары, Доссора, Байчунаса, Искине (с подтипами куполов Черной Речки и Новобогатинска), Туктубая и Индера.

Предложенная Г. Е.-А. Айзенштадтом классификация оказалась достаточно сложной из-за большого количества определяющих признаков. Это понимал и сам ее автор, который отмечал, что при отнесении каждого конкретного купола к тому или иному установленному типу могут возникнуть трудности в связи с существованием переходных форм. Они усугубляются также тем, что в разных частях одного и того же купола, в зависимости от глубины залегания и рельефа поверхности его соляного массива, можно усмотреть отдельные черты и элементы, свойственные куполам различных типов. Поэтому Г. Е.-А. Айзенштадт предлагал выявлять главные (преобладающие, наиболее характерные) особенности, присущие всему куполу или большей его части, и с их учетом определять его принадлежность к тому или иному типу разработанной им классификации.

Н. А. Калинин (1958, 1963) принял классификацию соляных куполов, предложенную Г. Е.-А. Айзенштадтом (1956). Учитывая глубину залегания кровли соляных массивов, их форму, площадь, степень эрозии (сохранность кайнозойских, мезозойских и верхнепермских отложений), а также возраст пород, слагающих приподнятые и опущенные крылья, и степень стратиграфических несогласий в надсолевых отложениях, он выделял купола суешбекского, испулайского, доссорского, кулсаринского, джаксымайского, байчунасского, искининского, новобогатинского, ащебулакского, карчунгульского и каратонского типов. Из сопоставления классификаций Н. А. Калинина и Г. Е.-А. Айзенштадта видно, что купола испулайского типа соответствуют куполам типа Нармунданака, купола кулсаринского и джаксымайского типов — куполам типа Кулсары, купола новобогатинского типа — куполам типа Искине (подтипа Новобогатинска), купола ащебулакского и карачунгульского типов — также куполам типа Искине (подтипа Черной Речки).

Г. Е.-А. Айзенштадт отметил, что от юго-восточной окраины Прикаспийской впадины на север происходит последовательная смена зон распространения куполов типа Суешбек, Каратон, Кулсары, Доссор, Куттубай и Индер (фиг. 100), образующих «... вполне закономерно построенную серию генетически и морфологически переходных форм от типа Суешбек на юге до типа Индер на севере» (Айзенштадт, 1959, стр. 14). Восток-северо-восточное простирание этих зон совпадает с простиранием сейсмоизогипс по подсолевому ложу, а их последовательная смена происходит на фоне выявленного сейсморазведкой погружения подсолевого ложа к району купола Индер. На фоне упомянутой смены зон обособляются небольшие поля распространения «чуждых» куполов: в зоне распространения куполов типа Кулсары отмечены смежные купола Мийбулак и Такырбулак, близкие к куполам типа Каратон, а в зоне рас-



Фиг. 100. Расположение основных типов соляных куполов в промысловом районе Южной Эмбы (по Г. Е.-А. Айзенштадту, 1959)

1 — контуры соляных куполов по геофизическим данным;
2—10 — зоны распространения куполов типа: *2* — Суешбека, *3* — Каратона, *4* — Нармунданака, *5* — преимущественно Кулсаров, *6* — Доссора, *7* — Байчунаса, *8* — Искине-Новобогатинска, *9* — Куттубая, *10* — Индера;
11 — северная граница Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия; *12* — купола с выходом кепрока на дневную поверхность; *13* — купола, глубоко размытые в раннемеловое время

пространения куполов типа Доссора — поле сосредоточения куполов типа Нармунданака. Появление «чуждых» куполов Г. Е.-А. Айзенштадт объяснял вероятным менее глубоким залеганием подсолевого ложа в их районе и, соответственно, меньшей мощностью исходных соляных пластов.

Однако, по данным сейсморазведки, заметного изменения глубины залегания подсолевого ложа в районе «чуждых» куполов либо не отмечено (в поле сосредоточения куполов типа Нармунданака), либо оно незначительно и существенно не влияет на структуру других куполов, расположенных в зоне тех же глубин подсолевого ложа (в районе поднятия подсолевого ложа, протягивающегося от купола Тюлюс до излучины р. Эмбы в урочище Кандарал, кроме куполов Мийбулак и Такырбулак, прослеживаются и купола, относящиеся к типу Кулсары приведенной классификации). Размеры полей «чуждых» куполов по сравнению с протяженностью основных зон ничтожны, и их наличие, вероятно, может

быть объяснено чисто местными причинами, возникавшими при пластическом перераспределении соли.

Более спорным представляется утверждение Г. Е.-А. Айзенштадта о приуроченности куполов типа Байчунаса к Байчунасскому прогибу, а куполов типа Искине и подтипа Новобогатинска — к Новобогатинскому (Приморскому) прогибу. Байчунасский прогиб, намеченный Ю. П. Никитиной (Никитина, 1948; Косыгин и др., 1948) по поведению изопахит нижнего мела, не нашел впоследствии отражения на карте сейсмоизогипс подсолевого ложа (Баренбойм, 1955). Причины такого несоответствия характера залегания подсолевых отложений и крупных надсолевых структур пока не объяснены. Поэтому приходится либо не доверять объективным данным сейсморазведки, либо допускать, что эти крупные структуры (если они вообще существуют) не зависят от строения поверхности подсолевого ложа, а возникли при весьма крупных перемещениях соляных масс, непосредственно не связанных с образованием куполов.

Новобогатинский (Приморский) прогиб был намечен Г. Е.-А. Айзенштадтом (1959) по огромным (до 2—2,5 *км*) мощностям отложений палеогена или верхнего плиоцена без учета того, что погружения таких амплитуд приурочены к локальным компенсационным мульдам, сопровождающим активно развивавшиеся в кайнозое соляные купола (Абжель, Искине, Ракуша, а также Новобогатинск-Сугур) и поэтому не являются региональными. В свою очередь, активно развивавшиеся в кайнозое соляные купола известны не только в Новобогатинском (Приморском) прогибе Г. Е.-А. Айзенштадта; они протягиваются выдержанной цепочкой от низовьев р. Урал через междуречье Урала и Волги до оз. Баскунчак, вероятно, фиксируя положение Азгирского разлома фундамента Прикаспийской впадины (Журавлев, 1960б; Журавлев, Кузьмин, 1960).

Позднее Г. Е.-А. Айзенштадт (1964) предложенную им классификацию распространил на всю Прикаспийскую впадину, оговариваясь, что она несколько уточнена и дополнена. Однако дополнения эти свелись к выделению куполов типа Кенкияк (поставленных в классификацию между куполами типа Доссор и Байчунас), которые, судя по тектонической схеме Прикаспийской впадины, составленной Г. Е.-А. Айзенштадтом (1964, рис. 1), распространены лишь в бассейне р. Темир и несколько ниже ее устья, в бассейне р. Эмбы. Помимо зоны распространения куполов типа Кенкияк, на той же тектонической схеме Г. Е.-А. Айзенштадт выделил зоны солянокупольных структур переходного типа у восточного, северо-восточного, северного и северо-западного бортов Прикаспийской впадины, а также зону куполов типов Аукетайчагыл, Акмай, Ушкультас и других на междуречье Урала и Волги. Однако эти зоны, равно как и типичные для них структуры, он не охарактеризовал.

Выводы Г. Е.-А. Айзенштадта (1959) о последовательной смене морфологических типов соляных куполов в зависимости от степени погружения подсолевого ложа поддерживал Н. А. Калинин. Однако он считал, что на общий структурный фон «... накладывается в значительно более резкой форме зональное распределение различных морфологических типов куполов в пределах флексурообразных структур северо-западного простирания, осевым частям которых соответствуют наиболее дислоцированные купола» (Калинин, 1958, стр. 32). Н. А. Калинин указывал, что купола суешбекского типа сосредоточены в прибортовой зоне кунгурского соленосного бассейна, а остальные купола — в его внутренних частях, причем купола испулайского типа расположены на далеких крыльях флексур, купола кулсаринского, джаксымайского, доссорского, байчунасского и искининского типов — на пологих склонах, непосредственно прилегающих к перегибам флексур, купола новобогатинского, ащебулакского и карачунгульского типов — на перегибах флексур, а купола каратонского типа — на их крутых крыльях. Между тем, наличие в плат-

форменном чехле Прикаспийской впадины флексур северо-северо-западного простирания и отвечающих им разломов ее фундамента (Калинин, 1954, 1958, 1963; Харитонов, 1954, 1955) не подтверждено данными геологии и геофизики и поэтому может быть оспариваемо (Журавлев, 1960б). На геологических картах промыслового района Южной Эмбы заметно усиление интенсивности соляной тектоники вкрест простирания этих гипотетических разломов к северо-западу, в направлении погружения подсолевого ложа. Полоса интенсивного проявления соляной тектоники (своеобразный «млечный путь» соляных куполов) протягивается на восток-северо-восток от промыслового района Южной Эмбы через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила, Уила и Темира, не претерпевая заметных изменений при пересечении флексур, намеченных Н. А. Калининым (1958).

Классификация соляных куполов, предложенная Г. Е.-А. Айзенштадтом и принятая Н. А. Калининым, оказалась достаточно сложной и, вследствие этого, субъективной: в ее основу было положено большое количество определяющих признаков, но не было и не могло быть дано рекомендаций, какие из них следует считать главными.

Подчеркивая, что классификации соляных куполов, проведенные по любому из определяющих признаков, являются односторонними, Ю. А. Косыгин (1960б) в качестве основных структур предлагал выделять соляные криптоструктуры и эвдиоструктуры. К первому классу относятся те структура, соляные ядра которых сравнительно слабо развиты и не вышли за пределы соленосной толщи или связанных с нею и непосредственно перекрывающих ее слоев. Однако он оговаривался, что соляные ядра криптоструктур могут быть размыты и затем несогласно перекрыты лежащими выше отложениями и только таким образом приведены с ними в контакт. Ко второму классу принадлежат «настоящие», длительно развивавшиеся купола, к соляным массивам которых либо прислонены, либо тектонически с ними контактируют надсолевые слои. Ю. А. Косыгин указывал, что соляные эвдиоструктуры характерны для глубоких и длительно прогибавшихся впадин (в частности, для Прикаспийской), тогда как соляные криптоструктуры, хотя и встречаются в их пределах, но в основном свойственны мелким впадинам.

Ю. А. Косыгин считал, что для Прикаспийской впадины характерны округлые, овальные, звездообразные, ветвящиеся, в общем изометричные соляные купола с хорошо развитой сетью сбросов, ограничивающих их крылья, и с центральными грабенами (или, при сложной форме соляных массивов, с системой грабенов). Этим куполам сопутствуют небольшие вторичные соляные поднятия на опущенных крыльях, соляные перешейки в межкупольных пространствах, а также компенсационные мульды, прижатые к крутым склонам соляных массивов, обычно овальные, асимметричные. Особо Ю. А. Косыгин выделял крупные (до 600 *км* и более) открытые купола индер-баскунчакского типа с прилегающими к ним мульдами — озерами, по окраинам которых встречаются меньшие по размерам соляные купола. Наконец, он отмечал, что по периферии Прикаспийской впадины параллельно ее бортам протягиваются соляные брахиантиклинали и краевые соляные валы, а вдоль зоны предполагаемого выклинивания соли распространены округлые открытые соляные купола, мульды и грабены выщелачивания.

В 1961 г. В. С. Журавлев (1962а), основываясь на тектонических соотношениях между соляными массивами куполов и надсолевыми слоями, предложил общую классификацию соляных куполов Прикаспийской впадины. Затем в ряде статей (Журавлев, 1963б, 1966а, 1970б; Shurawlew, 1965a, 1967) она была уточнена и дополнена. Однако до ее рассмотрения необходимо провести краткий анализ классификаций, предложенных другими исследователями одновременно или позднее.

За редкими исключениями, классификации соляных куполов, предложенные в последние годы разными авторами, были разработаны применительно к отдельным районам Прикаспийской впадины. Примером такой частной классификации может служить классификация соляных куполов северо-западной части Зауральских Сыртов, предложенная Ю. М. Бутковским и И. И. Кожевниковым (1962). Среди местных локальных положительных структур они рекомендовали различать соляные купола с главным (продольным) сбросом и купола без главного сброса. Соляные купола первого типа, помимо главного сброса, который иногда развит недостаточно, могут быть осложнены серией дополнительных поперечных и продольных сбросов и грабенов различной амплитуды, зачастую разбивающих своды и крылья куполов на отдельные блоки. Соляные купола второго типа, как правило, имеют различную ориентировку, ненарушенные своды, сложенные породами от пермо-триаса до низов мела, и крыльевое «обрамление», сложенное меловыми отложениями. Своды и крылья таких куполов иногда осложнены грабенами, выполненными отложениями палеогена. Сопоставляя определяющие признаки соляных куполов обоих типов, нетрудно заметить их недостаточную четкость. Так, Ю. М. Бутковский и И. И. Кожевников сами подчеркивали, что главный сброс у куполов с главным сбросом иногда развит недостаточно и, напротив, своды и крылья куполов без главного сброса иногда осложнены грабенами.

А. П. Шафранов и И. И. Скворцов (1963) в межкупольных зонах междуречья Урала и Волги предлагали различать следующие криптодиапировые солянокупольные структуры: I — расположенные внутри глубоких межкупольных зон между соляными гребнями (антиклиналями), II — расположенные в пределах соляных гребней (антиклиналей) между хорошо развитыми соляными куполами, III — расположенные на периклинальном окончании соляного гребня (антиклинали), IV — осложняющие в виде соляного вздутия далекие погружения склонов хорошо развитых соляных куполов, V — осложняющие в виде пологой ступени далекие погружения хорошо развитых соляных куполов (фиг. 101).

Положение соляных гребней А. П. Шафранов (1963; Шафранов, Авров, 1963; Шафранов, Скворцов, 1966) определял на основе объединения основных осей локальных гравитационных минимумов, отвечающих соляным куполам. Той же методикой почти одновременно пользовался В. Л. Соколов (1962; Соколов, Кричевский, 1966а, б), а значительно ранее — А. А. Борисов и Э. Э. Фотиади (1937). Не отрицая возможности ее применения, необходимо отметить, что она не лишена субъективности, так как обычно весьма затруднительно и даже вообще невозможно определить положение «основных осей» у широко распространенных изометричных локальных минимумов силы тяжести. Касаясь же классификации криптодиапировых структур, предложенной А. П. Шафрановым и И. И. Скворцовым (1963), отметим, что выделенные ими II и V типы криптодиапировых солянокупольных структур самостоятельными структурами не являются, а между III и IV типами этих структур нет принципиальных различий. Криптодиапировые солянокупольные структуры I типа отвечают рудиментарным соляным куполам (Журавлев, 1962а, 1963б).

И. И. Кожевников (1964) на междуречье Урала и Волги предлагал различать прорванные, погруженные и погребенные соляные купола. Прорванными он называл купола с соляными массивами, открытыми при доверхнеплиоценовом эрозионном срезе, по-видимому, принимая трактовку этого термина, данную А. В. Ульяновым и Н. А. Швембергером, и отказываясь от трактовки, предложенной Н. В. Неволиным. По И. И. Кожевникову, в сводах погруженных и погребенных соляных куполов на доверхнеплиоценовой поверхности прослеживаются лишь надсолевые отложения, на погруженных куполах — породы триаса и более молодые,

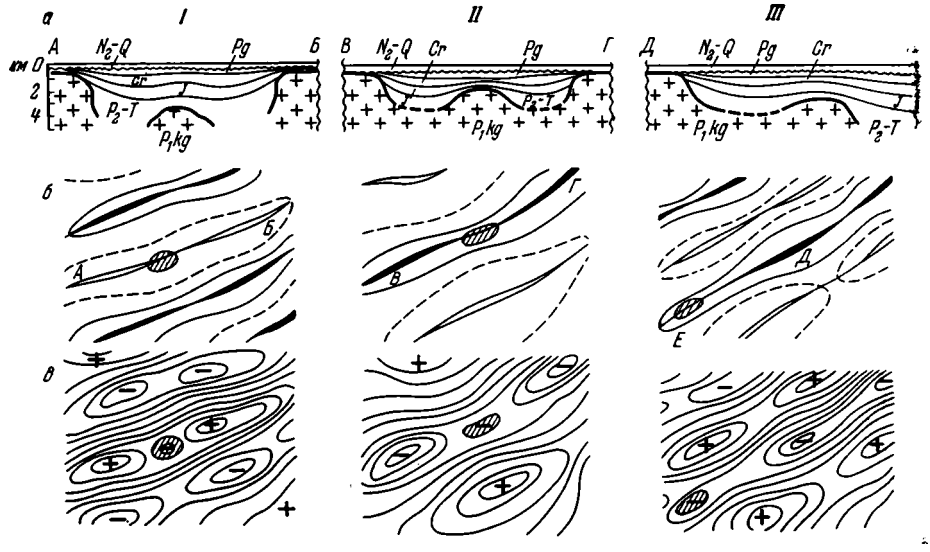
на погребенных куполах — только породы палеогена. Соответственно изменяется и глубина до кровли соли, достигающая на погруженных куполах 600—900 *м*, на погребенных куполах — 2—2,5 *км*. Помимо погребенных куполов, И. И. Кожевников выделял еще более глубокие вторичные погребенные купола, которые возникли на крутых склонах соляных «штоков» и отделены от них небольшими по амплитуде (100—200 *м*) перегибами.

Принятое И. И. Кожевниковым разделение соляных куполов по глубине залегания кровли соли во многом напоминает классификацию, ранее предложенную А. В. Ульяновым (1946; Пермяков и др., 1951; Ульянов, Хельквист, 1955). Классифицируя соляные купола по характеру строения и числу их крыльев, И. И. Кожевников, следуя Н. В. Неволину (1961), выделял типично однокрылые купола, купола с замкнутыми крыльями, а также купола с более сложным строением крыльев, различающихся по степени раскрытости. Последнюю он определял возрастом наиболее древних отложений, выведенных на этих крыльях на уровень доверхнеплиоценового эрозионного среза, т. е. также во многом формально.

В том же 1964 г. П. Я. Авров, И. М. Бровар, и И. И. Шмайс (1966) в центральной части Прикаспийской впадины отметили огромные вытянутые соляные массивы, нормальные соляные купола, небольшие купола-спутники, примыкающие к соляным массивам и нормальным куполам, соляные языки и перешейки, часто осложненные куполовидными вздутиями, а также криптодиапировые структуры.

Позднее для той же территории Б. А. Соловьев, А. А. Голов и И. И. Кожевников (1967) предложили весьма близкую классификацию локальных положительных структур. Учитывая их размеры и форму в плане, упомянутые авторы на доверхнеплиоценовом эрозионном срезе различали мегакупола звездчатой формы, соляные валы или гребни значительной протяженности, небольшие округлые соляные штоки, а на более глубоких уровнях — глубоко погруженные недоразвитые соляные структуры.

При разделении локальных положительных структур центральной

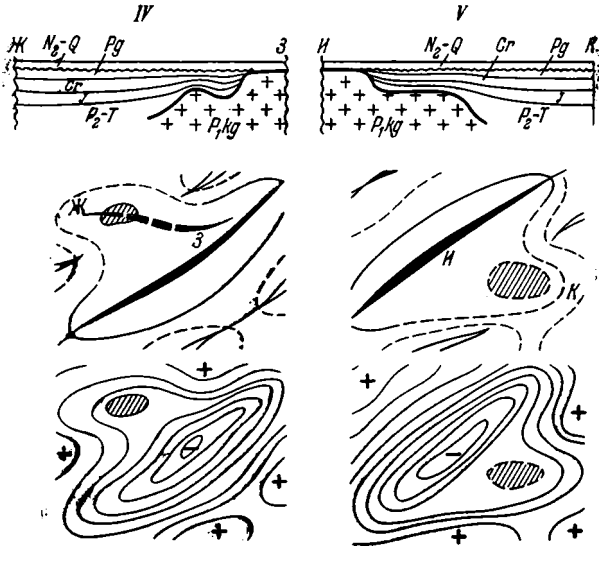


части соавторы И. И. Кожевникова — А. А. Голов и Б. А. Соловьев не воспользовались несколько ранее ими же предложенной классификацией локальных положительных структур Прикаспийской впадины (Голов, Соловьев, 1966). Согласно этой классификации, генетический ряд структур составляют: а) первичные, или главные, соляные купола; б) пассивные соляные поднятия; в) недоразвитые вторичные соляные купола; г) развитые вторичные соляные купола; д) структуры типа «щитов черепах».

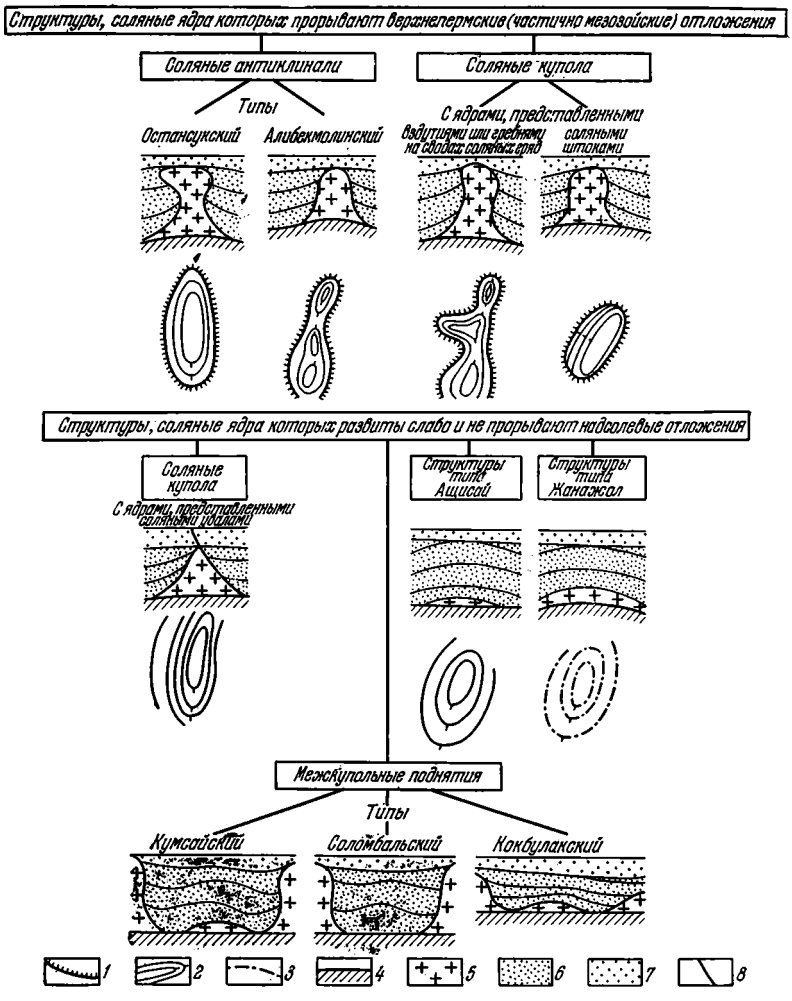
Однако, вопреки мнению А. А. Голова и Б. А. Соловьева, перечисленные структуры не образуют генетического ряда. Последовательность в развитии соляных куполов, несомненно, существует, и применительно к ней могут быть определены первичные, или главные, и вторичные купола — о возможности их выделения в Прикаспийской впадине, по свидетельству А. А. Борисова, Н. И. Буялова, Э. Э. Фотиади и Н. Н. Черепанова (1935), еще в 1934 г. говорил И. Г. Пермяков, а за год до опубликования статьи А. А. Голова и Б. А. Соловьева писали Л. Ф. Волчегурский и В. С. Журавлев (1965). Пассивные соляные поднятия и недоразвитые вторичные соляные купола являются рудиментарными соляными куполами (Журавлев, 1962а, 1963б) и не составляют промежуточного звена, связывающего первичные и вторичные соляные купола. Наконец, структуры типа «щитов черепах» — пассивные обращенные межкупольные поднятия, возникшие при пластическом перераспределении соли, но её лишенные,— не являются конечными структурами этого ряда.

На восточной окраине Прикаспийской впадины Г. Ж. Жолтаев (1966) предлагал различать соляные гряды, соляные штоки и соляные увалы. Он указывал, что для соляных гряд характерны значительная протяженность (отношение ширины к длине от 1 : 5 и более), прорыв верхнепермских и, частично, мезозойских отложений солью, а также наличие на сводах двух (Айшуак-Гулюнсай) или трех (Курсай-Акжар-Тасший) обособленных вздутий. Соляные штоки, по Г. Ж. Жолтаеву, имеют небольшие размеры в плане (отношение ширины к длине менее 1 : 5), обладают крутыми склонами и прорывают полностью или частично над-

Фиг. 101. Основные типы криптодиапировых соляных куполов Прикаспийской впадины (по А. П. Шафранову, И. И. Скворцову, 1963)



Классификационные признаки: *а* — форма на геологическом профиле; *б* — расположение в плане относительно соляных гребней (антиклиналей), *в* — характер гравитационного поля (+ максимум, — минимум). Криптодиапировые структуры (на схемах *б* и *в* — заштрихованы), расположенные: *I* — внутри глубоких межкупольных зон между соляными гребнями (антиклиналями), *II* — в пределах соляного гребня (антиклинали) между хорошо развитыми соляными куполами, *III* — на периклинальном окончании соляного гребня (антиклинали). Криптодиапировые структуры, осложняющие далекие погружения хорошо развитых соляных куполов: *IV* — в виде соляного вздутия, *V* — в виде пологой ступени. Индексами обозначены: P_1kg — кунгур, P_2—Т — пермо-триас, J — юра, Cr — мел, Pg — палеоген, N_2—Q — верхний плиоцен и четвертичные отложения



Фиг. 102. Типы локальных поднятий восточной части Прикаспийской впадины (по Г. Ж. Жолтаеву, 1967)

1 — крутой уступ кровли соли;
2, 3 — стратоизогипсы:
2 — по кровле соли,
3 — по надсолевым верхнепермским горизонтам;
4 — подсолевое ложе;
5 — соль;
6, 7 — надсолевые отложения:
6 — верхнепермские,
7 — мезозойские и кайнозойские;
8 — разломы

солевые отложения (Кожасай, Елубайший и др.). Среди них различаются округлые, эллиптические, удлиненные и звездообразные в плане штоки. Соляные увалы в плане имеют любые размеры и могут быть осложнены вторичными вздутиями. От соляных гряд и штоков их отличает лишь небольшая мощность слагающей их соли, которая не прорывает, а лишь приподнимает надсолевые отложения.

Годом позже Г. Ж. Жолтаев (1967) предложил более дифференцированную классификацию локальных положительных структур восточной окраины Прикаспийской впадины (фиг. 102). Он рекомендовал различать структуры, прорывающие и непрорывающие надсолевые (верхнепермские и, частично, мезозойские) отложения. Группу структур, про-

рывающих надсолевые отложения, по его мнению, составляют соляные антиклинали и соляные купола.

Соляные антиклинали являются линейными протяженными структурами, ориентированными согласно с общеуральскими субмеридиональными простираниями. Ядра их образованы соляными грядами, которым в подсолевых отложениях отвечают выдержанные антиклинали, лежащие на простирании складок Актюбинского Приуралья. Среди соляных антиклиналей Г. Ж. Жолтаев выделял антиклинали остансукского и алибекмолинского типов. Для соляных антиклиналей первого типа (Остансук, Талдышоки, Аккум и др.) характерно смещение на запад сводов соляных гряд относительно сводов подсолевых антиклиналей, а также наличие карнизов по западным краям этих гряд. У соляных антиклиналей второго типа (Алибекмола и др.) заметных смещений сводов соляных гряд не наблюдается, карнизы развиты слабо и могут встречаться по их обоим краям.

Среди соляных куполов Г. Ж. Жолтаев различал купола, ядра которых образованы вздутиями или гребнями, обособляющимися на сводах соляных гряд, и купола, ядрами которых служат соляные штоки. Общие для нескольких куполов первого типа структуры (по верхнепермским отложениям), ядра которых представлены соляными гребнями, Г. Ж. Жолтаев предлагал именовать «соляными валами» (см. определение «соляных гряд» в предложенной им ранее классификации). Он подчеркивал, что ядра соляных куполов, обособляющихся на сводах соляных валов с двух, реже — с трех сторон, контактируют с верхнепермскими отложениями. Напротив, соляные ядра куполов второго типа со всех сторон окружены отложениями верхней перми.

По форме соляных ядер в плане Г. Ж. Жолтаев выделял купола округлые (Тасший, Урихтау), эллиптические (Елубайший, Шенгельший, Айшуак и др.), удлиненные (Курсай, Сарксымола, Кенкияк, Локтыбай и др.) и звездообразные (Акжар, Мортук и др.). Своды куполов с удлиненными и звездообразными в плане соляными ядрами иногда бывают осложнены вторичными вздутиями небольшой амплитуды (Сарксымола, Локтыбай, Шукуркуль). Необходимо отметить, что в одну и ту же группу у Г. Ж. Жолтаева попадали купола как первого, так и второго типов: например, в группу куполов с эллиптическими ядрами попали и купола с ядрами, обособляющимися на сводах соляных гряд (Айшуак, по Г. Ж. Жолтаеву, принадлежащий соляной гряде Айшуак-Гулюнсай; см. выше), и купола, ядрами которых служат соляные штоки (Елубайший; см. выше).

По степени нарушенности надсолевых отложений сбросами Г. Ж. Жолтаев предлагал различать ненарушенные (Кожасай, Сарксымола и др.), слабо нарушенные (Кенкияк, Елубайший и др.) и сильно нарушенные (Акжар, Шукуркуль и др.) соляные купола.

Среди структур, непрорывающих надсолевые отложения, Г. Ж. Жолтаев выделял соляные купола, ядра которых представлены соляными увалами, межкупольные поднятия и структуры типов Ащисай и Жанажол.

Соляные купола с ядрами, образованными соляными увалами (Тускум, Дальний, Восточный и др.), встречаются в восточной бортовой части Прикаспийской впадины, где первоначальная мощность соли была незначительной и недостаточной для их активного развития. В подсолевых отложениях им не отвечают четко выраженные поднятия, а надсолевые отложения хотя иногда и приведены в тектонический контакт с их соляными ядрами, но последними не прорваны.

Среди межкупольных поднятий, прослеживающихся по верхнепермским отложениям, Г. Ж. Жолтаев различал поднятия кумсайского, соломбальского и кокбулакского типов. Поднятия кумсайского типа осложняют

обширные межкупольные пространства и являются четкими антиклинальными структурами с остаточными скоплениями соли. Образование их связано с формированием компенсационных мульд, сопровождавших соляные купола на начальном этапе развития последних. По форме в плане среди поднятий этого типа Г. Ж. Жолтаев выделял изометрические (Кумсай, Луговское) и удлиненные (Муюнкум). Поднятия соломбальского типа (Соломбальское и др.) осложняют небольшие по размерам межкупольные пространства, причем в их контурах отсутствует соль. Наконец, поднятия кокбулакского типа (Кокбулак, Николаевское, Чудовское и др.) развиты в бортовой части Прикаспийской впадины и возникли при оттоке соли от их крыльев к смежным соляным куполам.

Структуры типа Ащисай (Ащисай, Ащи и др.) обладают субмеридиональной ориентировкой, четко выражены по верхнепермским и триасовым отложениям, но не находят отражения в подсолевых отложениях. Амплитуда этих структур увеличивается с глубиной, но затем резко сокращается, а их западные крылья более круты.

Наконец, структуры типа Жанажол (Жанажол, Приэмбенская, Синельниковская и др.) отличаются постепенным увеличением мощности соли и сокращением мощности отложений верхней перми и триаса от крыльев к сводам, а также четким соответствием подсолевым структурам, установленным по отражающим горизонтам $П_1$ и $П_2$. Пытаясь увязать приведенную выше классификацию локальных положительных структур с ранее предложенными, Г. Ж. Жолтаев указывал, что куполам с ядрами, образованными соляными увалами, по-видимому, отвечают купола типа Суешбек классификации Г. Е.-А. Айзенштадта (1956, 1964). Однако подобная аналогия оказалась единственной и далеко не полной, что лишний раз подчеркивает частный характер классификации, разработанной Г. Ж. Жолтаевым.

Четких различий между соляными грядами, осложненными вздутиями, служащими ядрами куполов, и соляными антиклиналями (в понимании Г. Ж. Жолтаева), по-видимому, нет. К северу от рассмотренной им территории, в верхнем течении р. Илек, протягивается система еще более резко выраженных краевых соляных валов. Шарниры этих валов ундулируют, причем над приподнятыми участками их сводов развиты цепочки мульд, вытягивающихся в синклинальные полосы. По окраинам этих мульд местами прослеживаются соляные купола: Старокандагачский — на юге одноименной мульды Сарблакской синклинальной полосы, Конгушак и Шубарсай — соответственно на севере и юге Шубарсайской мульды одноименной синклинальной полосы (Журавлев, 1960б). Несомненно, что этим куполам отвечают «вздутия» (по терминологии Г. Ж. Жолтаева), обособляющиеся на сводах соляных антиклиналей. Поэтому было бы правильнее различать лишь соляные гряды (антиклинали) и соляные штоки, как это первоначально делал Г. Ж. Жолтаев (1966). Однако не следует забывать, что соляные «штоки», по терминологии этого исследователя в более погруженных частях Прикаспийской впадины обычно связаны соляными отрогами. Высота последних различна, иногда весьма значительна, причем в этом случае невозможно определить различия между такими отрогами с нанизанными на них соляными массивами куполов и выделенными Г. Ж. Жолтаевым соляными грядами, осложненными на сводах вздутиями — ядрами куполов.

Наконец, вряд ли правильно помещать соляные купола в разные группы структур, как это делает Г. Ж. Жолтаев (1967). Так, купола, выделенные им в качестве отдельных разновидностей структур второй группы, ядрами которых служат соляные увалы, и структуры типов Ащисай и Жанажол принадлежат к одному и тому же типу рудиментарных соляных куполов (Журавлев, 1962а, 1963б, 1966а, в; Shurawlew, 1965а, 1967).

Заканчивая краткий обзор ранее предложенных классификаций ло-

кальных положительных структур Прикаспийской впадины, необходимо отметить, что многие из них либо являются частными, либо учитывают лишь те морфологические особенности структур, которые определяются исключительно глубиной эрозионного среза. Между тем, только при анализе тектонических соотношений между соляными массивами куполов и надсолевыми слоями могут быть выделены сходные по морфологии и истории развития структуры, а следовательно, и разработана их объективная классификация.

ТИПЫ НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫХ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

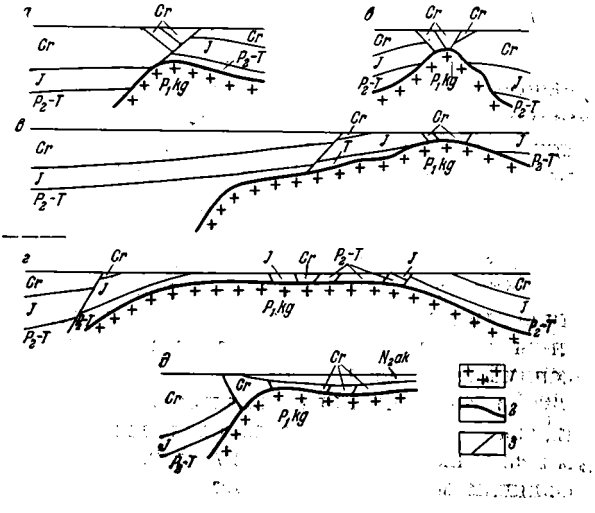
Анализ геолого-геофизических данных по разным районам Прикаспийской впадины, в том числе по наиболее изученному промысловому району Южной Эмбы показывает, что для выделения типов куполов с идентичными тектоническими соотношениями соляных массивов и надсолевых слоев необходимо наметить сопоставимые сечения, выявляющие упомянутые соотношения. Этому требованию удовлетворяют геологические профили, проведенные через центральные части куполов, от приподнятых крыльев через грабены к опущенным крыльям, а на однокрылых куполах — к смежным межкупольным депрессиям. При анализе таких профилей выделяются два типа куполов с закрытыми соляными массивами: купола с неразмытыми или неразмывавшимися (фиг. 103, *а*) и с размывавшимися (фиг. 103, *б*, *в*, *г*, *д*) в послетриасовое время соляными массивами.

Над вершинами соляных массивов куполов первого типа повсеместно прослеживаются отложения пермо-триаса (в основном — триаса). Их общая мощность по сравнению с мощностью доюрских надсолевых отложений в межкупольных депрессиях значительно сокращена и не превышает 400—500 *м*. Отложения пермо-триаса (в основном — триаса) на куполах первого типа, как и перекрывающие их более молодые отложения надсолевого комплекса, наклонены согласно с наклоном кровли соляных массивов. Соляные массивы этих куполов отчетливо асимметричны, причем

Фиг. 103. Типы нормально развитых куполов Прикаспийской впадины с закрытыми соляными массивами (по В. С. Журавлеву, 1963б)

а — купола с неразмытыми или неразмывавшимися в послетриасовое время соляными массивами (Корсак и др.); *б* — *д* — купола с размывавшимися в послетриасовое время соляными массивами: *б* — купола с островерхими соляными массивами (Мунайли и др.); *в*—*д* — купола с островерхими соляными массивами, среди которых различаются: *в* — купола с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем (Кошак-Танатар и др.), *г* — купола с горизонтальной кровлей соляных массивов (Искине и др.), *д* — купола с вогнутой кровлей соляных масеивов (Туктубай и др.).

1 — соль; *2* — контуры вершин соляных массивов куполов; *3* — сбросы. Индексами обозначены: P_1kg — кунгур, P_2—T — верхняя пермь и триас, J — юра, Cr — мел, N_2ak — акчагыл



их крутые склоны очерчены оконтуривающими сбросами, а примыкающие к ним надсолевые слои наклонены либо к смежным межкупольным депрессиям, либо к куполам. В первом случае при современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионных срезах эти купола выделяются как однокрылые, во втором — их сопровождают четко очерченные сопряженные компенсационные мульды. При более интенсивном подъеме соляных массивов в примыкающих к ним надсолевых слоях возникает или один антитетический сброс, или серия таких сбросов, косо смыкающихся с оконтуривающим сбросом. Тогда вдоль крутых склонов соляных массивов закладываются грабены, а за ними намечаются висячие (не опирающиеся на соляные массивы), опущенные крылья куполов, которые, постепенно погружаясь, сливаются с межкупольными депрессиями. На геологических картах эти «вторые» крылья куполов оконтуриваются нерезко.

Противоположные (по отношению к крутым) склоны соляных массивов куполов первого типа на глубине нередко обрываются также круто. Тогда надсолевые слои над кровлей соляных массивов образуют как бы горст (такое залегание надсолевых слоев характерно для куполов Байчунас, Южный Кошкар, Агнияз, Алтыкуль-Кзылкала, Каскырбулак и др.).

Купола первого типа распространены преимущественно по окраинам Прикаспийской впадины (в частности, по северной периферии Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа), но изредка встречаются и во внутренних ее районах, где соляная тектоника проявилась весьма интенсивно. По сравнению с рудиментарными соляными куполами нормально развитые купола первого типа формировались более активно, однако вершины их соляных массивов в послетриасовое время (или вообще никогда) не достигали дневной поверхности и не подвергались размыву.

Все остальные, гораздо более многочисленные, купола с закрытыми соляными массивами относятся ко второму типу; их соляные массивы в отдельные, вполне определенные этапы послетриасового времени частично выходили на дневную поверхность и были эродированы. По очертаниям соляных массивов в сопоставимых сечениях среди куполов второго типа отчетливо выделяются купола с островерхими (подтип I) и плосковерхими (подтип II) соляными массивами. Среди последних различаются купола: с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем (подтип IIа), с горизонтальной кровлей соляных массивов (подтип IIб) и с вогнутой кровлей соляных массивов (подтип IIв).

Островерхие соляные массивы в сопоставимых сечениях имеют вид обращенного вверх и закругленного к вершине конуса (в плане это сравнительно узкие соляные гребни). Над ними в надсолевых отложениях прослеживаются грабены, ограниченные сбросами (или их системой), опирающиеся на вершины соляных массивов (см. фиг. 103,*б*). Над наиболее высокими частями последних в грабенах непосредственно на соленосных породах кунгура залегают терригенные отложения либо нижней и средней юры (Каратон, Кумшете и др.), либо верхнего альба (Косчагыл, Тюлюс, Мунайли, Дюсеке, Жолдыбай и др.). Это свидетельствует о том, что в предъюрское или в предпозднеальбское время кровли соляных массивов этих куполов были частично или полностью обнажены и подверглись поверхностному размыву, а затем были перекрыты отложениями, выполняющими грабены. Отложения, слагающие крылья таких куполов, приведены в тектонический контакт с крутыми боковыми поверхностями их соляных массивов.

По соотношениям соляных массивов и надсолевых слоев к этим куполам близки купола с плосковерхими соляными массивами, осложненными соляными гребнями (см. фиг. 103,*в*). Непосредственно на кровлях их соляных массивов залегают отложения триаса, постепенно выклиниваю-

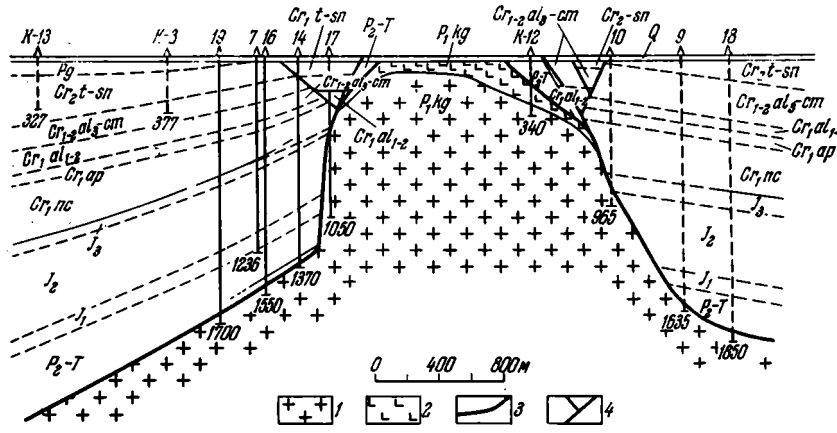
щиеся по мере приближения к соляным гребням. Над соляными гребнями, как и над вершинами куполов с островерхими соляными массивами, в надсолевых отложениях прослеживаются грабены. В этих грабенах на гипсах и ангидритах кепроков обычно залегают отложения юры или верхнего альба и сеномана (Сагиз, Тентяксор, Тереньузюк, Кошак-Танатар и др.). Приподнятые и опущенные крылья таких куполов, как и осложняющие их приподнятые и опущенные блоки, опираются на сглаженные и полого наклоненные кровли соляных массивов. Только по периферии крыльев отложения пермо-триаса (точнее — верхней перми) на глубине тектонически контактируют с крутыми боковыми поверхностями соляных массивов куполов.

Среди куполов с плосковерхими соляными массивами встречаются купола с горизонтальной кровлей, выработанной в результате подземного размыва соли (см. фиг. 103, *г*). Положение некогда существовавших соляных гребней, осложнявших вершины соляных массивов таких куполов, угадывается по положению грабенов, которые опираются на ныне плоские кровли соляных массивов. Характерно, что и на этих куполах непосредственно на гипсах и ангидритах кепроков в грабенах обычно залегают отложения юры или верхнего альба и сеномана (Искине, Кзылкудук). Крылья куполов лежат на плоских кровлях их соляных массивов, и только на крутых склонах последних надсолевые отложения (преимущественно породы верхней перми) приведены в тектонический контакт с солью.

К соляным куполам с плосковерхими соляными массивами относятся также купола с вогнутыми вершинами соляных массивов и мульдами оседания, развивающимися над ними в надсолевых отложениях (см. фиг. 103, *д*). Слои, выполняющие эти мульды, залегают с резким угловым несогласием либо над гораздо более древними надсолевыми отложениями, либо непосредственно на кровлях соляных массивов куполов. Случаи их непосредственного залегания на породах кунгура следует объяснять тем, что во время, предшествовавшее накоплению слоев, выполняющих мульды оседания, надсолевые отложения над сводами соляных массивов куполов были срезаны эрозией, вершины соляных массивов были обнажены, а затем перекрыты слоями, в которых впоследствии развивались мульды оседания. Между тем, мульды оседания, подстилаемые надсолевыми слоями и обычно выполненные самыми молодыми — верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, обязаны своим происхождением выщелачиванию вершин соляных массивов куполов подземными водами.

Рассмотренными примерами исчерпываются наблюдаемые на нормально развитых закрытых куполах Прикаспийской впадины тектонические соотношения между их соляными массивами и надсолевыми слоями. Именно эти соотношения являются наиболее надежным критерием для установления черт сходства между куполами, различными по поверхностной морфологии, во многом зависящей от глубины эрозионного среза. При достаточно глубоком эрозионном срезе все нормально развитые соляные купола могут стать открытыми.

Открытые соляные купола Прикаспийской впадины по размерам и морфологии разделяются на две группы, занимающие вполне определенное пространственное положение. В западной, бóльшей по площади, части впадины, в области интенсивного позднеплиоценово-четвертичного прогибания, широко распространены обширные купола с соляными массивами, либо открытыми, либо трансгрессивно перекрытыми четвертичными или верхнеплиоценовыми отложениями. Наоборот, в восточной части впадины открытые соляные купола редки, невелики и обычно приурочены к периферии кунгурского солеродного бассейна, где подсолевое ложе приближено к поверхности и первоначальная мощность соленосных отложений была небольшой.



Фиг. 104. Геологический профиль через соляной купол Карачунгул (по В. С. Днепрову, 1959)
1 — соль; *2* — гипсы и ангидриты кепрока; *3* — контуры вершины соляного массива купола; *4* — сбросы.

Индексами обозначены: P_1kg — кунгур, P_2—T — верхняя пермь и триас, J_1 — нижняя юра, J_2 — средняя юра, J_3 — верхняя юра, Cr_2nc — неоком, Cr_1ap — апт, Cr_1al_{1-3} — нижний и средний альб, $Cr_{1-2}al_3$—cm — верхний альб и сеноман, Cr_2t—sn — турон и сенон, Q — четвертичные отложения

Интенсивный предакчагыльский срез и усиленный подъем соляных куполов в прогибавшейся западной части впадины привели к тому, что в ее пределах воды акчагыльской трансгрессии непосредственно абрадировали соляные массивы большинства куполов. Напротив, в восточной части впадины ведущая роль в процессе формирования ее небольших открытых соляных куполов принадлежала вторичной соляной тектонике, которая обусловила образование соляных шипов, осложняющих глубоко залегающие соляные массивы этих куполов (фиг. 104). Анализ геологических данных об открытых куполах восточной части Прикаспийской впадины показывает, что их очертания на геологических картах зависят от глубины современного эрозионного среза и от амплитуды подъема соляных шипов (Журавлев, Самодуров, 1960).

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАБЕНОВ НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫХ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Анализ морфологии надсолевых структур закрытых соляных куполов Прикаспийской впадины позволяет установить, что на подавляющем большинстве из них (на куполах второго типа) грабены либо расположены над наиболее приподнятыми частями их соляных массивов (см. фиг. 103, *б, в*), либо фиксируют прежнее положение выступов соли на фоне современной почти горизонтальной или вогнутой кровли соляных массивов (см. фиг. 103, *в*).

Первую попытку объяснения механизма образования грабенов, осложняющих купола Прикаспийской впадины, предприняли А. А. Борисов и Н. И. Буялов (1938). Они указывали, что на периферии крыльев соляных куполов, на границе между отложениями сеномана и турон-сенона, углы наклона слоев настолько малы, что ими можно пренебречь и принимать на профиле (фиг. 105) точки А и В за начальные точки изгиба надсолевых слоев при подъеме соляного массива купола. Если это так, то расстояние между точками А и В отвечает первичной длине слоя (*а*), а кри-

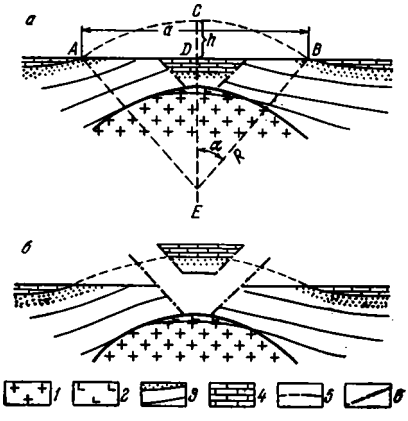
вая ACB отражает высоту подъема (h), которая определяется по средней мощности отложений, выведенных на поверхность. Принимая, что кривая ACB является дугой круга с радиусом R, из прямоугольника BDE можно определить величину R:

$$R^2 = \left(\frac{a}{2}\right)^2 + (R-h)^2,$$

откуда

$$R = \frac{\frac{a^2}{4} + h^2}{2h}.$$

Учитывая статистические данные, А. А. Борисов и Н. И. Буялов допускали, что для куполов, на которых по сбросам грабена пришли в контакт отложения верхнего мела и средней юры, a изменяется от 4 до 10—12 *км*, составляя в среднем 7 *км*, а h равно 1 *км*. Подставляя эти цифры в приведенную выше формулу, можно рассчитать, что $R \approx 6{,}5$ *км*. Это



Фиг. 105. Механизм образования грабенов соляных куполов (*а* — по А. А. Борисову, Н. И. Буялову, 1938; *б* — реконструкция, по В. С. Журавлеву, 1963б)

1 — каменная соль;
2 — гипсы кепрока;
3, 4 — надсолевые отложения:
3 — юрские и меловые (нижний мел и сеноман),
4 — верхнемеловые (турон и сенон);
5 — воздушный свод купола;
6 — разломы

позволяет определить величину $\angle \alpha$:

$$\angle \alpha = \arcsin \frac{a}{2R} = \arcsin 0{,}54 = 32°30',$$

откуда $\cup ACB = 65°$.

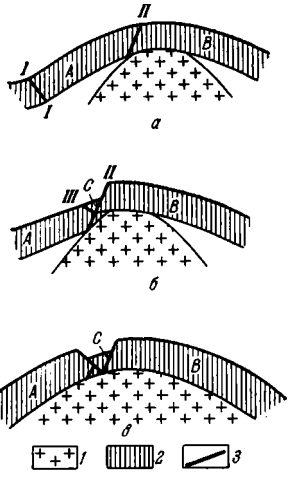
Длина дуги ACB, соответствующей углу 65° при $R \approx 6{,}5$ *км*, равна:

$$\cup ACB = \frac{2\pi \cdot 65}{360} \cdot 6{,}5 = 1{,}134 \cdot 6{,}5 \approx 7{,}4 \text{ км},$$

т. е. при формировании купола разница между первичной длиной слоя (6,5 *км*) и полученной длиной дуги ACB (7,4 *км*) достигает 0,9 *км*. Эта разница, как отмечали А. А. Борисов и Н. И. Буялов, может быть компенсирована лишь разрывами сплошности и расхождением (зиянием) крыльев вдоль длинной оси купола. А. А. Борисов и Н. И. Буялов полагали, что подъем соляного массива купола приводил лишь к подъему крыльев, в то время как отвечающий сводовой части купола грабен неподвижно покоился на вершине соляного массива.

Этот вывод встретил возражения Ю. А. Косыгина, который утверждал, что «... над вершиной соляного штока в силу самого механизма его подъема должно иметь место максимальное поднятие в покрывающих соль слоях, а отнюдь не грабенообразное опускание» (Косыгин, 1940а, стр. 52). Основываясь на еще немногочисленных в то время данных бурения, Ю. А. Косыгин считал, что грабены располагаются не над вершинами соляных массивов, а над их склонами. Он указывал, что при подъеме соляного массива купола наиболее благоприятные условия для образова-

ния сбросов в надсолевых слоях под действием силы тяжести возникают в сечениях I и II на периферии поднятия и над склоном соляного массива, у его вершины (фиг. 106, *а*). Так как вблизи соляного массива растягивающие усилия будут наибольшими, то сброс произойдет в сечении II и по нему опустится крыло *A* (фиг. 106, *б*). При дальнейшем подъеме соляной массив будет оказывать давление на опущенное крыло *A*, стремясь приподнять его. Одновременно с этим будет происходить общий подъем надсолевых слоев и их расхождение. Поэтому в наиболее слабом сечении III опущенного крыла *A* должен произойти разрыв, причем крыло *A* будет подниматься относительно заключенной между сбросами II и III глыбы *C*, которая останется на месте и образует грабен (фиг. 106, *в*).



Фиг. 106. Механизм образования грабенов соляных куполов (по Ю. А. Косыгину, 1940а)

1 — соляной массив купола;
2 — надсолевые слои;
3 — сбросы

Ю. А. Косыгин считал, что «надсолевая структура куполов является прямым отражением структуры их соляных массивов» (Косыгин, 1950, стр. 41), и по признаку пространственного соотношения с соляными массивами предлагал различать грабены, соответствующие крутым склонам соли, и грабены, отвечающие центральным впадинам. Однако современные буровые и геофизические данные показывают, что лишь на немногих куполах Прикаспийской впадины грабены приурочены к склонам соляных массивов (см. фиг. 103, *а*). Но тогда эти грабены непосредственно не опираются на соль, ограничены оконтуривающим соляной массив сбросом и косо к нему примыкающим антитетическим сбросом (или сбросами). Такие грабены возникают при соскальзывании висячих (не опирающихся на соляные массивы), опущенных крыльев соляных куполов. На остальных же куполах с закрытыми соляными массивами грабены приурочены не к центральным впадинам, а к местам наибольшего подъема соли и максимального растяжения надсолевых слоев (см. фиг. 103, *б*, *в*). Несмотря на это, механизм их образования нельзя объяснять исключительно процессами растяжения.

Утверждая, что грабены неподвижно покоятся на вершинах соляных массивов куполов, А. А. Борисов и Н. И. Буялов не учитывали, что они являются достаточно активными отрицательными тектоническими формами в общей структуре надсолевых слоев. Г. Е.-А. Айзенштадт (1948) путем сравнения установил, что в грабенах и на опущенных крыльях куполов наблюдаются полные (максимальные) мощности отдельных ярусов и свит надсолевого комплекса, тогда как на приподнятых крыльях куполов размывам подвергались преимущественно верхние части этих ярусов и свит. Колебания мощностей, по мнению Г. Е.-А. Айзенштадта, объясняются не столько различными условиями седиментации, сколько различными скоростями движений по сбросам отдельных блоков надсолевых пород. Неравномерность движений этих блоков неизбежно приводила к размывам разной глубины, более слабым на опущенных крыльях куполов и в грабенах.

К сожалению, обычно не обращают внимания на то, что на большинстве куполов с закрытыми соляными массивами (куполов второго типа) грабены приурочены к тем наиболее приподнятым в настоящее время частям соляных массивов, которые ранее выходили на поверхность. В принятых нами сопоставимых сечениях на кровле соляных массивов куполов обычно залегают отложения юры или верхнего альба и сеномана. Следо-

вательно, в предъюрское или предпозднеальбское время соляные массивы этих куполов подвергались поверхностному размыву. Начинающийся упомянутыми отложениями разрез надсолевых слоев, выполняющих грабены, отличается относительной полнотой, которая может быть объяснена только выдержанной во времени тенденцией грабенов к погружению. Тем самым намечается резкое различие между характером развития надсолевой структуры купола и характером развития его соляного массива: устойчиво прогибающийся грабен закладывался и развивался над наиболее интенсивно и длительно приподнимавшейся частью соляного массива.

Если обратиться к графическим построениям А. А. Борисова и Н. И. Буялова и представить, что слои, выполняющие грабен, приподняты до уровня кривой *ACB*, то, помимо бокового зияния (обусловленного процессами растяжения), обнаружится зияние снизу — незаполненное пространство между подошвой грабена и кровлей соляного массива купола (см. фиг. 105,*б*). Напомним, что в грабенах, как правило, наблюдается неполный снизу разрез надсолевых слоев, которые с размывом залегают на соли. Следовательно, это пространство могла заполнять только соль. Для объяснения возникновения устойчиво прогибавшегося грабена необходимо допустить, что при общем подъеме соляного массива купола его вершина последовательно понижалась. Однако подъем соли является процессом необратимым, и кажущееся реверсионное движение соли может быть объяснено лишь ее подземным выщелачиванием — «слизыванием» подземными водами.

РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ НАДСОЛЕВОЙ СТРУКТУРЫ НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫХ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

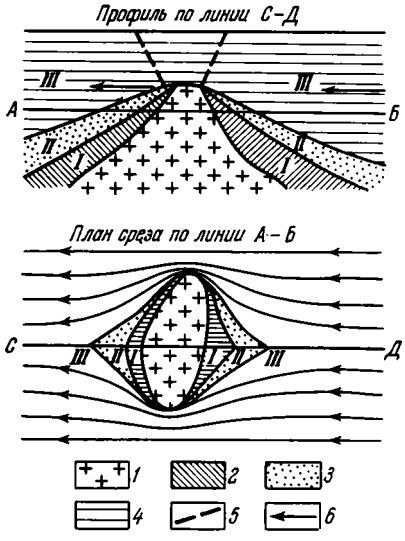
Для выяснения динамики подземного выщелачивания соли необходимо рассмотреть данные о подземном водообмене и характере движения подземных вод в юго-восточной, наиболее изученной, части Прикаспийской впадины (Колпаков, Джангирьянц, 1959; Якуцени, 1959, 1961).

Основными водоносными комплексами доверхнеплиоценовых отложений Прикаспийской впадины являются верхнепермско-триасовый, нижне- и среднеюрский, неокомский, апт-альбский, альб-сеноманский. По мере удаления от бортов впадины и усиления соляной тектоники глубина залегания этих комплексов заметно возрастает и соответственно увеличиваются амплитуды ее колебания на локальных структурах. Если над сводами соляных куполов водоносные отложения приближены к дневной поверхности или даже выведены на нее, то в межкупольных депрессиях, разделяющих соляные купола, эти отложения погружены на значительную глубину, нередко достигающую нескольких километров. Это определяет большую специфичность характера движения пластовых вод, заключенных в упомянутых отложениях.

В Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье все водоносные комплексы гидравлически связаны с поверхностными водами. По мере продвижения на запад и юго-запад подземные воды верхней перми и мезозоя вступают в область развития соляной тектоники. Их напор, вследствие регионального наклона слоев в западном и юго-западном направлениях, постепенно возрастает. В целом же для Прикаспийской впадины направление движения подземных вод является радиально сходящимся, и разгрузка глубоко залегающих водоносных горизонтов имеет скрытый характер. Основными областями разгрузки, вероятно, служат северная часть Каспийского моря и территория Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа, где идет перелив подземных вод в соседний Устюртский артезианский бассейн (Мухин, 1961; Яку-

цени, 1961). Однако разгрузка подземных вод происходит не только в общей области стока, но и в зонах интенсивного проявления соляной тектоники. Это нарушает общую систему транзита и приводит к возникновению местных гидравлических связей между водоносными горизонтами.

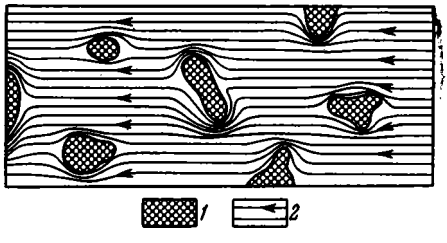
Большинство нормально развитых соляных куполов служит местными гидрогеологическими окнами разгрузки, по которым происходит восходящая миграция подземных вод из горизонтов с нарушенными условиями



Фиг. 107. Характер водообмена в зоне, прилегающей к соляному массиву купола (по В. П. Якуцени, 1961)

1 — соль;
2 — зона отсутствия водообмена в проницаемых отложениях (*I*);
3 — зона весьма затрудненного водообмена (*II*);
4 — верхняя зона, характер водообмена в которой определяется только общими гидродинамическими особенностями пласта и характером литолого-тектонических контактов на сбросах (*III*);
5 — сбросы;
6 — направление движения подземных вод

залегания. Различия в характере залегания водоносных горизонтов на разных крыльях и блоках куполов определяют специфику движения подземных вод. Однако зоны относительно застойного режима возникают на куполах только в блоках, изолированных сбросами, и на участках, где водоносные горизонты экранированы соляными массивами (фиг. 107).



Фиг. 108. Схема-срез водоносных отложений, иллюстрирующая пути обхода соляных куполов подземными водами (по В. П. Якуцени, 1961)

1 — соляные массивы куполов;
2 — направление движения подземных вод

Поток подземных вод, обтекающий соляные купола по смежным межкупольным пространствам, В. П. Якуцени (1961) образно сравнивала с силовыми линиями электрического поля, обходящими зоны высоких сопротивлений (фиг. 108). Наличие в межкупольных депрессиях рудиментарных соляных куполов, компенсационных мульд, сопровождающих нормально развитые соляные купола, а также соляных перешейков, связывающих эти купола, осложняет относительно простую схему движения подземных вод. При этом степень тектонической разобщенности отдельных водоносных комплексов по мере увеличения глубины их залегания и усиления интенсивности соляной тектоники возрастает.

Отложения верхней перми и триаса в межкупольных депрессиях погружены наиболее глубоко, а на куполах приведены в тектонический

контакт с их соляными массивами или с самыми разными горизонтами юрских и меловых отложений. Поэтому подземные воды, приуроченные к упомянутым отложениям, обладают повышенной минерализацией, которая несколько снижается при многократных смешениях с водами вышележащих отложений.

В Актюбинском Приуралье в отложениях верхней перми и триаса содержатся пресные и солоноватые, т. е. пестрые по составу воды. По мере погружения этих отложений минерализация их подземных вод достигает степени крепких рассолов с содержанием сухого остатка до 275 *г/л* (на куполах Шубаркудук и Джаксымай). В некотором удалении от соляных массивов куполов степень минерализации вод снижается до 50 *г/л*. Тип вод здесь смешанный, обычно хлормагниевый, реже сульфатнонатриевый. При дальнейшем продвижении на юго-запад, к промысловому району Южной Эмбы, подземные воды отложений верхней перми и триаса омывают все большее количество соляных массивов куполов. Минерализация их последовательно увеличивается, причем они почти повсеместно представлены рассолами хлоркальциевого типа. Максимальная концентрация солей (203—282 *г/л*) в водах отложений верхней перми и триаса отмечена в центральной части промыслового района Южной Эмбы, к северу от низовьев р. Эмбы, на участках наиболее интенсивного проявления соляной тектоники. К югу от низовьев р. Эмбы, по мере приближения к Южно-Эмбенскому краевому погребенному поднятию подсолевого ложа и ослабления интенсивности соляной тектоники, степень насыщенности рассолов несколько снижается, но остается высокой и достигает 148—200 *г/л* (Якуцени, 1961; Кукабаев, Сыдыков, 1962). Подмеченная закономерность справедлива и для бо́льшей — западной части Прикаспийской впадины, где к отложениям верхней перми и триаса приурочены хлоркальциевые воды, степень минерализации которых концентрически возрастает к центральным районам Прикаспийской низменности (Зорькин, Юрин, 1965).

Для нижне- и среднеюрских отложений зона перехода от пресных и слабо минерализованных вод к рассолам проходит несколько юго-западнее зоны аналогичного перехода, намечающейся для вод отложений верхней перми и триаса. В районе промыслов Шубаркудук и Джаксымай юрские воды еще не достигают степени рассолов, но в центральной части промыслового района Южной Эмбы степень их минерализации (133—250 *г/л*) почти не уступает степени минерализации вод отложений верхней перми и триаса. Здесь песчано-галечниковая толща основания юры и пески ее песчано-глинистой и лингуловой толщ насыщены рассолами хлоркальциевого типа натриевой подгруппы хлоридной группы. Как и для вод верхней перми и триаса, основным составляющим компонентом минерализации юрских подземных вод является NaCl. К югу от низовьев р. Эмбы степень насыщенности рассолов в юрских отложениях несколько снижается.

Воды, заключенные в горизонте песков и в песчаных пропластках пестроцветной толщи баррема, почти повсеместно являются хлоркальциевыми, несульфатными и слабосульфатными. Наиболее высокоминерализованные воды (147—223 *г/л*) в отложениях неокома наблюдаются в центральной части промыслового района Южной Эмбы.

Точно так же изменяется степень минерализации вод, содержащихся в песках основания нижнего апта и нижнего альба. От северо-восточной окраины Прикаспийской впадины она повышается к центральной части промыслового района Южной Эмбы, где в отложениях апт-альбского водоносного комплекса содержатся рассолы хлоркальциевого, реже — хлормагниевого типа, бессульфатные и слабосульфатные. При этом наиболее высокоминерализованные (68—250 *г/л*) воды приурочены к отложениям апта.

Характер смены минерализации подземных вод, заключенных в песках верхнего альба и сеномана, отличается от смены минерализации вод более древних водоносных горизонтов. На востоке Прикаспийской впадины отложения верхнего альба выходят на поверхность на более широкой площади (следовательно, имеют и бóльшую площадь питания) и обладают повышенной проницаемостью. Зона пресных и слабосолоноватых (до 3 *г/л*) вод в отложениях верхнего альба и сеномана протягивается по восточной части промыслового района Южной Эмбы. Слабосолоноватые воды в отложениях верхнего альба и сеномана по типу минерализации являются гидрокарбонатнонатриевыми и сульфатнонатриевыми. Однако в центральной части промыслового района Южной Эмбы и в западной части Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа в этих отложениях уже содержатся соленые воды и рассолы (до 160 *г/л*) преимущественно хлоркальциевого типа.

Таким образом, минерализация вод всех рассмотренных водоносных горизонтов по мере вступления в районы интенсивного проявления соляной тектоники заметно увеличивается, достигая степени рассолов. Это уже достаточно определенно свидетельствует о влиянии процессов выщелачивания соляных массивов куполов подземными водами на формирование химического состава этих вод. Степень минерализации вод верхних водоносных комплексов (в частности, альб-сеноманского), по-видимому, может возрастать также за счет поступления глубинных рассолов из отложений верхней перми и триаса, юры и доверхнеальбских отложений нижнего мела, выведенных к поверхности на соляных куполах.

На западе Прикаспийской впадины, в Прикаспийской низменности, где соляные купола, как правило, выходят лишь на доверхнеплиоценовую поверхность, химический состав подземных вод, заключенных в верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях, вероятно, только в малой степени и на весьма ограниченных участках зависит от поступления глубинных рассолов. Однако это положение, принятое рядом исследователей (Каменский, 1952; Фридлянд, 1953; Федин, 1958; Самарина, 1963), разделяется далеко не всеми. Так, А. В. Ковда (1947) допускал, что грунты и воды Прикаспийской низменности ежегодно получают от соляных куполов до 3,5 млн. *т* солей, преимущественно хлоридов, тогда как трансгрессии древнего Каспия оставили здесь не более 2,5 млрд. *т* солей. В. С. Самарина (1963) указывала, что взаимодействие вод соляных куполов с водами, заключенными в верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях, может быть либо концентрированным, но локальным (если соляные массивы куполов располагаются неглубоко от дневной поверхности и водоносные надсолевые доакчагыльские отложения близко подходят или соприкасаются с верхними горизонтами грунтовых вод), либо рассеянным (при глубоком залегании соляных массивов куполов и облекающих их водоносных надсолевых доакчагыльских отложений), либо нейтральным (если водоносные отложения не достигают доверхнеплиоценовой поверхности и воды не имеют местной разгрузки).

Отмеченное последовательное увеличение степени минерализации подземных вод сопровождается падением пьезометрических уровней, что свидетельствует о наличии постоянного движения подземных вод от областей питания к областям разгрузки. По уравнению скорости фильтрации подземных вод переменной плотности в однородных водоносных пластах В. П. Якуцени (1961) определила, что скорость движения подземных вод верхнего альба между куполами Караулкельды и Макат ориентировочно составляет 0,03 *см* в сутки. Однако она оговаривалась, что эта величина отвечает скорости движения по открытому руслу, а фактическая скорость движения должна быть бóльшей, так как поток подземных вод проходит через поры пород, составляющие лишь часть поперечных сечений водопроницаемой части пластов. При средней пористости песков

верхнего альба, равной 28%, действительная скорость движения на том же участке составляет 0,107 *см* в сутки, или в среднем 0,39 *м* в год.

Скорость и направление движения подземных вод во многом зависят от местных гидродинамических условий, осложняющих региональное направление потока подземных вод. На куполах и в межкупольных депрессиях на одинаковых абсолютных отметках располагаются разновозрастные водоносные комплексы, обладающие различными пластовыми давлениями. На куполах прослеживаются более древние водоносные горизонты с высоконапорными рассолами, а в межкупольных депрессиях на тех же абсолютных отметках — более молодые водоносные горизонты, содержащие менее напорные и слабее минерализованные воды. В одновозрастных водоносных горизонтах повышенные пластовые давления характерны для погруженных межкупольных депрессий, а несколько пониженные — для куполов, где происходит местная разгрузка подземных вод.

На разных крыльях и блоках соляных куполов наблюдается существенная разница в удельных весах подземных вод. Она сохраняется, даже несмотря на то, что степень минерализации подземных вод на приподнятых крыльях куполов может снижаться при частичном смешении с водами вышележащих горизонтов, а на их опущенных крыльях может повышаться при соприкосновении водоносных горизонтов с соляными массивами куполов. Эта разница обусловливает постепенное медленное движение тяжелых рассолов к зонам пониженных давлений. При этом грабены соляных куполов являются участками соприкосновения водоносных отложений с разными пластовыми давлениями, а следовательно, и участками, облегчающими и направляющими миграцию подземных вод. Наиболее интенсивно процессы разгрузки подземных вод протекают над сводами соляных массивов куполов, которые служат местными водоупорами, хотя и сложены растворимыми в воде породами.

Рассмотрим, насколько интенсивно сильносолевые воды и рассолы могут выщелачивать каменную соль, гипсы и ангидриты. А. Б. Здановский (Дзенс-Литовский, 1955), изучая скорость растворения различных солей в воде при разных температурах и различной концентрации растворителя, установил, что количество соли, растворяющейся в единицу времени, увеличивается с возрастанием площади растворения и разности между действительной концентрацией и насыщением. Растворимость каменной соли только незначительно зависит от температуры воды, но повышается при лучшем перемешивании раствора. NaCl может растворяться только в рассолах ненасыщенных, причем при одновременном растворении NaCl и KCl получаются растворы, очень близкие к полному насыщению KCl и пересыщению NaCl. Растворение соли прекращается только тогда, когда при тех же условиях достигается предел насыщения данной солью. При температуре +20° растворимость NaCl составляет 26,4%, $MgCl_2$ — 35,3% и $CaCl_2$ — 42,7%. При отсутствии перемешивания тонкий слой воды, непосредственно примыкающий к поверхности соли, обогащается растворенными солями и тем самым уменьшает скорость дальнейшего растворения.

Однако пластовые воды, контактирующие с соляными массивами куполов Прикаспийской впадины, крайне редко обладают минерализацией, соответствующей насыщенным растворам NaCl (Якуцени, 1961). По мере приближения к соляным массивам куполов минерализация пластовых вод повышается, но обычно не достигает степени насыщения раствора NaCl (насыщенный раствор имеет удельный вес $\gamma_{20} = 1{,}206$, что составляет примерно 900—920 *мг/экв* на 100 *г*). Пластовые воды не только в меловых, но и в юрских, триасовых и верхнепермских отложениях в непосредственной близости от соляных массивов имеют минерализацию 600—800 *мг/экв* ($\gamma = 1{,}13$—$1{,}18$), снижаясь до 500—650 *мг/экв* (и даже менее) на 100 *г* воды на некотором удалении. Так, по А. В. Сотнико-

ву, близ соляного массива купола Кулсары в среднеюрском пласте IX минерализация на 100 *г* воды достигает 575 *мг/экв*, в удалении от него снижается до 523 *мг/экв*, а в пласте XII_1 снижается от 773 до 617 *мг/экв*. В. П. Якуцени указывала, что для водоносных горизонтов, обладающих высокой степенью минерализации пластовых вод (не менее 700 *мг/экв* на 100 *г*), влияние соляных массивов на величину минерализации воды, вероятно, не распространяется далее чем на расстояние, в 2—3 раза превышающее мощность этих горизонтов.

Непосредственно в кровле соляных массивов многих нормально развитых соляных куполов располагаются гипсово-ангидритовые, отчасти терригенные породы. Они обычно имеют небольшую (несколько десятков метров) мощность и выделяются под названием кепроков. Ранее было принято рассматривать эти породы как нормальный, имеющий стратиграфическое значение осадочный комплекс, частично измененный вторичными процессами, связанными с растворением кровли соляных массивов (Васильев, 1937; Тагеева, 1937; Косыгин, 1943, 1950; Батурин, 1947; Соколова, 1958; Соколова и др., 1961).

Между тем, для соляных массивов нормально развитых куполов, сформировавшихся в результате длительной аккумуляции соли, такая оценка вряд ли справедлива. К кровле соляных массивов этих куполов при пластическом перераспределении соли неизбежно должны быть выведены не только верхние, но и более древние слои соленосной толщи. В периоды, когда соляные массивы этих куполов полностью или частично выходили на поверхность и подвергались размыву, породы, слагающие их вершины, перемывались и переотлагались, образуя бронирующие чехлы — кепроки. Когда же соляные массивы этих куполов были перекрыты надсолевыми отложениями, упомянутые чехлы, в зависимости от особенностей гидрогеологического режима, либо увеличивались в мощности, либо разрушались. Увеличение их мощности происходило только снизу, за счет приращения терригенно-сульфатных прослоев при выщелачивании верхней части соляных массивов куполов подземными водами или при выпадении из них вторичных гипсов. Однако подземные воды при определенных условиях могли достаточно интенсивно разрушать гипсово-ангидритовые породы кепроков.

А. Е. Ходьков (1953, 1955) подчеркивал, что хотя растворимость $CaCO_4$ в воде достигает 2—2,5 *г/л*, но она примерно в сто раз меньше растворимости NaCl. Примерно так же соотносятся скорости растворения $CaSO_4$ и NaCl. Поэтому подземные воды, циркулирующие в кепроках соляных куполов, значительно бóльшее время будут оставаться ненасыщенными $CaSO_4$, сохраняя способность растворять гипсы и ангидриты. Их агрессивность резко возрастает при увеличении содержания в них NaCl. Растворимость $CaSO_4$ в воде, не содержащей NaCl, при 14° составляет 2,25 *г/л*, но с увеличением содержания NaCl постепенно повышается до 7,25 *г/л* при содержании 125 *г/л* NaCl. При дальнейшем повышении концентрации NaCl растворимость $CaSO_4$ падает и при содержании 290 *г/л* NaCl снижается до 5,3 *г/л*. Соответственно, и процессы выщелачивания гипсово-ангидритовых пород в зависимости от содержания NaCl в подземных водах будут протекать с разной интенсивностью. Она будет возрастать до тех горизонтов кепроков, в которых концентрация NaCl в подземных водах не превышает 125 *г/л*. Ниже гипсово-ангидритовые породы кепроков не только не будут растворяться, но, напротив, мощность их будет увеличиваться за счет выпадения вторичных гипсов.

Активность карстообразования вершин соляных массивов куполов, подвергающихся растворению только в плоскости соляного зеркала, Г. В. Короткевич (1967) предлагал определять по формуле:

$$H = \frac{V}{F} \cdot 1000,$$

где H — средняя величина понижения погребенной вершины соляного массива купола за счет растворения (в *мм* в год); F — площадь вершины соляного массива купола, подвергающейся выщелачиванию (в $м^2$); V — суммарный объем соли (в $м^3$), выносимый подземными водами ежегодно за пределы площади; 1000 — коэффициент для перевода метров в миллиметры.

Для соляного массива купола-гиганта Индер при $F = 250$ $км^2$ и $V = 200$ тыс. *т* (или 93 тыс. $м^3$) величина активности карстообразования (H), по Г. В. Короткевичу, составляет 0,372 *мм* в год. По сравнению с потенциально возможной величиной растворения соли эта величина является относительно небольшой. Поэтому значительная часть надсолевых вод на Индере слабо засолонена и питает родники с относительно низкой минерализацией воды. Однако полученная цифра показывает, что соляной массив купола Индер в целом или его отдельные части до сих пор продолжают воздыматься, поставляя материал в зону растворения со средней скоростью 0,372 *мм* в год.

Еще бóльшая скорость выщелачивания, по расчетам Г. В. Короткевича, определена для соляного массива купола-гиганта Баскунчак. При $F = 100$ $км^2$ и $V = 700$ тыс. *т* (или 325 тыс. $м^3$) величина активности карстообразования (H) на этом куполе составляет 3,25 *мм* в год. Г. В. Короткевич допускал, что компенсирующий ее подъем соляного массива купола Баскунчак в целом или его отдельных частей должен происходить с той же скоростью. Принимая условно, что скорость выщелачивания могла оставаться неизменной в течение четвертичного периода (1 млн. лет), Г. В. Короткевич пришел к выводу, что за это время соляной массив купола Индер должен был подняться и раствориться на 372 *м*. При тех же условиях соляной массив купола Баскунчак должен был подняться и быть смыт на 3250 *м*, т. е. более чем на треть его современной высоты, что явно неправдоподобно.

Необходимо отметить, что в разрезах четвертичных отложений соляных озер Индер и Баскунчак, принимающих воды соленых родников, горизонты самосадочной соли чередуются с пачками озерных илов и глин (Семихатов, 1933; Бахвалова, 1940; Журавлев, 1968а). Наличие этих пачек свидетельствует о явных изменениях скорости выщелачивания соли на протяжении четвертичного периода. Эти изменения могли быть обусловлены рядом причин, определяющих колебания гидрогеологического режима, в том числе неравномерными скоростями подъема соляных массивов упомянутых куполов.

Вычисленная Г. В. Короткевичем возможная скорость подъема соляного массива купола Баскунчак, достигающая 3,25 *мм* в год, вероятно, завышена. Повторное нивелирование показало, что отметки всех реперов, расположенных на берегу оз. Баскунчак, за семь лет уменьшились на 5—12 *мм* (в среднем на 1 *мм* в год), тогда как отметки реперов на горе Большое Богдо и вблизи нее в среднем увеличились на 0,6 *мм* в год (Певнев, 1961). Таким образом, данные повторных нивелировок показали, что скорость подъема соляного массива купола Баскунчак вдвое меньше определенной расчетами Г. В. Короткевича. По-видимому, он в обоих случаях занизил величину F, ограничив ее лишь площадью вершин соляных массивов куполов. Между тем, в родники, открывающиеся в озера Индер и Баскунчак, несомненно, поступают воды не только с вершин соляных массивов куполов, но и с их склонов, также подвергающихся выщелачиванию. За счет выщелачивания соляных массивов куполов Индер и Баскунчак только воды родников ежегодно выносят соответственно 200 и 700 тыс. *т* соли.

Сходный гидрогеологический режим характерен и для соляного оз. Эльтон, лежащего в контуре соляного массива одноименного купола-гиганта. В разрезе четвертичных отложений этого озера отмечено два горизонта

самосадочной соли (верхний, залегающий непосредственно под рапой, и нижний), разделенные пачкой глин (Г. Васильев, 1955) [1]. Таким образом, и на оз. Эльтон соленакопление не было постоянным. Питание его происходит за счет небольших степных речек и ручьев, суммарный годовой расход которых равен 13 656 тыс. $м^3$ (без учета талых вод весеннего половодья). Суммарный ежегодный привнос солей этими речками и ручьями составляет около 127 тыс. *т*, из которых содержание NaCl достигает 83 тыс. *т* (65%), $MgSO_4$ — около 14,3 тыс. *т*, $CaSO_4$ — 13,1 тыс. *т*, $MgCl_2$ — 8,6 тыс. *т*, остальных солей — около 7,8 тыс. *т* (6%). Привнос солей р. Харой составляет более половины (56,5%) общей суммы солей речного стока, причем минерализация ее вод достигает 11,36 *г/л*. Еще сильнее (до 26,18 *г/л*) минерализованы воды ручья Чернявка, питающегося за счет источников, выходящих из отложений апшерона, но, повидимому, имеющих более глубокое заложение (Г. Васильев, 1953). В рапе озера преобладает NaCl, однако содержание других солей достаточно высокое. Так, например, общее содержание $NaBr_2$ достигает 30 тыс. *т*, а $MgCl_2$ — 6 млн. *т* в расчете на безводную соль (Фейгельсон, Шлезингер, 1936).

Оз. Эльтон — величайшее из соляных озер Европы — занимает площадь около 180 $км^2$ (Фейгельсон, 1939). Именно оно на протяжении почти 120 лет (с 1747 по 1864 гг.) было главным центром соледобывающей промышленности России и наиболее крупным поставщиком соли на внутренние рынки. За эти годы здесь было добыто 512 млн. пудов, или 8192 тыс. *т* соли, что «...однако не отразилось сколь-нибудь заметным образом на природных запасах озера» (Православлев, 1902, стр. 2). Примерно такое же количество соли должно было поступить в озеро за 64 года при ежегодном ее привносе около 200 тыс. *т* (см. выше). Следовательно, чистый прирост запасов соли за 120 лет даже при ее интенсивной разработке был приблизительно равен общему количеству добытой соли.

Таким образом, подземные воды, циркулирующие в водоносных комплексах Прикаспийской впадины, достаточно агрессивны по отношению к соляным массивам ее куполов. Они, по-видимому, неоднократно соприкасаются с боковыми поверхностями соляных массивов куполов и «переливаются» через их вершины, постепенно сглаживая неровности, возникающие при пластическом перераспределении соли. При значительной растворимости соли и высокой скорости ее растворения в пониженных участках вершин соляных массивов будет накапливаться бронирующая пленка плотных, насыщенных рассолов. Поэтому подземные воды наиболее интенсивно выщелачивают выступы кровли соляных массивов, производя ее последовательную нивелировку и формируя «соляные зеркала», обладающие слегка волнистой, полого наклонной и грубо полированной поверхностью. Над ней в надсолевых отложениях сохраняется сложная мозаика блоков, испытавших различный подъем вследствие дифференцированного пластического перераспределения соли.

При оценке роли подземных вод в процессе формирования надсолевых структур куполов Прикаспийской впадины определенное затруднение вызывает реконструкция палеогидрогеологических условий, существовавших на ее территории в течение мезозоя и кайнозоя. Однако известно, что в период накопления отложений юрско-палеогенового структурного этажа Прикаспийская впадина являлась лишь северной частью обширной Прикаспийской области прогибаний. На западе ее в период накопления отложений верхнеплиоценово-четвертичного структурного этажа обособилась наложенная синеклиза, контуры которой отвечают очертаниям площади

[1] Более детальная характеристика отложений, выполняющих котловины озер Индер, Баскунчак и Эльтон, дана ниже при рассмотрении вдавленных компенсационных мульд Прикаспийской впадины.

сплошного распространения мощных отложений верхнего плиоцена (Журавлев, 1960б).

В восточной части Прикаспийской впадины распределение мощностей и фаций всех горизонтов юрско-палеогенового структурного этажа подчинено общей закономерности, выражающейся в постепенном переходе от больших мощностей и морских фаций на юге и юго-западе (зона Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия подсолевого ложа и промысловый район Южной Эмбы) к малым мощностям и мелководным или континентальным фациям на востоке и северо-востоке (Западное Примугоджарье и Актюбинское Приуралье). Учитывая это, можно допустить, что областями питания водоносных горизонтов в мезозое и кайнозое служили районы Западного Примугоджарья и Актюбинского Приуралья, тогда как зоны стока располагались значительно западнее, в более погруженных районах Прикаспийской впадины. При этом очертания границ зон стока менялись в зависимости от изменения береговых линий древних морей. Чем шире была их водная поверхность, тем меньшая площадь распространения водоносных горизонтов была вовлечена в зону активного водообмена. Интенсивность процессов водообмена постепенно снижалась по мере удаления от береговых линий в глубь древних морей. В периоды морских регрессий (в ранней и средней юре, в позднем альбе) интенсивность процессов водообмена возрастала, охваченные ими площади расширялись и, соответственно, увеличивалась степень воздействия подземных вод на соляные массивы куполов. В целом же, учитывая общую палеогеографическую обстановку периода накопления отложений юрско-палеогенового структурного этажа, можно считать, что пути миграции подземных вод, их динамика, характер их циркуляции и разгрузки в общих чертах были близкими к современным. Длительное, то усиливавшееся, то ослабевавшее подземное выщелачивание соляных массивов куполов накладывалось на процессы пластического перераспределения соли и, в совокупности с ними, определило наблюдаемые ныне соотношения между надсолевыми структурами и соляными массивами куполов Прикаспийской впадины.

ОБЗОР РАНЕЕ ПРЕДЛОЖЕННЫХ КЛАССИФИКАЦИЙ ЛОКАЛЬНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАННЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Нормально развитые соляные купола Прикаспийской впадины разобщены межкупольными депрессиями и нередко сопровождаются компенсационными мульдами, иногда — мульдами оседания. Перечисленные локальные отрицательные структуры до недавнего времени оставались слабо изученными, но теперь с межкупольными депрессиями и, отчасти, с компенсационными мульдами связаны надежды на выявление значительных залежей нефти и газа. Между тем, общепризнанная классификация этих структур еще не разработана.

Пространства, разделяющие нормально развитые соляные купола Прикаспийской впадины, впервые были охвачены теми детальными геологическими съемками, которые проводили в степях Западного Казахстана сотрудники Геологического комитета. Участники его первой рекогносцировочной экспедиции Н. Н. Тихонович и А. Н. Замятин (1912), еще не подозревая о роли соляной тектоники в формировании локальных структур Прикаспийской впадины, отметили общее усиление дислокационных явлений от верховьев рек Эмбы и Темира к Каспийскому морю. Они указывали, что песчано-глинистые досенонские отложения дислоцированы по меридиональным, а сенонские и палеогеновые отложения — по широтным осям и значительно слабее.

В 20-х и в начале 30-х годов нашего века наличие соляных куполов в Прикаспийской впадине уже ни у кого не вызывало сомнений. Однако разделяющие их пространства оставались практически не изученными: характерно, что даже в первой крупной обобщающей сводке «Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения» (Авров и др., 1935) их строение вообще не рассматривалось.

В те годы почти все исследователи принимали, что соляная тектоника в Прикаспийской впадине возникла в результате пликативной складчатости. Однако С. В. Шумилин допускал, что «в таком же направлении, а в некоторых случаях, может быть, даже в бóльшей степени, чем послепермская складчатость, действовала тяжесть юрских и более молодых отложений» (Шумилин, 1933, стр. 13). В подтверждение этого положения, он ссылался на район низовьев р. Аще-Уил, где соляные купола Кокбулак, Майкудук и Джальмурза расположены по окружности, обрамляя Комбактинскую сенонскую мульду (Шумилин, 1931).

В начале 30-х годов при проведении первых гравиметрических съемок было выяснено, что пространствам, разделяющим соляные купола, отвечают интерминимальные зоны — локальные максимумы силы тяжести. Было установлено также, что разным районам Прикаспийской впадины присущи свои характерные амплитуды колебания значений аномалий силы тяжести между смежными локальными гравитационными максимумами и минимумами (Борисов, Фотиади, 1937; Пермяков, 1937). Учитывая величины этих амплитуд, Н. И. Буялов (1941) предлагал различать три типа межкупольных зон: первый — с разностью между смежными локальными максимумами и минимумами силы тяжести (межкупольными депрессиями и соляными куполами), равной 8—10 *мгл* при значении максимумов около 20 *мгл*, второй — с разностью около 30 *мгл* при значении максимумов до 10 *мгл*, третий — с еще бóльшей разностью при значении максимумов — 20 *мгл*. По его мнению, межкупольные зоны первого типа характерны для левобережья р. Эмбы, второго типа — для промыслового района Южной Эмбы, а третьего — для района купола Индер.

Учитывая данные геологии и геофизики по промысловому району Южной Эмбы, Ю. А. Косыгин (1950, 1952) указывал, что межкупольные пространства занимают не менее 75% всей его территории. В их пределах обособляются асимметричные глубокие мульды (чаши), сопровождающие опущенные крылья соляных куполов и выполненные меловыми и третичными отложениями. По мнению Ю. А. Косыгина, такие мульды имеют компенсационный характер: они примыкают к крутым склонам соляных массивов куполов и возникли при усиленном оттоке соли к соляным массивам. Поэтому среди локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины Ю. А. Косыгин предлагал различать компенсационные депрессии и компенсационные синклинали. Он допускал, что между двумя активно развивавшимися компенсационными синклиналями в центрах межкупольных пространств могут возникать положительные структуры — пассивные остаточные поднятия.

Рассматривая строение того же промыслового района Южной Эмбы, Н. В. Неволин (1951, 1961) подчеркивал, что строение межкупольных пространств разнообразно, однако чаще они состоят из глубоких чашеобразных мульд и неглубоких вытянутых прогибов, разделенных межкупольными поднятиями — соляными перешейками, отходящими от соляных куполов. По его мнению, среди межкупольных депрессий могут быть выделены компенсационные и дизъюнктивные. Первые возникли одновременно с соляными куполами, а вторые образовались вследствие относительного опускания надсолевых отложений по сбросам и представляют собой расширенные участки грабенов соляных куполов, открывающихся раструбами в межкупольные зоны.

Позднее Б. П. Высоцкий (1956) на междуречье Сагиза и Уила вы-

делил так называемые соляные мульды как активные отрицательные структуры, обратные соляным куполам. От применения к ним наименования «компенсационные синклинали» Б. П. Высоцкий воздерживался, считая, что далеко не всегда возможно установить их приуроченность к ближайшим, выраженным на поверхности соляным куполам. Одновременно с Б. П. Высоцким, Р. И. Грачев и Т. Н. Джумагалиев (1956) по отношению к каждому соляному куполу предлагали выделять активные и пассивные мульды.

С. Н. Колтыпин (1957) среди межкупольных зон по глубине залегания подошвы отложений верхнего мела рекомендовал различать максимально прогнутые (свыше 2000 *м*), прогнутые (1000—2000 *м*), слабо прогнутые (350—1000 *м*) и весьма слабо прогнутые (менее 350 *м*). Максимально прогнутые межкупольные зоны он позднее (Колтыпин, 1966) именовал глубоко погруженными межкупольными мульдами. При разделении межкупольных зон на группы С. Н. Колтыпин (1957) пользовался условно принятыми интервалами глубины залегания подошвы верхнемеловых отложений. Поэтому предложенная им классификация неизбежно являлась формальной — в каждом подразделении (группе) она объединяла разные типы локальных негативных структур Прикаспийской впадины.

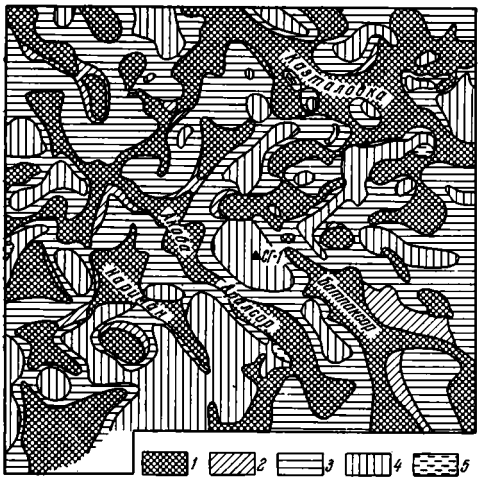
П. Я. Авров и Л. Г. Космачева (1960, стр. 22) отметили, что обычно «минимумы силы тяжести, а следовательно, и солянокупольные структуры, располагаются периферийно по отношению к максимумам силы тяжести (межкупольным пространствам), кольцеобразно окаймляя последние своими осями». Тем самым они подтвердили ту закономерность, которую исключительно по данным геологической съемки ранее установил С. В. Шумилин для куполов района низовьев р. Аще-Уил.

Ю. С. Кононов (1961) отметил, что предложенное ранее Р. И. Грачевым и Т. Н. Джумагалиевым (1956) разделение межкупольных мульд на активные и пассивные (по отношению к соляным куполам) может быть принято только применительно к верхнепермским отложениям, «...так как активное гравитационное воздействие на галогенную толщу оказывают лишь верхнепермские породы, более плотные, чем соль» (Кононов, 1961, стр. 48).

В 1963 г. Г. Е.-А. Айзенштадт (Айзенштадт, Антонов, 1963, стр. 5, 310) указывал, что среди межкупольных пространств по морфологическим и генетическим признакам можно выделить доссор-макатский тип мульд, абжель-ракушинский, прикаратонский, прииндерский и др. Эти типы мульд, по его мнению, генетически связаны с вмещающими крупными структурами второго порядка (с областями региональных прогибов и поднятий), а также с соответствующими типами соляных куполов, прилегающих к данному межкупольному пространству. Г. Е.-А. Айзенштадт (1956) утверждал, что почти каждому или большинству из ранее им выделенных морфологических типов соляных куполов соответствуют специфические сопряженные с ними мульды. Однако типы таких мульд были им только названы, но не охарактеризованы.

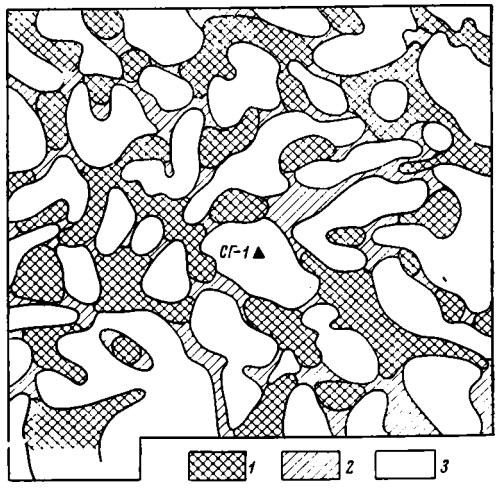
Годом ранее В. А. Долицкий среди межкупольных зон предлагал различать истинные и кажущиеся. Он подчеркивал, что «...в первых должны быть развиты не только мезозойские отложения, но и верхнепермские, тогда как в зонах второго типа пермские отложения могут полностью (или частично) отсутствовать» (Долицкий, 1962, стр. 60). Кажущиеся межкупольные зоны, по мнению В. А. Долицкого, вместе с примыкающими соляными куполами вписываются в контуры огромного соляного купола, отдельные (периферийные) части которого подняты по разломам над основной массой соляного тела в виде шипов. Последние служат соляными ядрами куполов, расположенных по периферии кажущихся межкупольных зон.

Тогда же И. И. Кожевников в центральных районах междуречья Урала



Фиг. 109. Схематическая карта среза при абсолютной отметке —2000 *м* центральной части междуречья Урала и Волги (по В. Л. Соколову, Г. Н. Кричевскому, 1966а)

1 — кунгур; *2* — триас; *3* — юра; *4* — мел; *5* — палеоген. СГ-1 — Аралсорская сверхглубокая скважина



Фиг. 110. Схематическая карта среза при абсолютной отметке —3500 *м* центральной части междуречья Урала и Волги (по В. Л. Соколову, Г. Н. Кричевскому, 1966а)

1 — соляные массивы куполов; *2* — погребенные соляные перешейки; *3* — межкупольные депрессии. СГ-1 — Аралсорская сверхглубокая скважина

и Волги предлагал именовать соляными массивами положительные соляные структуры более высокого порядка, чем соляные купола. Учитывая это, Г. Н. Кричевский (1963) применительно к той же территории пространства, разделяющие соляные массивы (в понимании И. И. Кожевникова), назвал межмассивными зонами. Он считал, что последним отвечают значительные по площади интенсивные локальные максимумы силы тяжести. Межмассивные зоны, по его мнению, от межкупольных отличаются отсутствием соли и наличием в надсолевых отложениях дислокаций, развивавшихся активно и унаследованно от подсолевого структурного плана.

В 1964 г. П. Я. Авров, И. М. Бровар и И. И. Шмайс (1966), а позднее П. Я. Авров и И. М. Бровар (1966) предлагали различать значительные по площади межмассивные (внешние) мульды и небольшие узкие вытянутые или овальные в плане внутримассивные (внутренние) мульды, расположенные между вершинами соляных массивов.

Сопоставляя классификации, предложенные В. А. Долицким (1962), Г. Н. Кричевским (1963), П. Я. Авровым и И. М. Броваром (1966), нетрудно заметить тождественность терминов: «истинная межкупольная зона»→«межмассивная зона»→«межмассивная (внешняя) мульда» и «кажущаяся межкупольная зона»→«межкупольная зона»→«внутримассивная (внутренняя) мульда». Однако во всех этих классификациях не оставалось места для таких, тогда уже хорошо известных, локальных негативных структур, как компенсационные мульды.

В 1964 г. и позднее В. Л. Соколов и Г. Н. Кричевский (1966а, б) подчеркивали, что в центральных районах междуречья Урала и Волги обширные межкупольные пространства на глубоких (2—3,5 *км*) уровнях среза распадаются на систему разобщенных соляными перемычками изолированных глубоких мульд, выполненных преимущественно верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями (фиг. 109, 110). По мнению В. Л. Соколова и Г. Н. Кричевского, на упомянутых глубинах распре-

деление соляных масс и надсолевых пород в плане обладает ячеистой, или сотовой, структурой. Ячеями ее служат межкупольные мульды, среди которых по характеру залегания выполняющих их надсолевых слоев следует различать симметричные и асимметричные мульды (заметим, что Г. Н. Кричевский в соавторстве с В. Л. Соколовым уже не воспользовался термином «межмассивная зона»).

В последние годы данные сейсморазведки показали, что по восточной окраине Прикаспийской впадины и в ее центральных районах имеются межкупольные депрессии (мульды), из которых способная к пластическому перераспределению соль нацело выжата. Н. И. Банера (1964) такие мульды именовал бессолевыми, а В. Л. Соколов и Г. Н. Кричевский (1966а, б) — сквозными.

В 1966 г. Г. Е.-А. Айзенштадт (1969) признал целесообразным различать глубокие (свыше нескольких тысяч метров) и мелкие или неглубокие (не более 1000—1500 *м*) межкупольные прогибы [1]. Он указывал, что первые выполнены мощными отложениями верхней перми, иногда триаса и юры, а вторые приурочены к соляным перешейкам, и в их пределах развиты те же отложения, что и над соляными массивами смежных куполов, «...с теми же мощностями, размывами, несогласиями и сбросовыми нарушениями» (Айзенштадт, 1969, стр. 64). По Г. Е.-А. Айзенштадту, глубокие межкупольные прогибы обладают либо моноклинальным, либо простым синклинальным, а мелкие межкупольные прогибы — седловидным строением. Среди глубоких межкупольных прогибов синклинального строения и мелких межкупольных прогибов различаются осложненные и не осложненные сбросами. В глубоких межкупольных прогибах могут быть встречены: а) глубокие соляные купола, связанные с первичными соляными подушками (линзами соли); б) остаточные (пассивные) поднятия типа «панциря черепах»; в) глубокие домезозойские («потухшие») купола; г) поднятия на глубоко залегающих соляных перешейках, развивавшиеся в мезозойское и кайнозойское время. Среди последних, как и среди поднятий в мелких (неглубоких) межкупольных прогибах, на отчетливо выраженных соляных перешейках и отрогах различаются осложненные и не осложненные сбросами.

Напомним, что, по мнению Г. Е.-А. Айзенштадта, мелкие или неглубокие межкупольные прогибы расположены на соляных перешейках, связывающих соляные массивы смежных куполов, и обладают исключительно седловидным строением. Если это так, то различия между ними и поднятиями на соляных перешейках в глубоких межкупольных прогибах определяются только глубиной положения соляных перешейков. Между тем первые из упомянутых структур Г. Е.-А. Айзенштадт называл прогибами, а вторые — поднятиями. К тому же среди выделенных им локальных отрицательных структур не были даже упомянуты хорошо известные и широко распространенные компенсационные мульды и мульды оседания.

Двумя годами ранее — в 1964 г. В. С. Журавлев (1966а, б, в) предложил общую классификацию локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины, которую он позднее уточнил и дополнил (Shurawlew, 1967; Журавлев, 1971). Эта классификация уже нашла применение при характеристике локальных структур отдельных районов Прикаспийской впадины (Бутковский, Омельченко, 1968; Ракитов, Самойлович, 1969). На рассмотрении ее основных положений имеет смысл еще раз остановиться.

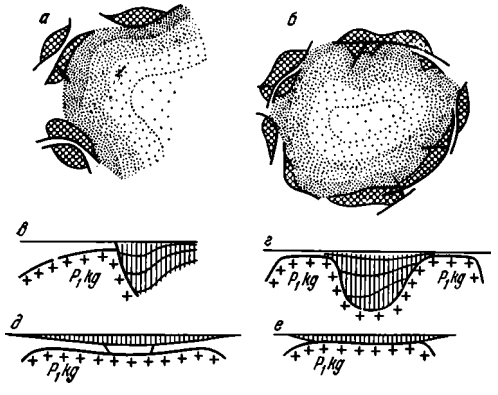
---

[1] Г. Е.-А. Айзенштадт (1969, стр. 63) ошибочно указывал, что мелким межкупольным прогибам отвечают интерминимальные зоны. В действительности же эти зоны — локальные максимумы силы тяжести (Борисов, Фотиади, 1937) — намечают положение глубоких межкупольных прогибов Г. Е.-А. Айзенштадта.

ТИПЫ ЛОКАЛЬНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАННЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

На данной стадии изученности среди локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины следует различать межкупольные депрессии, компенсационные мульды и мульды оседания (фиг. 111). Возникновение межкупольных депрессий обусловлено оттоком соли к соляным массивам тех куполов, между которыми они расположены как отрицательные структуры, им равновесные. Заложение и развитие компенсационных мульд и мульд оседания полностью (для компенсационных мульд) или частично (для мульд оседания) зависят от пластического перераспределения соли внутри соляных массивов куполов. Интенсивность формирования

Фиг. 111. Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины (по В. С. Журавлеву, 1966а)



а, б — межкупольные депрессии:
а — раскрытые;
б — обрамленные;
в, г — компенсационные мульды:
в — сопряженные,
г — вдавленные;
д, е — мульды оседания:
д — экранированные,
е — наложенные;
а, б — вид в плане, соляные купола заштрихованы, межкупольные депрессии покрыты крапом, светлеющим по мере общего погружения слоев;
в—е — вид в разрезе, компенсационные мульды (*в, г*) и мульды оседания (*д, е*) показаны вертикальной штриховкой

и внутреннее строение этих локальных негативных структур определялись скоростью роста соляных массивов тех куполов, которые они (межкупольные депрессии) разделяют или к которым они (компенсационные мульды и мульды оседания) приурочены.

Межкупольные депрессии по отношению к глубине анализируемого среза разделяются на раскрытые и обрамленные, по отношению к соляным массивам куполов — на симметричные и асимметричные, по отношению к подсолевому ложу — на экранированные и сквозные.

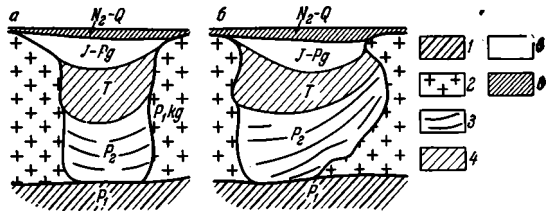
Разделение межкупольных депрессий на раскрытые и обрамленные следует проводить применительно либо к основаниям структурных этажей, намечающихся в составе надсолевых отложений, либо к любому условно принятому уровню. Оно позволит определить, к началу накопления отложений какого структурного этажа или на каком уровне те или иные межкупольные депрессии окажутся изолированными от смежных (обрамленными) или связанными с ними (раскрытыми).

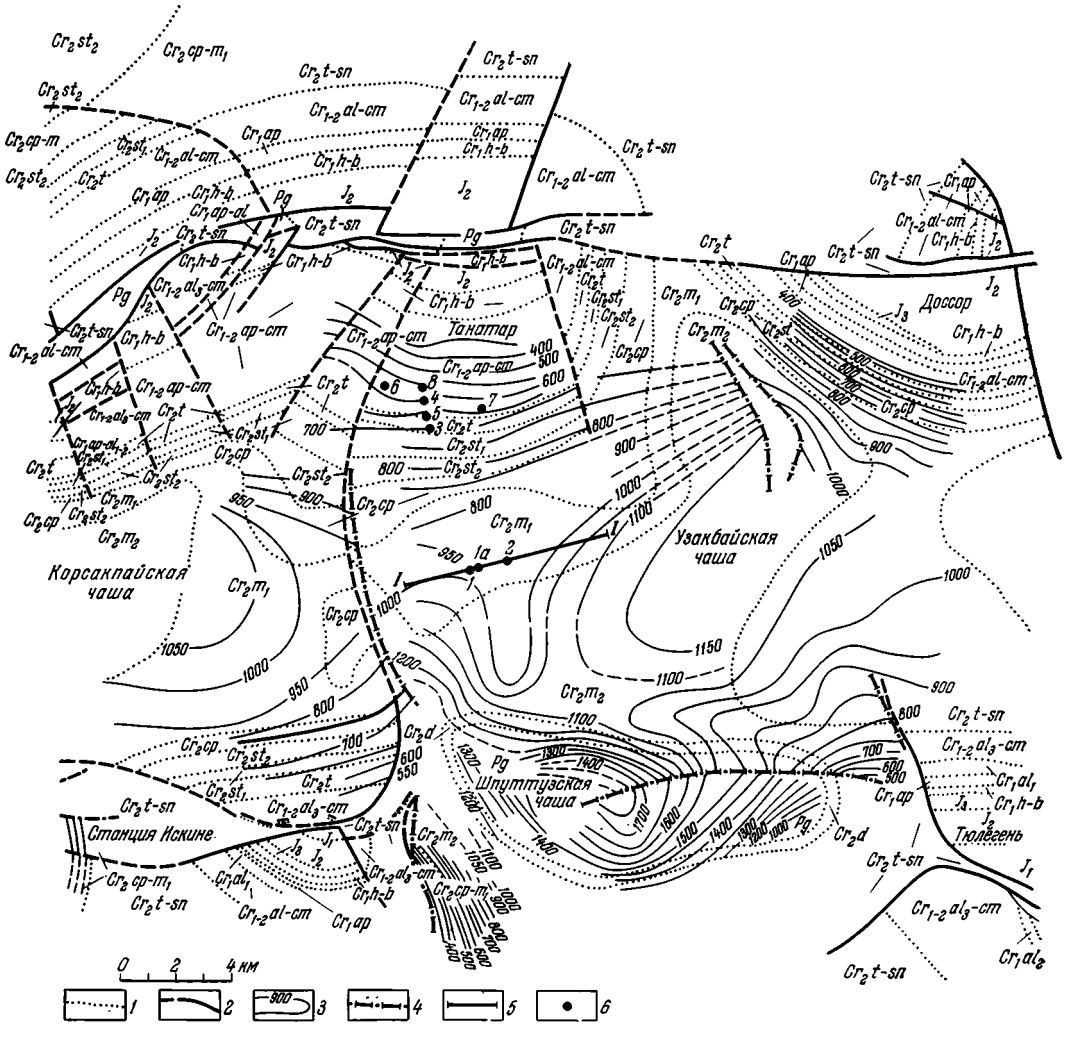
Во внутренних районах Прикаспийской впадины все межкупольные депрессии на разной для каждой, но обычно значительной глубине ограничены соляными массивами куполов и связующими их отрогами. Эти связки и соляные массивы образуют ячеи сети, в которых заключены обрамленные межкупольные депрессии. Напротив, по окраинам Прикаспийской впадины межкупольные депрессии обычно являются частично или полностью раскрытыми.

В Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, обширные межкупольные депрессии при доверхнеплиоценовом эрозионном срезе (примерно на глубине —500 *м*) выполнены, как правило, отложениями палеогена. При более глубоких срезах их размеры значительно

Фиг. 112. Схематические профили через сквозные межкупольные депрессии (по В. Л. Соколову, Г. Н. Кричевскому, 1966а; с изменениями): *а* — симметричную; *б* — асимметричную

1 — подсолевые отложения нижней перми;
2 — соленосные отложения нижней перми в соляных массивах куполов;
3—6 — надсолевые отложения:
3—верхней перми,
4 — триаса,
5 — юры, мела и палеогена,
6 — верхнего плиоцена и четвертичные



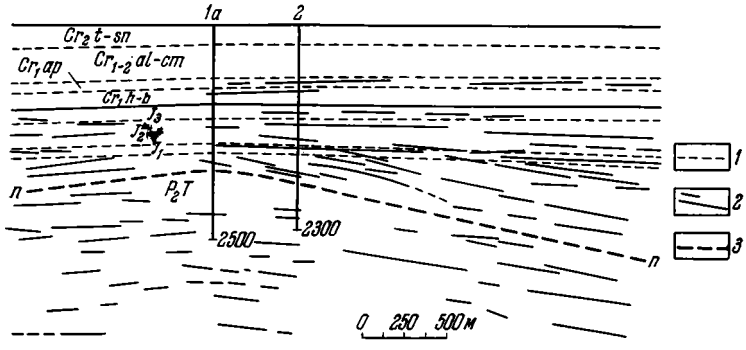


Фиг. 113. Геолого-геофизическая карта Дангарской межкупольной депрессии (по В. С. Днепрову, 1959)

1 — геологические границы; *2* — сбросы; *3* — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома); *4* — предполагаемая проекция пересечения сброса с III отражающим горизонтом; *5* — линия профиля I—I (см. фиг. 114); *6* — скважины.
Индексами обозначены: J_1 — нижняя юра, J_2 — средняя юра, J_3 — верхняя юра, Cr_1h—b — готерив и баррем, Cr_1ap — апт, Cr_1ap—al — апт, нижний и средний альб, Cr_1al_1 — нижний альб, Cr_1al_2 — средний альб, $Cr_{1-2}al_3$—cm — верхний альб и сеноман, $Cr_{1-2}al$—cm альб и сеноман, Cr_2t — турон, Cr_2t—sn — турон и сенон, Cr_2st_1 — нижний сантон, Cr_2st_2 — верхний сантон, Cr_2cp — кампан, Cr_2cp—m_1 — кампан и нижний маастрихт, Cr_2m_1 — нижний маастрихт, Cr_2m_2 — верхний маастрихт, Cr_2d — датский ярус, Pg — палеоген

сокращаются, причем при срезе —2000 *м* (см. фиг. 109) в их пределах распространены преимущественно меловые и юрские отложения, а на срезе —3500 *м* (см. фиг. 110) — главным образом отложения триаса. Именно при таких глубоких срезах отчетливо выявляется ячеистая, или сотовая, структура, определенная системой обрамленных межкупольных депрессий (Волож, Камарянский, 1964; Соколов, Кричевский, 1966а, 1968; Кричевский и др., 1968).

По характеру залегания надсолевых отложений можно различать симметричные и асимметричные межкупольные депрессии. От центральных, наиболее погруженных, частей симметричных депрессий выполняющие их надсолевые отложения равномерно воздымаются к соляным массивам



Фиг. 114. Сейсмо-геологический профиль I—I через рудиментарный соляной купол Дангар (по В. С. Днепрову, 1959)

1 — геологические границы; *2* —отражающие площадки; *3* — условный отражающий горизонт *n* в отложениях пермо-триаса.

Индексами обозначены: P_2—T — верхняя пермь и триас, J_1 — нижняя юра, J_2 — средняя юра, J_3 — верхняя юра, Cr_1h—b — готерив и баррем, Cr_1ap — апт, $Cr_{1-2}al$—cm — альб и сеноман, Cr_2t—sn — турон и сенон

окружающих куполов (фиг. 112, *а*). Наиболее погруженные части асимметричных депрессий смещены к соляным массивам тех куполов, которые формировались активнее (фиг. 112, *б*).

Межкупольные депрессии бывают экранированными или сквозными. В экранированных межкупольных депрессиях выполняющие их отложения залегают на соли, а в сквозных — лежат либо на остаточных непластичных породах соленосной формации, либо непосредственно на подсолевом ложе. Из сквозных межкупольных депрессий способная к пластическому перераспределению соль выжата в соляные массивы окружающих куполов (см. фиг. 70, 71, 117).

Строение многих межкупольных депрессий на значительной глубине оказывается сложным. Соляные отроги, отходящие от соляных массивов куполов, обособляют в их пределах глубокие чаши (фиг. 113). В некоторых межкупольных депрессиях намечаются рудиментарные соляные купола (Журавлев, 1962а, 1963б). Наличие соляных отрогов и рудиментарных соляных куполов (фиг. 114) нередко определяет заложение сбросов в надсолевых отложениях, выполняющих межкупольные депрессии. Эти сбросы затухают на разной глубине, но иногда достигают дневной поверхности и находят отражение в современном рельефе (Журавлев, Соколова-Кочегарова, 1968).

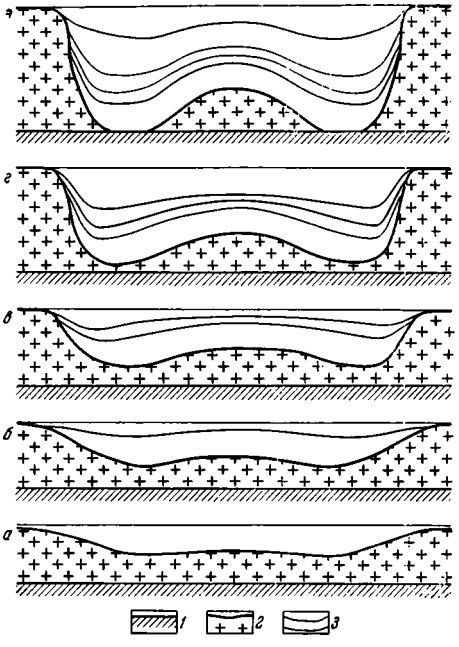
Наличие рудиментарных соляных куполов неоспоримо доказано во многих межкупольных депрессиях внутренних районов Прикаспийской впадины. В частности, на междуречье Урала и Волги они выявлены в Порт-Артурской, Болганмолинской и Сайкудукско-Антоновской меж-

купольных депрессиях (Волож, Камарянский, 1964). Большинство рудиментарных соляных куполов внутренних районов Прикаспийской впадины затухает в различных горизонтах мезозоя. Разновременность полного или почти полного прекращения развития этих куполов определяется их приуроченностью к разным межкупольным депрессиям, которым присущи частные отличия внутреннего строения и истории формирования.

Рудиментарные соляные купола во внутренних районах Прикаспийской впадины тяготеют к тем участкам обширных межкупольных депрессий, которые были максимально удалены от первичных поднятий кровли соли, возникших в начале пластического перераспределения соленосных толщ. При значительной первоначальной мощности этих толщ первичные поднятия кровли соли быстро преобразовывались в массивы растущих соляных куполов (фиг. 115, *а, б*). Соответственно быстро понижался уровень залегания кровли соленосных толщ на окружавших эти массивы пространствах, а в удалении от них намечались участки относительно приподнятого положения кровли соли — ее остаточные поднятия (фиг. 115, *б, в*). По мере их заложения соль начала перемещаться не только к соляным массивам куполов, но и к этим остаточным поднятиям, которые воздымались слабее, чем соляные массивы куполов, и определили положение рудиментарных соляных куполов (фиг. 115, *г, д*).

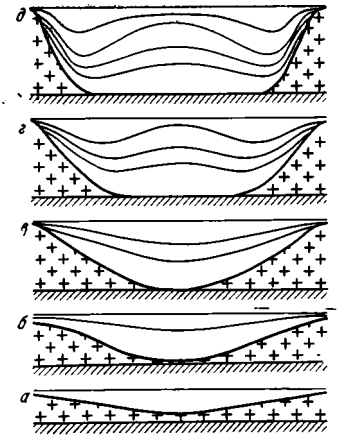
В некоторых сквозных межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины, преимущественно по ее окраинам, где первоначальная мощность соленосных толщ была относительно небольшой, имеются локальные положительные структуры другого типа — обращенные межкупольные поднятия. Наличие таких поднятий доказано сейсморазведкой МРНП и, отчасти, бурением на восточной окраине Прикаспийской впадины (Бейсенов, 1964; Авров и др., 1969; Журавлев, 1969б).

Если рудиментарные соляные купола — глубокие, непрорванные, слабоактивные соляные структуры, затухающие вверх по разрезу, что в от-



Фиг. 115. Стадии развития (*а — д*) рудиментарных соляных куполов Прикаспийской впадины

1 — подсолевое ложе;
2 — соль и ее верхняя граница;
3 — надсолевые отложения



Фиг. 116. Стадии развития (*а — д*) обращенных межкупольных поднятий Прикаспийской впадины

Условные обозначения см. рис. 115

личие от них, обращенные межкупольные поднятия являются пассивными и бескорневыми, лишенными пластичных соленосных толщ и затухающими вниз по разрезу. Поэтому проводимое иногда отождествление этих структур (Эвентов, Соколин, 1966, стр. 85) явно ошибочно.

Обращенные межкупольные поднятия приурочены к тем частям межкупольных депрессий, где наиболее древние надсолевые слои имеют наибольшую мощность и фиксируют положение первичных участков прогибания этих депрессий. В начальную стадию пластического перераспределения соли межкупольные депрессии являлись просто построенными впадинами с наибольшей амплитудой прогибания в тех участках, откуда начался отток соли в сторону будущих соляных массивов куполов (фиг. 116, *а*). В процессе продолжавшегося движения соляных масс и одновременного с ним накопления надсолевых отложений последние последовательно погружались, занимая место уходящей соли (фиг. 116, *б*). Это неизбежно привело к тому, что в пределах первичных участков прогибания межкупольных депрессий выполняющие их надсолевые отложения легли на оставшиеся на месте непластичные слои соленосной толщи или непосредственно на подсолевое ложе. С этого времени соляная прослойка уже не разделяла над- и подсолевые слои, и в пределах упомянутых участков они стали вести себя как единый жесткий комплекс (фиг. 116, *в*).

Дальнейший отток соли к формировавшимся соляным куполам мог идти лишь с участков, приближенных к ним и ранее прогибавшимся слабее. Именно в таких участках межкупольных депрессий заложились компенсационные мульды, сопряженные с соляными куполами (фиг. 116, *г*). Пространственное положение таких мульд определило контуры боковых ограничений соляных массивов куполов, которые во время активного прогибания этих мульд воздымались наиболее интенсивно. При этом слои, выполняющие упомянутые сопряженные компенсационные мульды, последовательно погружались, причем на определенном и разном для каждой компенсационной мульды этапе глубина их залегания превысила глубину их залегания в остающихся стабильными участках первичного прогибания межкупольных депрессий. Именно тогда в пределах последних начали формироваться обращенные поднятия (фиг. 116, *д*).

Основным критерием, определяющим возможность заложения и развития обращенных межкупольных поднятий, является относительно небольшая первоначальная мощность пластичных соленосных толщ и обусловленный ею замедленный переход от преимущественно горизонтального (фиг. 116, *а — в*) к преобладающе вертикальному (фиг. 116 *г, д*) их перераспределению. Поэтому обращенные поднятия более типичны для межкупольных депрессий окраин Прикаспийской впадины, тогда как в межкупольных депрессиях ее внутренних районов преимущественно распространены рудиментарные соляные купола.

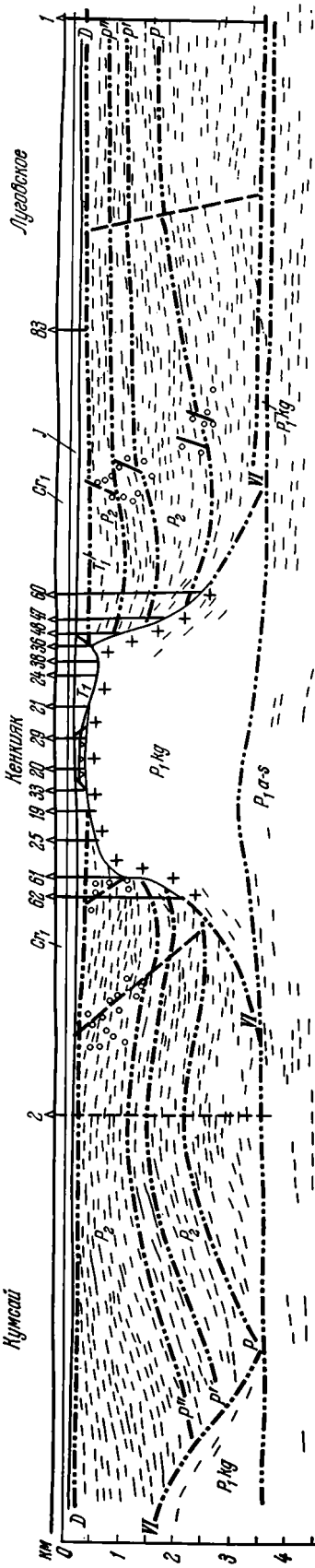
Развитие взаимосвязанной системы структур: соляной купол→сопряженная компенсационная мульда → обращенное межкупольное поднятие неразрывно связано с развитием смежных подобных систем, но не является одновременным. В результате разновременного перетока соли компенсационные мульды заполнялись разными надсолевыми отложениями. Поэтому и обращенные межкупольные поднятия проявляются по разным горизонтам надсолевых отложений. Так, например, на восточной окраине Прикаспийской впадины обращенное поднятие Кумсай, смежное с соляным куполом Кенкияк, в основном сложено нижними слоями верхнепермских отложений и было сформировано в конце казанского или в начале татарского века, тогда как поднятие Луговское, также смежное с тем же куполом, в это время только наметилось, а окончательно определилось лишь в конце поздней перми (фиг. 117).

Компенсационные мульды по отношению к соляным массивам купо-

лов могут быть разделены на сопряженные и вдавленные. Сопряженные компенсационные мульды прислонены к склонам соляных массивов куполов, а вдавленные — вписываются в контуры вершин соляных массивов наиболее крупных куполов Прикаспийской впадины.

Сопряженные компенсационные мульды, как правило, вписываются в контуры локальных минимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам. Они обычно приурочены к крутым склонам соляных массивов куполов и отделены от крыльев куполов флексурами или сбросами, а от межкупольных депрессий — заметным флексурообразным или плавным перегибом надсолевых отложений. В отличие от погребенных сопряженных компенсационных мульд восточной окраины Прикаспийской впадины, выполненных отложениями верхней перми, аналогичные им мульды во внутренних ее районах закладывались и формировались в период накопления отложений юрско-палеогенового структурного этажа.

На обзорных геологических картах Прикаспийской впадины основной фон создают отложения, развитые на поверхности в межкупольных депрессиях и занимающие по сравнению с обнаженными на соляных куполах неизмеримо бо́льшую площадь. Поэтому на картах со снятыми доверхнеплиоценовыми отложениями в пределах междуречья Урала и Волги преобладает оранжевая гамма тонов, свойственных отложениям палеогена. К востоку, за пра-



Фиг. 117. Субмеридиональный геолого-геофизический профиль 4-МРНП через купол Кенкияк и обращенные межкупольные поднятия Кумсай и Луговское (по В. П. Аврову и др., 1969)

1 — основные отражающие горизонты, отвечающие: *VI* — кровле кунгура, P — верхней части казанского яруса (проходящий близ его кровли), P′ — нижней части татарского яруса (проходящий близ его подошвы), P″ — средней части татарского яруса, D — подошве триаса; *2* — отражающие площадки и горизонты; *3* — углы дифракции; *4* — сбросы, по данным сейсморазведки; *5* — скважины; *6* — соль; *7* — породы кепрока.
Индексами обозначены отложения: P_1a—s — нижнепермские (артинские и сакмарские), P_1kg — нижнепермские (кунгурские), P_2 — верхнепермские, T_1 — нижнетриасовые, J — юрские, Cr_1 — нижнемеловые

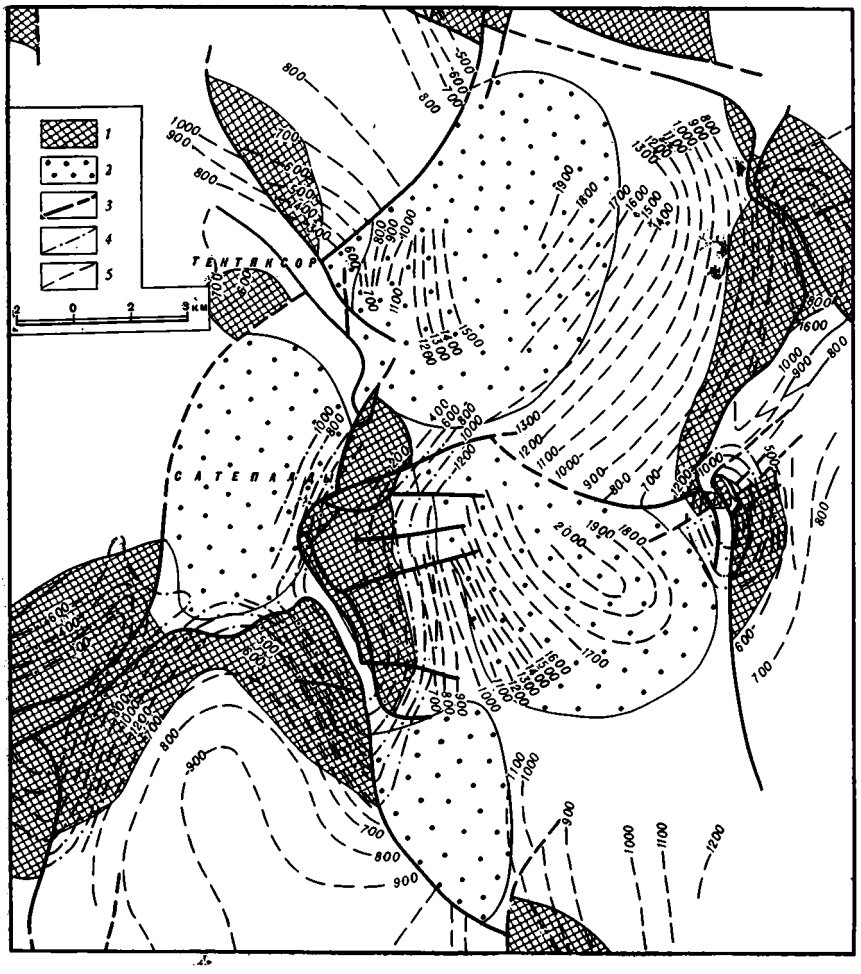
вой протокой р. Урал — р. Кушум, она сменяется светло-зеленой гаммой тонов, присущих отложениям сенона, распространенным в межкупольных депрессиях не только в восточной части Прикаспийской низменности, но и на западе Подуральского плато. Восточнее, в бассейне р. Большой Хобды, к востоку от правого притока р. Уил — р. Киил, в верхнем течении р. Сагиз и в среднем течении р. Эмбы в межкупольных депрессиях появляется темно-зеленая гамма тонов, свойственная нижнемеловым отложениям. Наконец, еще восточнее, в бассейне среднего и верхнего течения р. Илек, в глубоких врезах эрозионных долин широко распространена синяя и фиолетовая гамма тонов, свидетельствующая о распространении отложений юры и триаса.

На фоне этой последовательной смены соответствующих отложений отчетливо выделяются сопряженные компенсационные мульды, сопровождающие соляные купола. Именно в них появляются несвойственные данной «полосе» более молодые отложения (обычно характерные для предыдущей, более юго-западной полосы). Например, в полосе преимущественного развития пород сенона резко очерченные сопряженные компенсационные мульды, выполненные отложениями палеогена, сопровождают соляные купола Тентяксор и Сатепалды. Отложения неокома, прослеживающиеся в сводах упомянутых куполов, к центральным частям этих мульд погружаются не менее чем на 2 *км* (фиг. 118).

Заложение, развитие и прекращение формирования сопряженных компенсационных мульд не было и не могло быть одновременным на всей территории Прикаспийской впадины. На ее восточной окраине они заложились и в основном закончили свое развитие в позднепермское время. Во внутренних районах Прикаспийской впадины они формировались значительно позднее, в мезозое и палеогене, причем тем позже, чем большей была первоначальная мощность способных к пластическому перераспределению соленосных толщ. При их значительной мощности растущие соляные массивы куполов позднее принимали подток соли исключительно из непосредственно прилегающих к ним частей межкупольных депрессий. Между тем именно из-за этого «ближнего» подтока, как было отмечено при анализе формирования обращенных межкупольных поднятий, могли возникать и активно формироваться сопряженные компенсационные мульды.

К другому типу компенсационных мульд относятся вдавленные [1]. Основным критерием, определяющим возможность их заложения, по-видимому, является достаточно большая площадь верхнего сечения тех соляных массивов куполов, к которым они приурочены. По мере развития этих активных негативных структур, обусловленного пластическим перераспределением соли, выстилающие их слои (по времени накопления отвечающие начальному этапу формирования этих мульд) опускались на все бóльшую, иногда весьма значительную глубину. При этом мульды заполнялись отложениями, мощность которых по сравнению с синхронными им породами, развитыми на смежных территориях, аномально велика. Из-за наличия таких мульд соляные массивы вмещающих их ку-

[1] Применяемый нами (Волчегурский, Журавлев, 1965; Журавлев, 1966а, б; Shurawlew, 1967) для их определения термин известен в отечественной геологической литературе. Вдавленными мульдами на Керченском полуострове называются приуроченные к сводам крупных антиклиналей, сложенных майкопскими глинами, небольшие синклинали, выполненные отложениями от чокракского горизонта среднего миоцена до куяльницкого горизонта нижнего плиоцена и содержащие мощные (до 40—60 *м*) залежи киммерийских железных руд (Архангельский и др., 1930; Аляев, 1947; Лычагин, 1952; Маймин, 1957; Шнюков, Науменко, 1964, 1966). Особенности структурного положения этих синклиналей впервые отмечены Н. И. Андрусовым (1893), который назвал их вставными. Их образование объясняется компенсационным прогибанием сводов вмещающих антиклиналей, обусловленным действием грязевого вулканизма.



Фиг. 118. Структурная схема района соляных куполов Тентяксор и Сатепалды (с учетом данных треста Казахстаннефтегеофизика)

1 — своды соляных куполов (оконтурены по границе между отложениями турона и сенона);

2 — сопряженные компенсационные мульды (оконтурены по границе между отложениями сенона и датского яруса);

3 — сбросы;

4 — сейсмоизогипсы по кровле соли, проведенные через 100 *м*;

5 — сейсмоизогипсы по подошве неокома, проведенные через 100 *м*

полов в верхних сечениях (в плане) приобрели форму кольца, подковы или сходящихся дуг, обращенных к мульдам. Соляные стенки, ограничивающие вдавленные компенсационные мульды, по сравнению с внешними склонами соляных массивов куполов обычно более круты, и к ним примыкают отложения, выполняющие упомянутые мульды.

Вдавленным компенсационным мульдам обычно, но не всегда отвечают замкнутые изоаномалы, оконтуривающие площади с относительно повышенными значениями силы тяжести, которые обособляются внутри локальных гравитационных минимумов, отвечающих соляным куполам. Помимо этого, наличие вдавленных компенсационных мульд может быть определено по геоморфологическим признакам: многим из них в современном рельефе отвечают соляные озера, периодически или постоянно

заполненные водой, или озеровидные западины — соры (Журавлев, 1968а).

Вдавленные компенсационные мульды чаще осложняют соляные массивы куполов западной, бóльшей по площади и наиболее прогнутой части Прикаспийской впадины. Там они известны на соляных куполах Индер, Санкебай-Круглый, Челкар, Новобогатинск-Сугур, Кшил-Соркабак, Бектеньоба-Барханный, Акмай-Айсамечеть, Казталовка-Южная Таболга, Данилка-Болдырев, Эльтон, Баскунчак, Азгир и Худайберген-Бисчохо. В восточной части Прикаспийской впадины, на Подуральском плато, единственная вдавленная компенсационная мульда выявлена на соляном куполе Тамдыкуль, расположенном в бассейне р. Уил ниже устья р. Аще-Уил (фиг. 119).

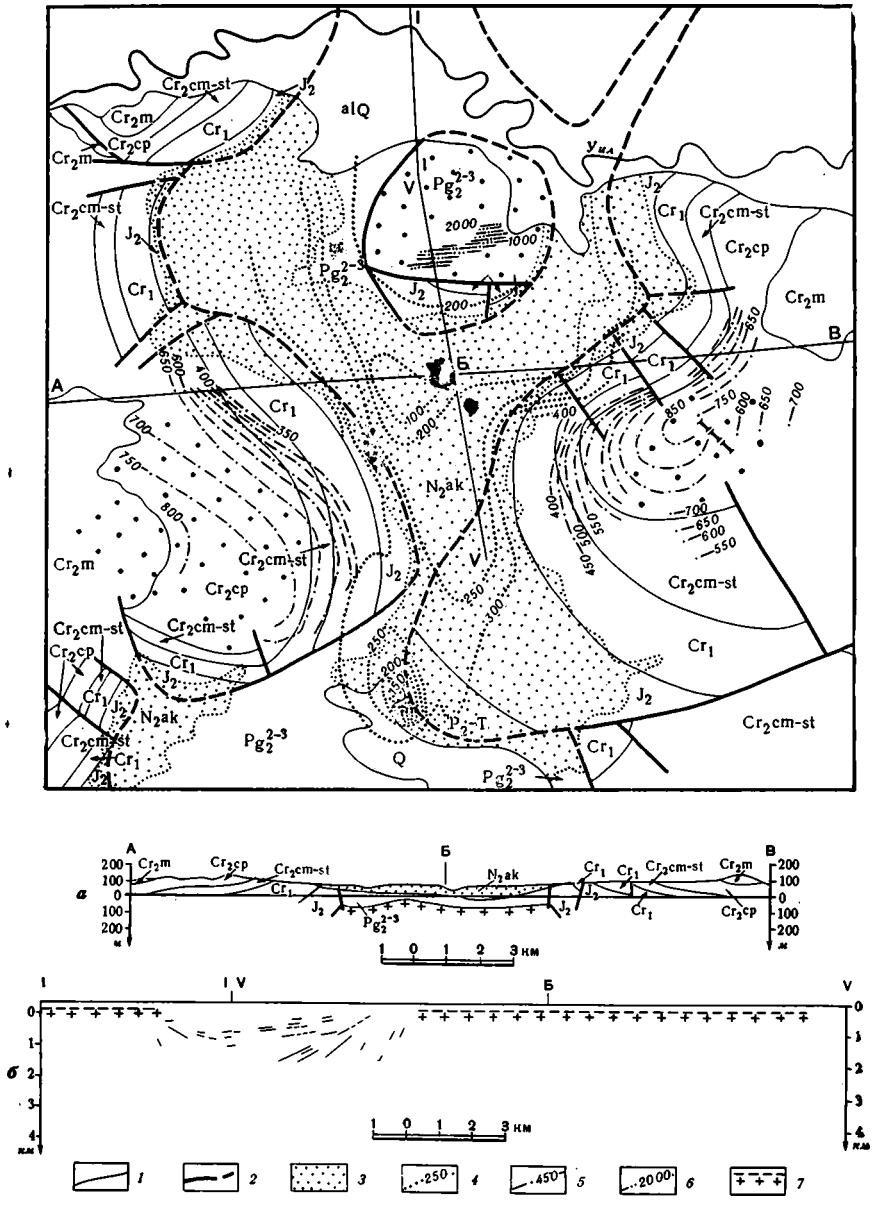
Формирование этих компенсационных мульд не было одновременным. Так, например, вдавленная мульда купола Тамдыкуль активно прогибалась в мезозое, а в палеогене уже прекратила свое развитие. Напротив, Тукбайская вдавленная компенсационная мульда купола Бектеньоба-Барханный, расположенного непосредственно к западу от оз. Индер на правобережье р. Урал, максимальное прогибание испытала в палеогене (фиг. 120). Пробуренная в ее центральной части скв. П-24 вскрыла уникальный по полноте и мощности разрез отложений палеогена и вошла в породы датского яруса лишь на глубине —3946 *м*. В этой скважине мощность отложений палеоцена равна 261 *м*, эоцена — 1460 *м*, майкопской свиты — 1512 *м* (нижнего олигоцена — 277 *м*, среднего олигоцена — 521 *м*, нижнего миоцена — 714 *м*), среднего и верхнего миоцена — 304 *м* (Васильев и др., 1968, 1969) и по сравнению с мощностью синхронных отложений в межкупольных депрессиях и компенсационных мульдах центральных районов междуречья Урала и Волги (Грачев, 1968) является аномально большой.

Характерно, что Тукбайская вдавленная компенсационная мульда продолжала, хотя и замедленно, прогибаться и в акчагыле. Отложения акчагыла на краях обоих вершин соляного массива купола Бектеньоба-Барханный наклонены в сторону мульды под углами до 25—30°, причем в ее центральной части глубина залегания их подошвы достигает 400 *м*. Между тем непосредственно на обоих вершинах соляного массива этого купола залегают отложения апшерона, подошва которых прослеживается на глубине 220—250 *м*. Мощность и характер залегания отложений апшерона и четвертичных отложений на всей площади соляного купола Бектеньоба-Берханный существенных изменений не претерпевают (Журавлев, 1968а).

Несравненно более интенсивно в позднеплиоценово-четвертичное время формировалась Жалтырская вдавленная компенсационная мульда купола Новобогатинск-Сугур, тяготеющего к низовьям р. Урал (фиг. 121). В наиболее погруженной ее части, приближенной к вершине Сугур этого купола, глубина залегания подошвы бакинских отложений достигает — 500 *м*, подошвы апшерона — 1800 *м*, подошвы акчагыла — 3500 *м* и в шесть раз превышает глубину залегания синхронных им отложений над соляными куполами и межкупольными депрессиями междуречья Урала и Волги (Авров, Гончаренко и др., 1965; Журавлев, 1968а).

Соизмеримое по амплитуде прогибание в четвертичное время испытала и вдавленная компенсационная мульда купола Индер, которой на местности отвечает одноименное соляное озеро. На глубине около 400 *м* в пределах этого озера еще прослеживаются бакинские отложения, причем выше по разрезу имеются четыре горизонта самосадочной соли мощностью 1, 10, 1,5 и 36 *м* (наиболее мощный из них является верхним и выстилает поверхность озера), разделенные пачками озерных глин мощностью 154, 173,5 и 29 *м* (Журавлев, 1968а).

Вдавленной компенсационной мульде, осложняющей вершину соляно-



Фиг. 119. Геологическая карта соляного купола Тамдыкуль

1 — геологические границы;

2 — сбросы на поверхности и погребенные под отложениями акчагыла и четвертичными;

3 — площадь распространения отложений акчагыла, в основном приуроченных к экранированной мульде оседания;

4—6 — стратоизогипсы:

4 — по кровле соляного массива купола,

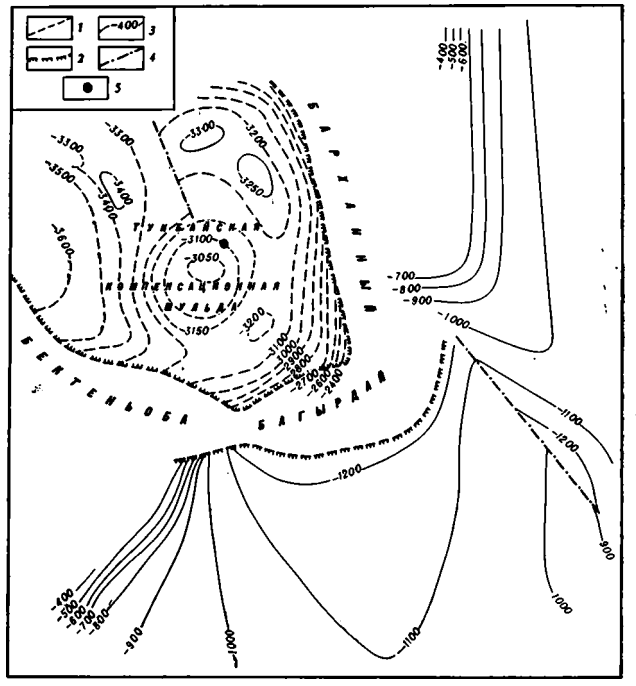
5 — по подошве неокома,

6 — по отражающему горизонту *г*;

7 — кровля соли (на профилях).

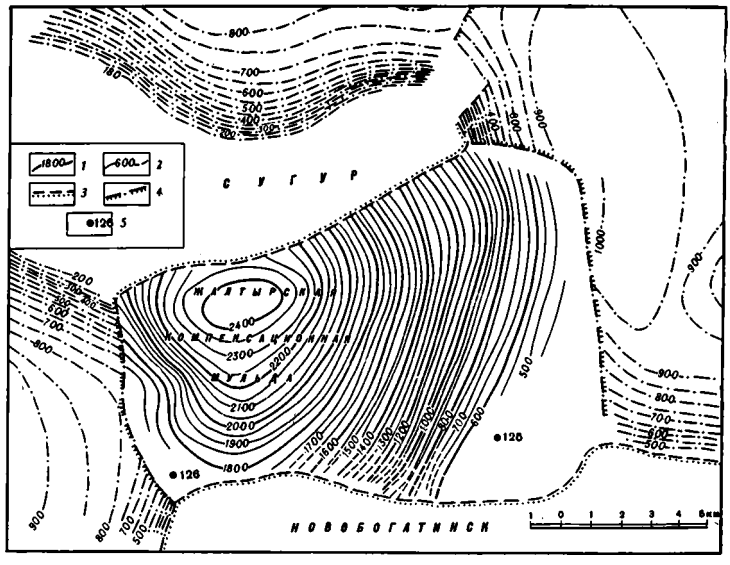
Редким черным крапом выделены компенсационные мульды: сопряженные (к западу и востоку от соляного массива купола) и вдавленная (в северной части соляного массива купола). *АБВ* — субширотный геологический профиль (*а*); *I—I*, *V—V* — субмеридиональный сейсмический профиль (*б*).

Индексами обозначены: P_2—T — верхняя пермь и триас, J_2 — средняя юра, Cr_1 — нижний мел, Cr_2cm—st — сеноман — сантон, Cr_2cp — кампан, Cr_2m — маастрихт, Pg_2^{2-3} — средний и верхний эоцен, N_2ak — акчагыл, alQ — четвертичные аллювиальные отложения



Фиг. 120. Структурная карта Тукбайской вдавленной компенсационной мульды купола Бектеньоба-Барханный (по данным треста Казахстаннефтегеофизика)

1 — сейсмоизогипсы по отражающему горизонту, приуроченному к нижней части отложений палеогена;
2 — зоны потери корреляции (контуры крутых склонов соляного массива купола);
3 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома);
4 — проекции пересечения сбросов с отражающими горизонтами;
5 — скважина П-24



Фиг. 121. Структурная карта Жалтырской вдавленной компенсационной мульды купола Новобогатинск-Сугур (по данным треста Казахстаннефтегеофизика)

1 — сейсмоизогипсы по горизонту *а*, приуроченному к отложениям апшерона;
2 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома);
3 — зоны потери корреляции (контуры крутых склонов соляного массива купола);
4 — сбросы по данным сейсморазведки;
5 — скважины

го массива купола-гиганта Баскунчак, на местности также отвечает одноименное соляное озеро. Мощность его озерных отложений, по данным электроразведки, составляет не менее 600 *м*, причем в известной части их разреза (до глубины 257,25 *м*) имеются три горизонта самосадочной соли: первый (12—13 *м*), второй (от 3,23 до 23,15 *м*) и третий (свыше 208 *м*), содержащий прослои черного ила. Вышележащие горизонты разделены глинистыми пачками: третий и второй — пачкой мощностью 10,83—25,68 *м*, второй и первый — пачкой мощностью 10—25 *м* (Семихатов, 1933; Бахвалова, 1940).

Об интенсивном прогибании котловины оз. Баскунчак свидетельствует присутствие в одной из скважин, пройденных в его северо-восточной части, бакинских глин мощностью до 111 *м*, с углами наклона, увеличивающимися к забою от 45 до 85°. Характерно, что на горе Большое Богдо, поднимающейся над берегом озера (абсолютная отметка ее вершины 152 *м*, а поверхности озера — 21 *м*), отложения апшерона прослеживаются до высоты 110 *м* (Православлев, 1908).

Во вдавленной компенсационной мульде расположенного севернее соляного купола-гиганта Эльтон, как и в двух ранее рассмотренных мульдах, лежит соляное озеро. В его пределах под слоем рапы прослеживается горизонт самосадочной соли, мощность которого у северо-восточного берега достигает 18,25 *м*. Ниже лежит пачка глин (до 26,9 *м*), а затем полностью не пройденный горизонт самосадочной соли (свыше 57,2 *м*), вскрытый скважиной в интервале 43,5—100,76 *м* (Г. Васильев, 1955).

Таким образом, некоторые из вдавленных компенсационных мульд Прикаспийской впадины остались активными негативными структурами и в новейшее время. Отдельные из них уникальны по глубине и скорости прогибания, причем в Тукбайской мульде купола Бектеньоба-Барханный подошва палеогена, а в Жалтырской мульде купола Новобогатинск-Сугур подошва акчагыла опущены почти до половины общей высоты соляных массивов упомянутых куполов.

Мульды оседания по положению относительно вершин соляных массивов куполов могут быть разделены на экранированные и наложенные. Экранированные мульды оседания от вершин соляных массивов отделены надсолевыми отложениями, слагающими своды соляных куполов. Наложенные мульды оседания развиты непосредственно на вершинах соляных массивов куполов.

Мульды оседания прослеживаются на куполах с плосковерхими или, чаще, со слабо вогнутыми вершинами соляных массивов. В последнем случае их контуры определяются положением невысоких обрамляющих соляных гребней, обособляющихся по периферии почти плоских вершин соляных массивов куполов. Эти гребни возникли при продолжавшемся подтоке соли из межкупольных депрессий, окружавших соляные массивы куполов.

Ведущими процессами при образовании мульд оседания были процессы подземного выщелачивания соли. Они вступали в действие тогда, когда растущие соляные массивы куполов достигали уровня активных водоносных горизонтов и подземные воды начинали «слизывать» их вершины. Дополнительная нагрузка на кровлю соляных массивов, возраставшая по мере образования кепроков и, отчасти, в связи с накоплением слоев, выполняющих мульды оседания, постепенно усиливала пластическое перераспределение соли в верхних частях соляных массивов куполов и обусловливала продолжение процесса формирования мульд оседания.

Большинство мезозойско-кайнозойских («дизъюнктивных») мульд Актюбинского Приуралья, тяготеющих к бассейну р. Илек (Руженцев, 1930, 1936; Яншин, 1932, 1938; Климов, 1935; Косыгин 1940в; Водорезов, Яншин, 1947; Хоментовский, 1953, 1959; Журавлев, 1960б) является мульдами оседания. Об этом свидетельствует их приуроченность к выходам

гипсов кунгура в ядрах и, иногда, на крыльях антиклиналей Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. На южном выклинивании этой полосы, в верховьях р. Илек, упомянутые антиклинали подставляются протяженными краевыми соляными валами восточной окраины Прикаспийской впадины, над которыми также развиты мульды оседания.

Мульды оседания в бассейне р. Илек являются преимущественно наложенными, непосредственно перекрывающими породы кунгура. Однако не исключено, что некоторые из них окажутся экранированными, отделенными от соляных ядер антиклиналей и краевых соляных валов верхнепермскими отложениями. Лишь часть из них возникла в позднем триасе (Вознесенская, Приилекская и др.), но большинство заложилось в юре (Джусинская, Гавриловская, Драгомировская, Западно-Актюбинская, Биштамакская, Алгинская, Булакская, Подгорненская, Дворянская, Грязнушкинская, Новопокровская и др.). Многие из них продолжали интенсивно прогибаться в мелу, палеогене и даже в неогене (Новоукраинская, Харьковская).

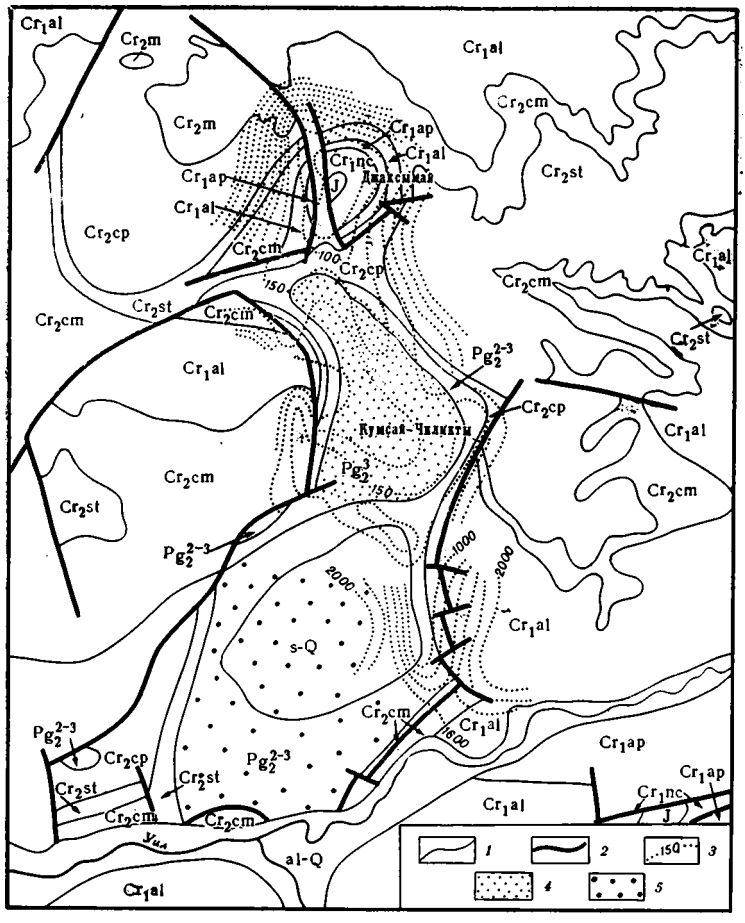
В отличие от мульд оседания Актюбинского Приуралья все мульды оседания внутренних районов Прикаспийской впадины по времени заложения являются более молодыми. Они обычно выполнены верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, реже — отложениями миоцена и палеогена.

Мульды оседания, за редкими исключениями, встречаются во вполне определенных районах Прикаспийской впадины. На востоке их группа приурочена к линейной цепочке соляных куполов, которая на левобережье р. Эмбы фиксирует положение погребенного Чиркалинского разлома (Журавлев, Волчегурский, 1965). Здесь экранированные мульды оседания обнаружены над сводами куполов Мастегат, Чиркала и Утыбай, причем мульда оседания на первом куполе выполнена континентальными отложениями плиоцена, на втором — красно-бурыми суглинками, по-видимому, миоценового возраста, а на третьем куполе — отложениями эоцена (Журавлев, 1966б).

Вторым районом сосредоточения мульд оседания является междуречье Малой и Большой Хобды, через которое, по-видимому, проходит Акбулакский погребенный разлом, продолжающий на юг, в глубь Прикаспийской впадины, основной из разломов западного ограничения Предуральского краевого прогиба. Соляные купола здесь группируются в меридионально ориентированные системы, причем на некоторых из них, в частности на куполах Торткуль и Каратау, выделяются экранированные мульды оседания, заполненные отложениями палеогена (включая пески верхнего эоцена).

Между упомянутыми районами сосредоточения мульд оседания, в верховьях р. Уил по ее левобережью, известна Кумсай-Чиликтинская мульда оседания, обособляющаяся к югу от купола Джаксымай. Этот соляной купол расположен над северной вершиной меридионально вытянутого соляного массива. На южном продолжении последнего простирается Кумсай-Чиликтинская наложенная мульда оседания. Наиболее погруженная ее часть выполнена отложениями палеогена, которые, судя по незначительной глубине залегания вершины этого соляного массива (150—200 *м*), лежат непосредственно на соли. Вдоль ее бортов, определенных сбросами и, реже, крутыми флексурами, локализуются наиболее приподнятые участки вершины соляного массива — обрамляющие ее соляные гребни (фиг. 122).

Третий район сосредоточения мульд оседания совпадает с северо-восточным обрамлением наложенной верхнеплиоценово-четвертичной Атрауской синеклизы, вписывающейся в контуры Прикаспийской низменности. Здесь мульды оседания обнаружены над сводами соляных куполов



Фиг. 122. Геологическая карта соляного купола Кумсай-Чиликты

1 — геологические границы; *2* — сбросы; *3* — сейсмоизогипсы по кровле соли, проведенные через 50—100 *м*; *4* — площадь распространения песков верхнего эоцена, вписывающаяся в контуры наложенной мульды оседания; *5* — компенсационная мульда, сопряженная с соляным куполом Кумсай-Чиликты.

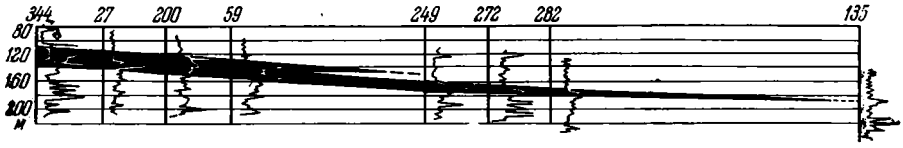
Индексами обозначены: J — юра, Cr_1nc — неоком, Cr_1ap — апт, Cr_1al — альб, Cr_2cm — сеноман, Cr_2st — сантон, Cr_2cp — кампан, Cr_2m — маастрихт, Pg_2^{2-3} — средний и верхний эоцен, Pg_2^3 — верхний эоцен, s-Q — четвертичные эоловые, al-Q — четвертичные аллювиальные отложения

южного склона Общего Сырта (Востряков, 1960, 1963), Зауральского Сырта и его западного склона (Журавлев, 1960б; Журавлев и др., 1959). Одни из них являются экранированными (мульды оседания на куполах Замареновский, Январцевский, Буденновский, Тюбекудук, на поднятии Северный Чингис купола Чингис, на куполе Майлисай и др.), другие — наложенными (мульды оседания на куполах Туксай, Тамдыкуль и др.).

Размеры этих мульд различны: от воронок выполнения, диаметр которых не превышает 2—3 *км* (мульды оседания на куполе Туксай западнее одноименного поселка и на куполе Тюбекудук по левобережью р. Киил) до обширных плоских понижений, достигающих 20 *км* в максимальном сечении (мульда оседания на куполе Тамдыкуль). Время заложения и активного развития этих мульд было разным. Мульда оседания на куполе Тамдыкуль (см. фиг. 119) заложилась в палеогене, активно развивалась в акчагыле и продолжала прогибаться в четвертич-

ное время. Мульда оседания, расположенная в западной части купола Январцевский, выполнена континентальными образованиями (до 123 *м*), по-видимому, относящимися к верхнему миоцену, и погребена под морскими отложениями акчагыла. Мульда оседания, выявленная в восточной части купола Туксай, заполнена морскими отложениями акчагыла, мощность которых достигает 100 *м* и более, но к ее периферии сокращается до 30—50 *м*. Наконец, мульды оседания на куполах Чингис и Майлисай заложились в апшероне и продолжали свое развитие в четвертичное время.

Четвертым районом (вернее, уже территорией) сосредоточения мульд оседания является Прикаспийская низменность. Некоторые из ее мульд оседания по времени заложения доакчагыльские, но большинство заложилось именно в акчагыле и относится к типу экранированных. Поэтому установить их присутствие обычно удается лишь по аномально возрастающей мощности отложений акчагыла над сводами соляных куполов (в частности, в промысловом районе Южной Эмбы — над сводами соляных куполов Карабатан, Куттубай, Сагиз, Туктубай и др.).



Фиг. 123. Корреляция разрезов угленосных слоев средней юры (выделены черным) между скв. 344—135 на южном крыле купола Шубаркудук (по А. И. Егорову, 1944)

Сопоставляя мульды оседания Прикаспийской впадины и Актюбинского Приуралья, необходимо отметить, что последние отличаются закономерно выдержанным простиранием и более древним заложением. Наиболее древними отложениями, развитыми в мульдах оседания Прикаспийской впадины, являются породы палеогена, а в мульдах оседания Актюбинского Приуралья — породы верхнего триаса и юры. Прямых указаний на наличие мезозойских мульд оседания над куполами Прикаспийской впадины нет. Однако на сводах ее некоторых соляных куполов мощность юрских отложений аномально возрастает, а угленосные пачки по направлению к крыльям куполов расщепляются и выклиниваются; так, по данным А. И. Егорова (1944), ведут себя угольные пласты на южном крыле купола Шубаркудук между скважинами 344 и 135 (фиг. 123). Возможно, что это может служить косвенным указанием на наличие следов мульд оседания, синхронных по времени заложения мульдам оседания Актюбинского Приуралья, но быстро прекративших свое развитие и не отразившихся в современной структуре надсолевых слоев.

Заканчивая рассмотрение локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины, необходимо особо подчеркнуть, что они отчетливо подразделяются на первичные (межкупольные депрессии) и вторичные (компенсационные мульды и мульды оседания). При этом мульды оседания по отношению к компенсационным, как правило, имеют более позднее заложение.

Выяснение истории формирования межкупольных депрессий, занимающих бóльшую часть общей площади Прикаспийской впадины, необходимо для понимания причин заложения и развития положительных структур, им подчиненных (рудиментарных соляных куполов и обращенных межкупольных поднятий) или им равновесных (нормально развитых соляных куполов). Изучение межкупольных депрессий и компенсационных мульд важно для понимания сути процессов соляной текто-

ники. Лишь недостаточной осведомленностью можно объяснить до сих пор еще встречающееся в литературе утверждение, что в областях, охваченных соляной тектоникой, «...компенсационные прогибы возле соляных куполов, а также остаточные поднятия отсутствуют» (Китык, 1966, стр. 18).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАННЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ В СЕВЕРОМОРСКОЙ ВПАДИНЕ

Среди локальных положительных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской впадине, принято различать соляные подушки и соляные диапиры, фиксирующие определенные стадии галокинеза [1].

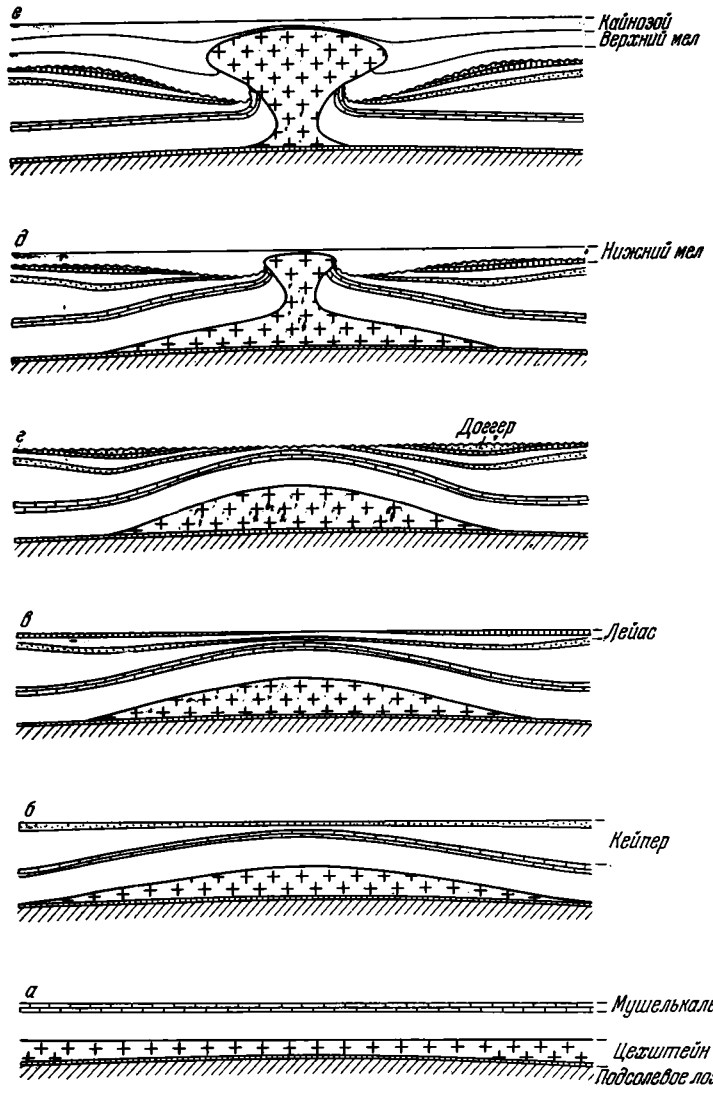
В начальные стадии пластического перераспределения соленосных отложений, при их боковой — горизонтальной миграции формировались соляные подушки. Это перераспределение при определенных условиях приводило к подъему надсолевых пород формирующимися соляными телами, которые в сечении первоначально имели форму часовых стекол, но затем постепенно преобразовывались в обычно почти симметричные плоско-выпуклые соляные выступы (фиг. 124). Такие соляные подушки, мощность соли в которых из-за ее аккумуляции превышает первоначальную, Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957) предлагал отличать от линзовидных соляных останцов и соляных линз. Линзовидные соляные останцы образовывались при оттоке или выщелачивании соли из окружавших эти тела площадей, причем в пределах останцов мощность соли либо равна, либо меньше первоначальной. Соляные линзы являются осадочными образованиями и как по мощности, так и по характеру выклинивания отвечают соотношениям, определившимся еще при осадконакоплении.

При продолжавшемся поступлении соли в соляные подушки выпуклость кровли и крутизна их краев возрастали, а в надсолевых слоях возникали разрывы, обусловленные растяжением. При переходе определенного и частного для каждой соляной подушки потенциального порога соль, используя участки, ослабленные разрывами, внедрялась в надсолевые породы, слагая соляные диапиры. Таким образом, если в стадию образования соляных подушек ведущую роль играла горизонтальная миграция соли, то в стадию диапиров преобладала вертикальная миграция. Соответственно, объем соляных подушек, служивших основанием поднимавшихся диапиров и поставлявших в них соль, сокращался (фиг. 124).

В стадию образования соляных подушек, при горизонтальной миграции соли, между соляными подушками закладывались первичные краевые впадины — седиментационные чаши, объем надсолевых слоев в которых отвечает объему соли, ушедшей в соляные подушки. Для первичных краевых впадин характерно уменьшение мощности выполняющих их надсолевых отложений по направлению к соляным подушкам и постоянное смещение участков их максимального прогибания в том же направлении (обусловленное постепенным выпячиванием соляных подушек).

В стадию образования соляных диапиров, при преобладающей вертикальной миграции соли, закладывались вторичные краевые впадины, компенсирующие объем соли, ушедшей в диапиры, и сопряженные с этими диапирами. Для вторичных краевых впадин характерна асимметрич-

[1] Немецкие геологи, вслед за Ф. Трусгеймом (Trusheim, 1957, 1960), под галокинезом понимают всю совокупность процессов, причинно связанных с самостоятельным изостатическим движением соли. Этот термин соответствует принятому нами термину «соляная тектоника».



Фиг. 124. Принципиальная схема развития соляного диапира (по F. Trusheim, 1960)

Этапы развития соляного диапира: *а* — конец мушелькалька, *б* — конец кейпера, *в* — конец лейаса, *г* — начало раннемеловой трансгрессии, *д* — конец раннемеловой трансгрессии, *е* — кайнозой.

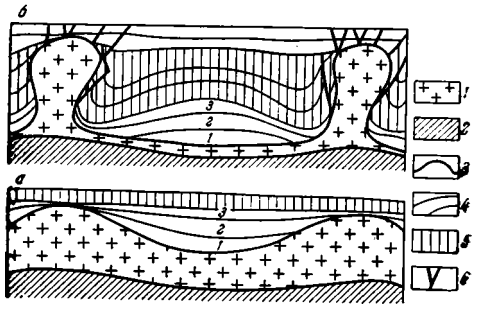
а, б — стадия образования соляных подушек; *в, г* — переходный этап от стадии образования соляных подушек к стадии образования соляных диапиров; *д, е* — стадия образования соляных диапиров

ность — увеличение мощности выполняющих их отложений по направлению к соляным диапирам.

При прогибании вторичных краевых впадин синхронные слои в них могли опуститься на глубины, превышающие уровень их залегания в центральных участках первичных краевых впадин. Поэтому между смежными соляными диапирами в надсолевых отложениях могли возникать пассивные положительные структуры, которым не отвечают поднятия кровли соли. Мощность нижней части надсолевых отложений, по времени накопления отвечающей стадии образования соляных подушек и первичных краевых впадин, в ядрах этих структур максимальная, а степень изгиба слоев уменьшается с глубиной. По предложению Ф. Трусгейма,

такие структуры принято называть структурами типа щита черепахи (фиг. 125).

Сопоставляя структуры, созданные соляной тектоникой в Североморской и Прикаспийской впадинах, можно считать, что соляные подушки соответствуют рудиментарным соляным куполам, соляные диапиры — нормально развитым соляным куполам, первичные краевые впадины — межкупольным депрессиям, вторичные краевые впадины — компенсационным мульдам, структуры типа щита черепахи — обращенным межкупольным поднятиям. Над некоторыми нормально развитыми соляными куполами (соляными диапирами) в обеих впадинах прослеживаются мульды оседания (Журавлев, 1966в). Для обеих впадин устанавливается не только подобие локальных структур, но и сходство образованных ими генетических рядов (Shurawlew, 1967). Это позволяет (исключительно для упрощения сравнительного анализа локальных структур, созданных соляной тектоникой) при необходимости применять для локальных структур Североморской впадины ту терминологию, которая была предложена нами для локальных структур Прикаспийской впадины.



Фиг. 125. Образование структур типа щита черепахи (по R. Meinhold, 1962)

а — конечный этап стадии образования соляных подушек, *б* — стадия образования соляных диапиров.
1 — подсолевое ложе; *2* — соль; *3* — граница соли; *4* — надсолевые слои, выполняющие первичную краевую впадину (в стадию образования соляных подушек) и слагающие структуры типа щита черепахи (в стадию образования соляных диапиров); *5* — надсолевые слои, выполняющие вторичные краевые впадины и развитые над вершинами структур типа щита черепахи; *6* — сбросы

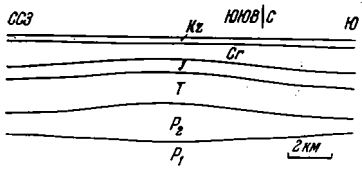
В связи со сравнительно (по отношению к Прикаспийской впадине) меньшей глубиной залегания подсолевого ложа, меньшей первоначальной мощностью соленосных толщ и меньшей мощностью надсолевых отложений в Североморской впадине рудиментарные соляные купола весьма многочисленны. Они, как и в Прикаспийской впадине, либо приурочены к областям приподнятого залегания подсолевого ложа, где соленосные фации замещаются сульфатными, либо встречаются в областях интенсивного проявления соляной тектоники между активно развивавшимися, но удаленными друг от друга соляными диапирами.

Примерами рудиментарных соляных куполов приподнятых частей Североморской впадины могут служить соляные подушки на северо-западе Польши (фиг. 126), на юге и востоке низменной части ГДР (Неетзов, Даргибель, Иккермюнде, Шпигельберг, Каров, Кракóв, Хинрихсхаген, Брусторф, Флит-Клаусхаген, Йоахимсталь, Ангермюнде и др.), на северо-востоке и юго-западе ФРГ (в частности, тяготеющие к Любекской бухте соляные подушки Цисмар и Нуссе), на низменных равнинах Нидерландов, а также в районах приподнятого залегания подсолевого ложа в Северном море. В качестве примеров рудиментарных соляных куполов, находящихся в зонах распространения нормально развитых соляных куполов, могут быть указаны соляная подушка Барриен близ купола Тедингхаузен на р. Везер, ниже устья р. Аллер (фиг. 127), и соляные подушки районов погруженного залегания подсолевого ложа в Северном море.

Соляные диапиры Североморской впадины подобны нормально развитым соляным куполам Прикаспийской впадины, хотя во многом от них существенно отличаются. Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957, 1960) принимал, что каждый соляной диапир в своем развитии проходил стадию соляной

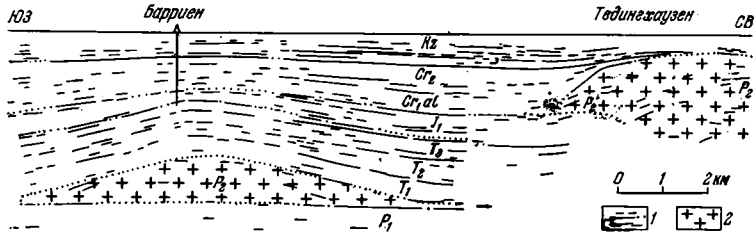
подушки. Однако он подчеркивал, что в областях бо́льших глубин залегания подсолевого ложа и значительных первоначальных мощностей соленосных толщ (Ольденбург — Шлезвиг) соляные структуры прошли эту стадию очень быстро, и поэтому сопровождающие их первичные краевые впадины едва успели наметиться. Последовавшее активное формирование соляных диапиров привело к образованию вторичных краевых впадин — компенсационных мульд, которым были полностью подчинены или даже ими скрыты слабо развившиеся первичные краевые впадины.

Соляные диапиры Североморской впадины, по-видимому, далеко не всегда поднимались вертикально из вершин первоначальных соляных подушек. В поперечных сечениях они, особенно на глубине, отчетливо



Фиг. 126. Геологический профиль через соляную подушку Шеции (по R. Dadlez, 1967)

Индексами обозначены: P_1 — ротлигендес, P_2 — цехштейн, T — триас, J — юра, Cr — мел, Kz — кайнозой



Фиг. 127. Сейсмо-геологический профиль через соляную подушку Баррием и соляной купол Тедингхаузен (по F. Trusheim, 1957)

1 — отражающие горизонты и площадки; *2* — соль.
Индексами обозначены: P_1 — ротлигендес, P_2 — цехштейн, T_1 — бунтсандштейн, T_2 — мушелькальк, T_3 — кейпер, J_1 — лейас, Cr_1al — альб, Cr_2 — верхний мел, Kz — кайнозой

асимметричны. Обычно соляные диапиры расширяются к основанию (к первоначальной соляной подушке) и к вершине, но заметно суживаются в средней части, в более плотных и тяжелых породах триаса. Поэтому в поперечных сечениях их боковые поверхности резко изогнуты, причем в самых верхних частях этих сечений иногда имеются нависающие соляные карнизы (см. фиг. 127, 131). Возникновение этих карнизов Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957) был склонен объяснять либо проникновением соли под давлением в породы, по сравнению с ней более легкие, либо ее подводными излияниями. В отличие от соляных диапиров Североморской впадины соляные массивы нормально развитых куполов Прикаспийской впадины расширяются к основанию, обычно имеют крутые склоны, которые в верхних частях иногда осложнены уступами и карнизами (Айзенштадт, 1955; Журавлев, 1960б; Краев, 1959).

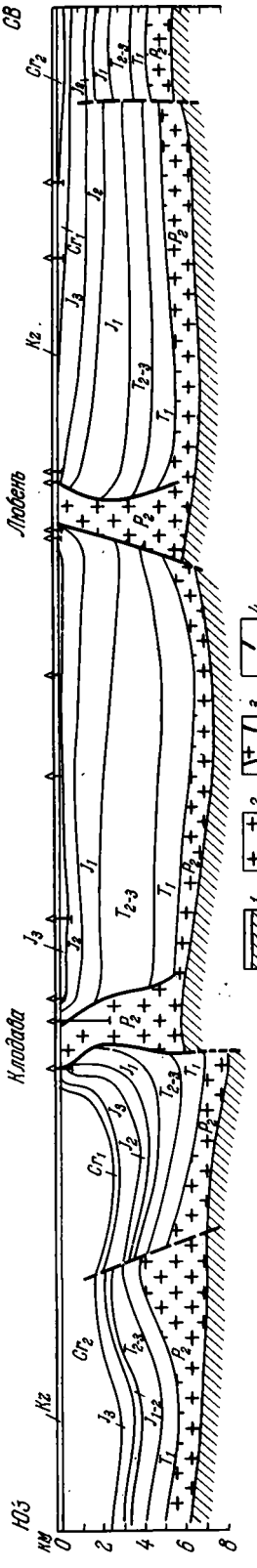
Нормально развитые соляные купола Североморской впадины — соляные диапиры — никогда не достигают в поперечном сечении размеров соляных массивов куполов Прикаспийской впадины. В отличие от ее «приземистых» куполов, поперечники соляных массивов которых нередко в несколько (бо́льшей частью во много) раз превышают их высоту, в Североморской впадине преобладают купола с принципиально иными соотношениями длины поперечников и высоты их соляных массивов. Так, например, у купола Любень, расположенного на Куявском валу, поперечник соляного массива не превышает 2 *км*, тогда как его высота по меньшей мере втрое больше (фиг. 128). Длина «меандрирующих» протяженных соляных валов Шлезвиг-Гольштейна (Хейде-Хенштедт,

Басдаль-Ольдисгейм-Телингштедт, Беверн - Хемоор - Крумменде́йх - Ольденбюттель и др.), которые Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957) образно назвал соляными стенами, достигает 250 *км* при ширине около 4 *км* и высоте не менее 6 *км*. Наряду с протяженными соляными валами в Североморской впадине имеются и купола с овальными или округлыми в плане верхними сечениями соляных массивов, однако и тогда их ширина крайне редко превосходит высоту.

Внутренняя тектоника соли в соляных массивах нормально развитых куполов Североморской впадины весьма сложная. Это подтверждено бурением на соляном валу Хейде-Хенштедт, расположенном на западе Шлезвиг-Гольштейна (Bentz, 1949) и на соляных куполах Рейтброк (Берман, 1959), Хенигзен-Ватлинген (Штробель, 1959; Richter-Berenburg, Schott, 1959), Витце-Торен (Weber, 1949), Клодава (Werner i. i., 1960) и др.

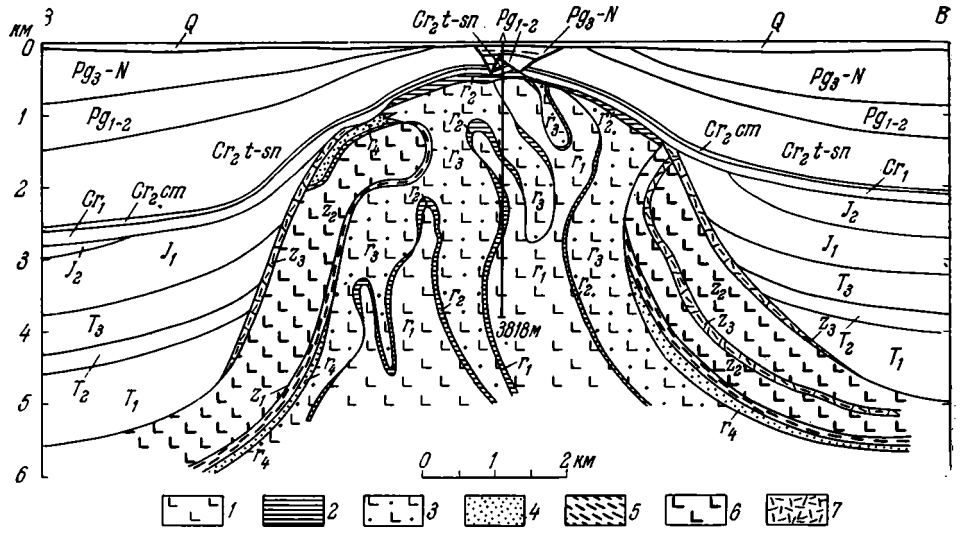
Весьма интересны данные по соляному валу Хейде-Хенштедт, в строении которого принимают участие соленосные толщи не только цехштейна, но и ротлигендеса (Bentz, 1949; Гехт, 1959). Внутренняя часть этого вала (его ядро) образована сложно дислоцированной солью ротлигендеса, а склоны — солью цехштейна. В пределах склонов наблюдается постепенный переход от низов цехштейна к верхам ротлигендеса, практически не осложненный внутренней тектоникой соли, которая проявилась весьма интенсивно в ядре соляного вала (фиг. 129). Выявленные соотношения между соленосными толщами двусоляного вала Хейде-Хенштедт позволяют допускать две возможные трактовки стадий его формирования. Согласно первой, подъем сначала испытала соль цехштейна, в которую позднее в виде диапира внедрилась подстилающая соль ротлигендеса. Согласно второй, более вероятной, формирование вала Хейде-Хенштедт началось с пластического перераспределения соли ротлигендеса, которая приподняла и увлекла за собой соль цехштейна.

Совсем недавно в отложениях кейпера южной части Северного моря были обнаружены мощные пласты соли. Соль кейпера образует здесь соляные подуш-



Фиг. 128. Геологический профиль через Куявский вал по линии Клодава — Любень — Белавы (по к. Dadlez, C. Marek, 1969)

1 — подсолевое ложе; *2* — соль; *3* — очертания соляных массивов нормально развитых куполов; *4* — разломы.
Индексами обозначены: P_2 — цехштейн, T_1 — буntсандштейн, T_{2-3} — мушелькалк и кейпер, J_1 — лейас, J_2 — доггер, J_3 — мальм, Cr_1 — нижний мел, Cr_2 — верхний мел, Kz — кайнозой



Фиг. 129. Геологический профиль через двусоляной вал Хейде-Хенштедт (по A. Bentz, 1949)

1—4 — отложения ротлигендеса: *1* — каменная соль (r_1), *2* — глины (r_2), *3* — породы хазельгебирге (r_3), *4* — песчаники и глины (r_4); *5—7* — отложения цехштейна: *5* — известняки (z_1), *6* — каменная соль (z_2), *7* — ангидриты (z_3).

Индексами обозначены надсолевые отложения: T_1 — бунтсандштейна, T_2 — мушелькалька, T_3 — кейпера, J_1 — лейаса, J_2 — доггера, Cr_1 — нижнего мела, Cr_2cm — сеномана, Cr_2t—sn — турона и сенона, Pg_{1-2} — палеоцена и эоцена, Pg_3-N — олигоцена и миоцена, Q — четвертичные отложения

ки и соляные диапиры, прорывающие мезозойские, частично — кайнозойские отложения и изредка достигающие дна моря. Допускается, что вершины некоторых соляных диапиров, сложенных солью цехштейна, размывались водами позднетриасового моря. Соль накапливалась в пространствах, разделявших эти соляные купола, причем ее мощность оказалась достаточной для образования второго яруса соляных структур. Данные сейсморазведки выявляют отчетливое сокращение мощности надсолевых (по отношению к соли кейпера) отложений по мере приближения к локальным положительным структурам, созданным солью кейпера. Это показывает, что формирование последних началось уже в раннеюрское время (Brunstrom, Kent, 1967). Напомним, что Ф. Трусгейм отмечал значительную мощность (до 525 *м* в скв. Азендорф-2) соли кейпера на обращенном межкупольном поднятии Азендорф, расположенном между нормально развитыми соляными куполами Тёпс и Бальбург юго-юго-западнее г. Гамбурга. Он указывал, что «...эти соленосные отложения кейпера после значительного погружения стали подвижными и дали повод к образованию кейперских соляных подушек, а возможно, даже и соляных штоков» (Trusheim, 1957, стр. 131). Теперь, как отмечено выше, наличие соляных штоков, сложенных солью кейпера, доказано в еще более погруженной, залитой водами Северного моря части Североморской впадины. В Прикаспийской впадине такие «подвешенные» соляные структуры второго яруса неизвестны.

Надсолевые отложения над вершинами соляных диапиров Североморской впадины, по сравнению с надсолевыми отложениями, залегающими над вершинами нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины, дислоцированы значительно слабее. Вершины многих диапиров трансгрессивно перекрыты альб-верхнемеловыми и (или) кайнозойскими отложениями.

Грабены, столь типичные для нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины (Журавлев, 1963б, 1966а, б; Shurawlew, 1965а, 1967), над соляными диапирами Североморской впадины встречаются крайне редко. Примером их может служить грабен, расположенный над максимально приподнятой частью вершины двусоляного вала Хейде-Хенштедт (ср. фиг. 129 и 103, *б*).

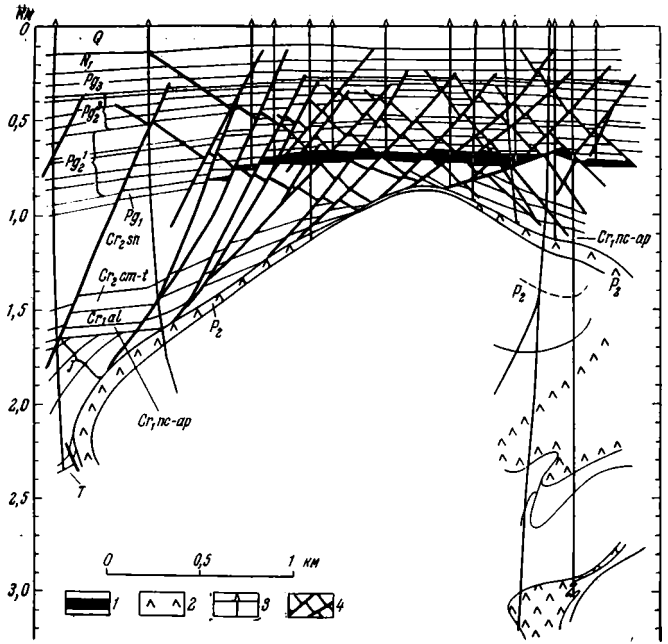
Надсолевые слои над вершинами некоторых наиболее высоких и активно формировавшихся соляных массивов куполов Североморской впадины (например, куполов Рейтброк и Меккельфельд в низовьях р. Эльбы близ г. Гамбурга) разбиты системами параллельных сбросов. По плоскостям этих сбросов, по-видимому, происходило скольжение надсолевых слоев от воздымавшихся вершин соляных массивов (фиг. 130). Помимо таких сбросов, на отдельных куполах наблюдаются оконтуривающие сбросы, предопределенные формой поперечного сечения соляных массивов (удлиненной, овальной, круглой).

К соляным массивам ряда нормально развитых соляных куполов Североморской впадины примыкают краевые блоки, сложенные надсолевыми отложениями, сорванными при движении соли вверх. Они тектонически контактируют как с соляными массивами, так и с отложениями мезозоя и кайнозоя, развитыми в межкупольных депрессиях. Подобные краевые блоки, как это отметили Г. Е.-А. Айзенштадт и М. В. Горфункель (1965), для соляных куполов Прикаспийской впадины не характерны.

Нормально развитые соляные купола Североморской впадины разобщены межкупольными депрессиями, размеры которых, как правило, превышают размеры межкупольных депрессий Прикаспийской впадины, однако их внутреннее строение более простое. Лишь местами эти депрессии осложнены рудиментарными соляными куполами, местами (между сближенными нормально развитыми соляными куполами) — обращенными межкупольными поднятиями — структурами типа щита черепахи. В качестве примеров таких поднятий укажем на выявленные в пределах ГДР, в зоне Восточно-Эльбского гравитационного и магнитного максимума, поднятия Карштедт и Данневальде, расположенные между нормально развитыми соляными куполами: первое — между куполами Верле и Хелле, а второе между куполами Хелле и Барентин (фиг. 131, ср. с фиг. 117). В пределах ФРГ такие поднятия известны в области между низовьями р. Эмс (Рюле), Южным Ольденбургом (Геммельте), Дипхольцем (Дюсте) и Ганновером. Генезис структур типа щита черепахи Североморской впадины и обращенных межкупольных поднятий Прикаспийской впадины тождествен (ср. фиг. 116 и 125).

Характерно, что все структуры типа щита черепахи сходны по морфологии и различаются лишь размерами. Ф. Трусгейм подчеркивал, что лежащая в основе их формирования динамика «... имеет следствием поразительное сходство структур в далеко отстоящих друг от друга областях» (Trusheim, 1957, стр. 146). В частности, он указывал, что сейсмические профили, пересекающие структуру Геммельте, весьма сходны даже в деталях с сейсмическими профилями, пересекающими структуру Дюсте, несмотря на то, что эти структуры удалены друг от друга на расстояние около 50 *км* и относятся к разным структурным линиям. Ф. Трусгейм находил большое сходство между структурами типа щита черепахи (обращенными межкупольными поднятиями), выявленными в Эмслянде и Южном Ольденбурге.

Непременными условиями для формирования обращенных межкупольных поднятий является отсутствие способных к пластическому перераспределению соленосных толщ в межкупольных депрессиях и связанное с ним формирование сопряженных компенсационных мульд при продолжавших воздыматься соляных массивах куполов.

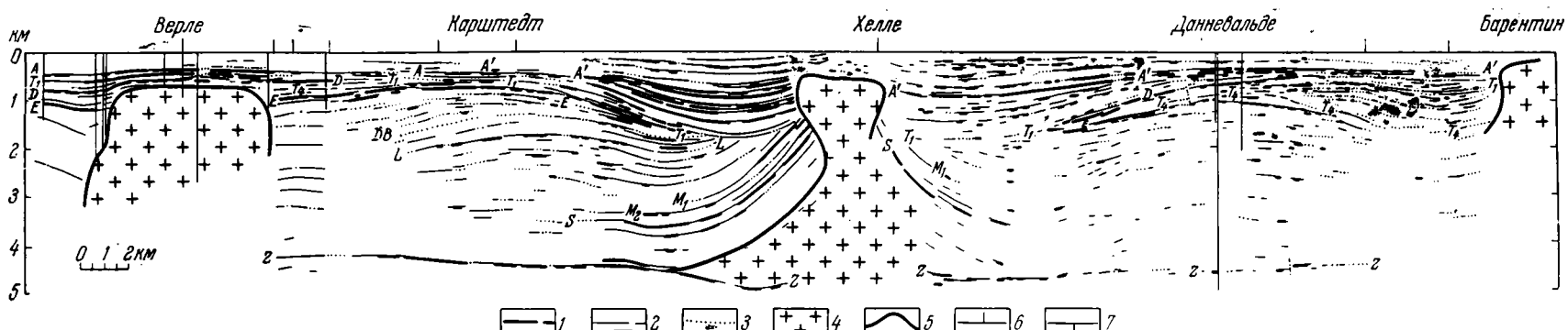


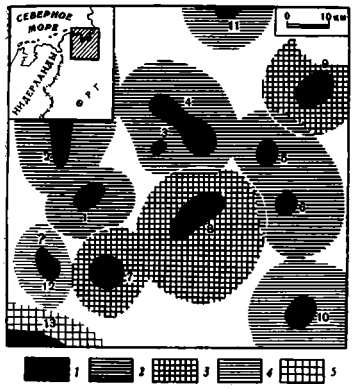
Фиг. 130. Геологический профиль через соляной купол Рейтброк (по Р. Б. Берман, 1959)

1 — нефтяная залежь;
2 — породы кепрока и пласты ангидритов в соляном массиве купола;
3 — скважины;
4 — разломы;
Индексами обозначены: P_2 — цехштейн, T — триас, J — юра, Cr_1nc — ap — неоком — апт, Cr_1al — альб, Cr_2cm—t — сеноман и турон, Cr_2sn — сенон, Pg_1 — палеоцен, Pg_2' — нижний эоцен, Pg_2^3 — верхний эоцен, Pg_3 — олигоцен, N_1 — нижний миоцен, Q — четвертичные отложения

Фиг. 131. Сейсмо-геологический профиль через купола Верле, Хелле, Барентин и обращенные межкупольные поднятия Карштедт и Данневальде (по H.-G. Reinhardt, 1963)

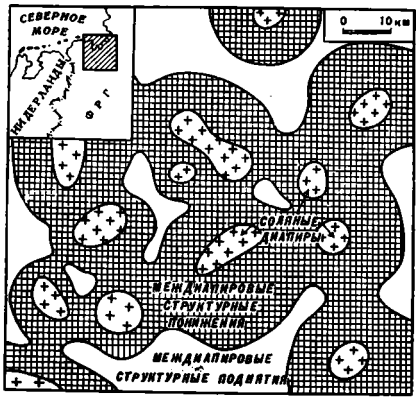
1—*3* — отражающие горизонты: *1* — весьма надежные, *2* — надежные, *3* — сомнительные; *4* — соль; *5* — очертания вершин соляных массивов куполов; *6* — пункты отклонения сейсмического профиля; *7* — скважины. Буквами обозначены основные отражающие горизонты, приуроченные к отложениям: Z — подсолевого цехштейна, S — верхнего бунтсандштейна, M_2, M_1 — мушелькалька, L — лейаса, DB — основания доггера, E — кимериджа, T_4 — основания вельда, D — основания готерива, T_1 — основания альба, A — основания палеогена, A′ — эоцена





Фиг. 132. Расположение разновозрастных сопряженных компенсационных мульд в Эмслянде (по F. Trusheim, 1960)

1 — соляные массивы куполов (1 — Броекцетель, 2 — Баркхольт, 3 — Витмунд, 4 — Бердум-Евер, 5 — Рюстриген, 6 — Ангаст, 7 — Штракхольт, 8 — Этцель, 9 — Меллум, 10 — Ядерберг, 11 — Вангероге, 12 — Люббертсфен, 13 — Леер-Шаррель); *2—5* — сопряженные компенсационные мульды, формировавшиеся: *2* — в кейпере, *3* — в лейасе, *4* — в доггере, *5* — в мальме и раннем мелу



Фиг. 133. Очертания соляных диапиров, междиапировых структурных поднятий и понижений в Эмслянде (по G. Murray, 1966)

Если в Прикаспийской впадине наличие сквозных межкупольных депрессий лишь в последние годы было надежно доказано сейсморазведкой, то в Североморской впадине они известны уже давно. Вероятное отсутствие соли в пределах пространств, разделяющих соляные диапиры Северо-Германской низменности, допускали уже Ф. Шу (Schuh, 1922), П. Вольштедт (Woldstedt, 1924) и Р. Цвергер (Zwerger, 1938). Позднее Ф. Трусгейм утверждал, что «... соль почти полностью ушла в соляные подушки и диапиры. Между ними цехштейн состоит в настоящее время почти исключительно из оставшихся после выдавливания соли неспособных к передвижению ангидритов и карбонатных пород, а также из карбонатно-ангидритового основания досоленосного глубокого цехштейна» (Trusheim, 1957, стр. 141).

В Североморской впадине выдержано и второе условие формирования обращенных межкупольных поднятий — наличие компенсационных мульд, сопряженных с нормально развитыми соляными куполами. Эти мульды, в частности, отчетливо заметны на приведенном нами геолого-сейсмическом профиле через купола Верле, Хелле и Барентин (см. фиг. 131).

Очертания сопряженных компенсационных мульд Североморской впадины всецело подчинены контурам соляных массивов тех куполов, к которым эти мульды приурочены. Так, компенсационные мульды, сопровождающие соляные валы, являются весьма протяженными, а компенсационные мульды при округлых в плане соляных массивах куполов сами округлы.

Время заложения и активного развития компенсационных мульд было различным. Например, на северо-западе ФРГ группу соляных куполов Броекцетель, Баркхольт, Витмунд, Бердум-Евер, Рюстриген и Аргаст сопровождают компенсационные мульды, формировавшиеся в кейпере (фиг. 132, 133). Однако компенсационные мульды, сопряженные с расположенными рядом соляными куполами, заложились и развивались

позднее — в лейасе (при куполах Штракхольт, Этцель и Меллум) и доггере (при куполах Ядерберг и Вангероге). Южнее известны компенсационные мульды, активно формировавшиеся от мальма до раннего мела включительно (при соляных куполах Леер-Шаррель — в юго-западном углу приведенной схемы и Камперфен-Цвишенан — за ее южной рамкой). Наконец, еще более южная компенсационная мульда выполнена отложениями верхнего мела и палеогена (при соляном куполе Неуаренберг).

Несмотря на кажущуюся последовательность формирования компенсационных мульд, сопряженных с упомянутыми куполами, от кейпера (для мульд при куполах Броекцетель-Аргаст) до мела (для мульды при куполе Неуаренберг), именно последняя мульда принадлежит к иному этапу формирования локальных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской впадине.

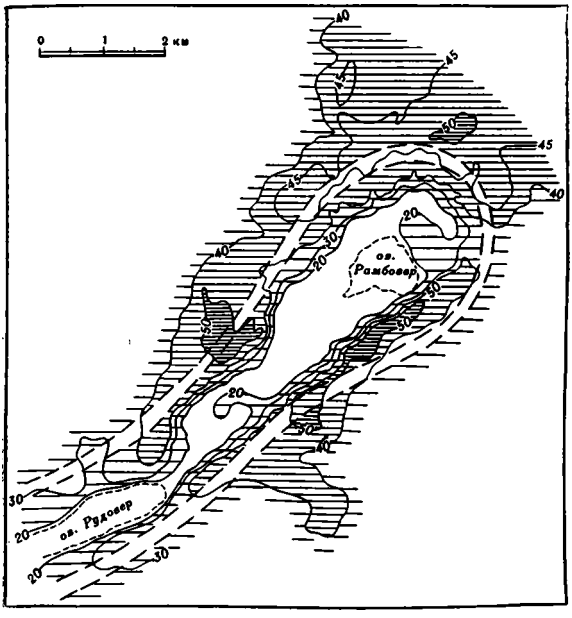
Стадию соляных диапиров (по терминологии Ф. Трусгейма) большинство нормально развитых соляных куполов Североморской впадины прошло в предальбское время. Пластическое перераспределение соли цехштейна началось уже в триасе, причем в Шлезвиг-Гольштейне первые соляные подушки, возможно с прорывом соли, по-видимому, возникли уже в бунтсандштейне. В связи с неодновременным для разных соляных куполов переходом от стадии соляной подушки к стадии соляного диапира время заложения сопровождающих их компенсационных мульд было разным, но в основном предальбским. Именно такие мульды Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957) выделял в качестве вторичных краевых впадин или краевых впадин второй генерации.

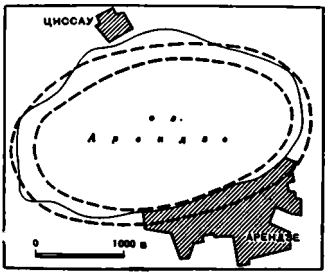
Продолжавшийся, хотя и ослабленный, подъем соляных диапиров во время формирования отложений мелового и кайнозойского структурных этажей привел к образованию смежных с этими диапирами, как правило, неглубоко прогнутых и нерезко выраженных краевых впадин третьей генерации (Trusheim, 1960, стр. 1533) — сопряженных компенсационных мульд, заполненных отложениями альба, верхнего мела и палеогена. Исключением являются некоторые протяженные компенсационные мульды, сопровождающие двусоляные валы Шлезвиг-Гольштейна: Западно-Гольштейнский и Гамбургский прогибы, в которых мощность кайнозойских отложений достигает 2000—2500 *м* (Kraiss, 1949).

Таким образом, рубеж, совпадающий с началом образования мелового структурного этажа платформенного чехла Североморской впадины, был определяющим в истории формирования ее локальных структур, созданных соляной тектоникой. В этом отношении он тождествен тому рубежу, который в Прикаспийской впадине проходит в основании юрско-палеогенового структурного этажа ее платформенного чехла.

К сожалению, пока еще слишком мало данных о морфологии сопряженных компенсационных мульд, формировавшихся в Прикаспийской впадине в позднепермско-триасовое время — на этапе, подобном триасово-юрскому этапу формирования локальных структур Североморской впадины. Как было отмечено, такие мульды и обращенные межкупольные поднятия обнаружены в верхнепермских отложениях восточной окраины Прикаспийской впадины (см. фиг. 117). По данным сейсморазведки МРНП определены существенные наклоны слоев в верхнепермско-триасовой незеркальной части надсолевых отложений востока Прикаспийской впадины (см. фиг. 70, 71). Однако уже сейчас можно утверждать, что для нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины, подавляющее большинство которых расположено на территории с более глубоким, чем в Североморской впадине, залеганием подсолевого ложа и с гораздо большей первоначальной мощностью соленосных отложений, стадия соляных подушек, по-видимому, нехарактерна.

Горизонтальная миграция пластичных соленосных отложений в При-





Фиг. 134. Отраженная в современном рельефе мульда оседания над соляным массивом купола Рамбов (по R. Meinhold, H.-G. Reinhardt, 1967)

Сечение горизонталей через 10 *м*. Пунктирными линиями показаны очертания вершины соляного массива купола

Фиг. 135. Отраженная в современном рельефе мульда оседания над соляным массивом купола Арендзе (по J. Loffer, 1962)

Пунктирными линиями показаны очертания вершины соляного массива купола

каспийской впадине, вероятно, была весьма интенсивной и продолжалась, заметно не ослабевая, и тогда, когда в наметившихся локальных поднятиях кровли соли началась все усиливавшаяся вертикальная миграция соли. Именно поэтому нормально развитые соляные купола центральных районов Прикаспийской впадины разделены весьма четкими и глубокими первичными краевыми впадинами — межкупольными депрессиями, выполненными очень мощными отложениями верхней перми и триаса. Вторичные краевые впадины — сопряженные компенсационные мульды, сопровождающие эти нормально развитые соляные купола, заложились и развивались в основном позднее, в юрско-палеогеновое время, когда пластичная соль из соленосных толщ, подстилающих межкупольные депрессии, была нацело или почти нацело выжата и ее горизонтальная миграция прекратилась или значительно ослабла.

Как мы уже знаем, соляные массивы наиболее крупных куполов Прикаспийской впадины иногда осложнены вдавленными компенсационными мульдами. Такие мульды в Североморской впадине неизвестны, причем их отсутствие, возможно, объясняется несравненно меньшими поперечниками развитых здесь соляных диапиров.

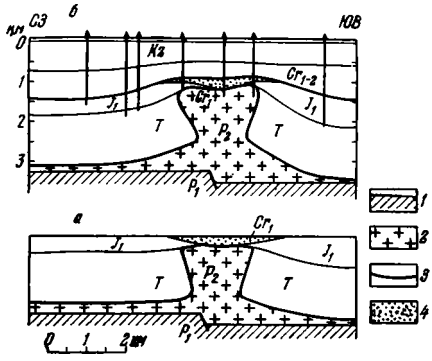
Над соляными массивами некоторых куполов Североморской впадины встречены мульды оседания. Так, например, в западной низменной части ГДР они выявлены на куполах Рамбов и Арендзе. Обоим этим куполам в современном рельефе соответствуют озера, очертания которых подчинены контурам соляных массивов (Löffler, 1962; Meinhold, Reinhardt, 1967). Вдоль продолговатого соляного массива купола Рамбов расположена пониженная местность с озерами Рамбовер и Рудовер (фиг. 134). Овальной в плане вершине купола Арендзе (фиг. 135) отвечает вписывающееся в его контуры озеро, поперечник которого достигает 3—4 *км* при наибольшей глубине до 69 *м*. Оно имеет провальное происхождение и современные очертания приобрело лишь в прошлом столетии. Прежде в его районе имелись два небольших озера: первое из них, как и оз. Арендзе, располагалось южнее Циссау, а второе — ныне пересохшее оз. Фауле, севернее Генцена. Восточный берег первого из озер дважды (в 822 г. и 1685 г.)

обрушался, причем (по геофизическим данным) в гипсовом кепроке купола Арендзе до сих пор имеются крупные пустоты и карманы (Löffler, 1962). Однако мульда оседания, которой соответствует оз. Арендзе, по-видимому, формировалась значительно ранее и является наложенной. Пройденные на берегу озера, недалеко от Фридрихсмюльде, скважины на глубинах около 60 *м* из третичных угленосных слоев входили непосредственно в соль. Одна из старых скважин, пробуренных близ озера, вскрыла соль на глубине около 150 *м*, тогда как вершина соляного массива купола Арендзе по краям резко погружается от 400 до 600 *м* (Löffler, 1962).

В низменной части ФРГ заметное понижение современного рельефа имеется над соляным массивом купола Банзен, расположенного на междуречье Эльбы и Аллера в Люнебургском районе. Плоской чашеобразной мульде оседания, которую Г. Иллис (1957, фиг. 2) называл ванной выщелачивания, на глубине соответствует соляной массив купола. В удалении от этой ванны, располагаясь концентрически, прослеживается вал шириной 750—1000 *м*, возвышающийся над окружающим пространством в среднем на 5 *м*. По Г. Иллису, он возник со времени последнего оледенения из-за относительного подъема краев соляного массива, опережающего процесс выщелачивания центральной части его вершины.

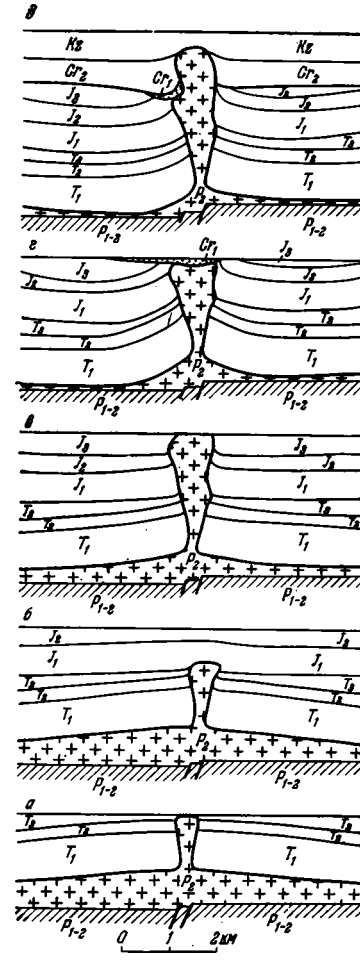
Помимо мульд оседания, активных в новейшее время, в Североморской впадине имеются древние погребенные мульды оседания, о наличии которых в Прикаспийской впадине пока можно только догадываться (см. стр. 306). Например, такая мульда подтверждена бурением на меридионально ориентированном соляном куполе Вадекат-Бонезе (фиг. 136), расположенном к северо-западу от глыбы Кальвёрде, близ западной государственной границы ГДР. Вершина Бонезе этого купола (точнее — соляного вала) в предлейасовое время подверглась размыву, а затем была перекрыта маломощными отложениями низов лейаса. В течение доггера и мальма при продолжавшемся слабом подъеме соляного массива купола Вадекат-Бонезе центральная часть его вершины Бонезе обнажалась, и здесь в предальбское время начала развиваться наложенная мульда оседания. Эта мульда заполнилась отложениями вельда и неокома с железными рудами, которые по периферии вершины залегают на породах нижнего лейаса, а в ее центральной части — непосредственно на ангидритах кепрока. После альбской трансгрессии вершина Бонезе активно не воздымалась и была перекрыта отложениями альба, верхнего мела и кайнозоя. Однако замедленный рост ее все же продолжался, о чем можно судить по современному несколько «вывернутому» положению упомянутой мульды оседания, по приподнятому на 400—500 *м* относительно смежных площадей положению подошвы альба на вершине Бонезе, а также по сокращению над ней мощности меловых отложений от 700 до 300 *м* и кайнозойских отложений от 800 до 400—500 *м* (Knape, 1963б).

В том же районе (к северо-западу от глыбы Кальвёрде) известно еще несколько нижнемеловых, но доальбских мульд оседания. Однако в отличие от мульды оседания, приуроченной к вершине Бонезе, в процессе подъема этой вершины, приподнятой совместно с покрывающими ее альбскими, верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями, эти мульды ныне прижаты к крутым склонам поднявшихся над их уровнем соляных массивов куполов, в частности Дедельсторфа и Виттингена (Knape, 1963а, б). На этих склонах отчетливо намечаются выступы, по положению отвечающие уровню заложения упомянутых мульд, а в покрывающих прежние мульды оседания слоях имеются нерезко выраженные сопряженные компенсационные мульды — краевые впадины третьей генерации. Наличие таких «смещенных» древних мульд оседания обусловлено односторонним резким подъемом части вершины соляного массива купола в процессе его общего подъема (фиг. 137).



Фиг. 136. Погребенная вельд-неокомская наложенная мульда оседания над вершиной соляного массива купола Бонезе (по Н. Кпаре, 1963б)

а — перед альбской трансгрессией,
б — современное положение.
1 — подсолевое ложе;
2 — соль;
3 — верхняя граница соли;
4 — мульда оседания.
Индексами обозначены: P_1 — ротлигендес, P_2 — цехштейн, T — триас, J_1 — лейас, Cr_1 — нижний мел (доальбские отложения), Cr_{1-2} — альб и верхний мел, Kz — кайнозой

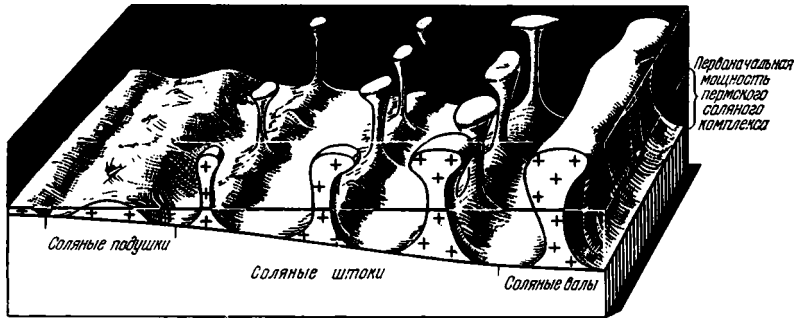


Фиг. 137. Принципиальная схема развития соляного диапира (по Н. Кпаре, 1963б)

а — к концу кейпера, *б* — к концу доггера, *в* — к концу мальма, *г* — перед альбской трансгрессией, *д* — современное положение.
Индексами обозначены: P_{1-2} — ротлигендес и низы цехштейна (серия Верра), P_2 — цехштейн, T_1 — бунтсандштейн, T_2 — мушелькальк, T_3 — кейпер, J_1 — лейас, J_2 — доггер, J_3 — мальм, Cr_1 — нижний мел (доальбские отложения), Cr_2 — верхний мел, Kz — кайнозой
Условные обозначения см. рис. 136

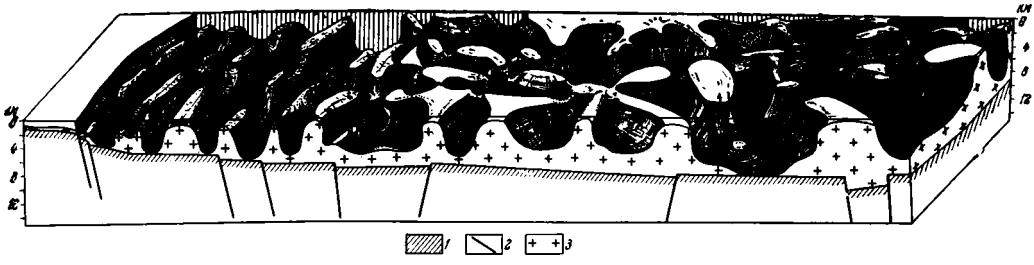
Закономерности пространственного расположения соляных подушек и диапиров (рудиментарных и нормально развитых соляных куполов) для Североморской и Прикаспийской экзогональных впадин Европейской платформы являются общими. Так, в Североморской впадине по мере увеличения глубины залегания подсолевого ложа и первоначальной (исходной) мощности соленосных толщ соляные подушки ее окраин сменяются соляными штоками, а соляные штоки — соляными валами (фиг. 138).

Подобная смена локальных структур, созданных соляной тектоникой, наблюдается при движении от южной окраины Прикаспийской впадины к ее внутренним, более погруженным районам. Рудиментарные соляные купола сменяются нормально развитыми соляными куполами, которые, как мы уже знаем, от соляных штоков Североморской впадины отличаются общей «приземистостью» соляных массивов. По мере погружения подсолевого ложа высота соляных массивов возрастает при одновременном увеличении размеров их поперечных сечений. Протяженные соляные



Фиг. 138. Блок-диаграмма, раскрывающая закономерности смены соляных структур Североморской впадины (по F. Trusheim, 1960)

Вертикальный масштаб искажен



Фиг. 139. Блок-диаграмма, раскрывающая закономерности смены соляных структур от западного борта Прикаспийской впадины к центральной части междуречья Урала и Волги (по И. М. Бровару, 1968)

1 — подсолевое ложе; *2* — разломы подсолевого ложа; *3* — соль

валы для юга Прикаспийской впадины нехарактерны. Они появляются сразу же за круто обрывающимися во впадину ее западным и северным бортовыми уступами, явно подчинены разломам и ступеням подсолевого ложа, но по мере движения к внутренним районам Прикаспийской впадины сменяются весьма крупными соляными массивами нормально развитых соляных куполов (фиг. 139).

Необходимо отметить, что Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957, 1960) явно недооценивал направляющую роль разломов подсолевого ложа в морфологии и ориентировке локальных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской впадине. Он подчеркивал, что «прямая зависимость соляных структур от истинных тектонических разломных линий и, в частности, границ глыб, наблюдается лишь как исключение. Там, где подобные зоны разломов выражены (линия Аллер, Южный Ольденбург, Тюрингская впадина), они, по-видимому, имеют герцинское простирание» (Trusheim, 1957, стр. 141). Однако, помимо разломов линии Аллер и Южного Ольденбурга, тем же герцинским (запад-северо-западным) простиранием обладают разломы и уступы подсолевого ложа в Альтмарке, с которыми связана система соляных валов, протягивающихся вдоль глыбы Кальвёрде. Несомненно, разломами подсолевого ложа определяется общее субмеридиональное простирание локальных структур Гифхорнского трога, низовьев р. Эльбы, Шлезвиг-Гольштейна и юго-восточной части Северного моря, а также общее северо-западное простирание локальных структур, созданных соляной тектоникой в Польше (на Куявском валу и Лодзинской мульде) и в западной части Северного моря, в прибрежных водах Великобритании (см. фиг. 82, 83).

Несмотря на несомненно бо́льшую, по сравнению с Прикаспийской впадиной, раздробленность подсолевого ложа в отдельных районах Североморской впадины, вряд ли правильно даже в этих районах намечать разломы подсолевого ложа под каждой локальной положительной структурой. В равной мере, по-видимому, будет ошибочным допущение о практически горизонтальном, ненарушенном залегании подсолевого ложа на значительных территориях.

Пластическое перераспределение соли, которое в конечном итоге привело к формированию локальных структур, созданных соляной тектоникой, могло быть вызвано разными причинами, из которых немаловажной является наличие уступов в подсолевом ложе. Именно к ним были, повидимому, в основном приурочены места заложения первичных соляных куполов, от которых пластическое перераспределение соли распространялось на смежные территории, обусловливая формирование следующих генераций соляных куполов и образование их семейств (Trusheim, 1960; Волчегурский, Журавлев, 1965).

Прямая зависимость морфологии и размеров локальных структур Североморской и Прикаспийской впадин от глубины залегания подсолевого ложа, первоначальной мощности соляных толщ и мощности надсолевых отложений свидетельствует о том, что развитие этих структур определялось исключительно процессами соляной тектоники — пластическим перераспределением соленосных толщ.

Несмотря на очевидность этого положения, оно разделяется далеко не всеми исследователями. Так, Г. Е.-А. Айзенштадт (1958, стр. 156) допускал, что рост соляных куполов Прикаспийской впадины происходил «...не за счет различий в весе вышележащих пород на сводах куполов и в межкупольных зонах, а в связи и в прямой зависимости от региональных тектонических движений, господствовавших в области развития солянокупольной тектоники». Нагрузка надсолевых пород только несколько замедляла или ускоряла их подъем и отражалась на его амплитуде. Фазы складчатости в геосинклинальных областях соответствуют, по его мнению, периодам региональных подъемов Прикаспийской впадины, вызывавшим или не вызывавшим подъем соляных куполов.

Периоды региональных подъемов Г. Е.-А. Айзенштадт называл фазами куполообразования и для Прикаспийской впадины насчитывал одиннадцать таких фаз значительной амплитуды, три фазы небольшой или невыясненной амплитуды и две предполагаемые фазы. Фазами куполообразования значительной амплитуды, по его мнению, являлись пфальцская фаза (на рубеже поздней перми и раннего триаса), фазы на рубеже позднего триаса и ранней юры, поздней юры и раннего мела (с подфазами предваланжинской и предготеривской), эмбенская фаза (предаптская), фаза на рубеже сеномана и турона, а также фаза, падающая на конец плиоцена — начало четвертичного времени. Фазами куполообразования небольшой или невыясненной амплитуды им были признаны фазы, приходящиеся на позднеказанское время, средний триас и на рубеж олигоцена и миоцена. Наконец, к предполагаемым фазам куполообразования Г. Е.-А. Айзенштадт отнес фазы, падающие на рубеж ранней и средней юры и на самое начало плиоцена.

В. А. Долицкий (1962), основываясь на анализе каротажных диаграмм отложений верхней юры и нижнего мела по восьми куполам промыслового района Южной Эмбы (Каратон, Тереньузюк, Корсак, Тентяксор, Нармунданак, Алтыкуль, Кулсары и Мунайли), в отложениях верхней юры установил две поверхности несогласия (в их подошве и на границе келловея и оксфорда), а в отложениях нижнего мела — восемь таких поверхностей. Учитывая наличие несогласий в подошве сеномана и в подошве турона, он пришел к выводу, что только в отложениях верхней юры и мела имеется до двенадцати поверхностей несогласия, свидетель-

ствующих о проявлениях сооветствующих им по времени тектонических фаз. Формирование соляных куполов Прикаспийской впадины, по его мнению, «... происходило скачкообразно, причем каждый раз «начальным импульсом» подъема соли служит тектоническое движение, приводящее к подъему фундамента и всей вышележащей толщи пород вместе с солью» (Долицкий, 1962, стр. 53—54). При этом В. А. Долицкий принимал, что вертикальное движение соли может от 10 до 50 раз (а в начальные стадии развития соляных куполов — и более) превосходить высоту подъема слоев, подстилающих соль.

Однако наличие перерывов, установленных на упомянутых соляных куполах, еще не доказано для разделяющих их межкупольных депрессий, равно как и не подтверждены отвечающие этим перерывам тектонические фазы в сопредельных со впадиной складчатых геосинклинальных областях. В Североморской впадине, где первичные и вторичные краевые впадины (межкупольные депрессии и компенсационные мульды) сравнительно лучше изучены бурением и сейсморазведкой, отчетливо устанавливается непрерывность осадконакопления в них и непрерывное смещение участков их максимального прогибания.

Ф. Трусгейм подчеркивал, что «...весьма многочисленные отмеченные в литературе трансгрессии, приуроченные к крыльям соляных куполов, большей частью имеют лишь местное значение и представляют собой при более точном исследовании непрерывно идущие прогрессивные ингрессии, которые растягиваются на значительный отрезок времени ... По нашему мнению, процессы движения соли вообще не могут рассматриваться как аргумент за или против учения Штилле о фазах, так как они, однажды начавшись, протекают автономно в течение очень продолжительных отрезков геологического времени» (Trusheim, 1957, стр. 135).

Г. Штилле утверждал, что предложенная им орогеническая временна́я шкала годится только для нормальной тектоники, тогда как соляная тектоника «... имеет определенное постоянство в продолжении более долгих, чем при нормальной тектонике, анорогенических эпох» (Stille, 1952, стр. 277).

Учитывая вышесказанное, представляется неоправданным привлекать для объяснения причин возникновения локальных структур, в строении которых принимает участие такой пластичный материал, как соль, тектонические фазы (Айзенштадт, 1958), колебательные движения (Авров, 1966) или лунное притяжение (Trusheim, 1957, стр. 1538).

В развитии локальных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской и Прикаспийской впадинах, намечаются крупные этапы, разделы между которыми совпадают с границами структурных этажей в составе надсолевых отложений платформенного чехла этих впадин. Такими этапами являются: в Североморской впадине триасово-юрский, меловой и кайнозойской, а в Прикаспийской впадине — позднепермско-триасовый, юрско-палеогеновый и позднеплиоцен-четвертичный.

Пластическое перераспределение соленосных толщ в Прикаспийской впадине началось уже в поздней перми (Журавлев, 1960б, 1963б, 1969а, в), а в Североморской впадине — в триасе, причем в низовьях р. Эльбы и в Шлезвиг-Гольштейне, в области распространения соленосного ротлигендеса,— в бунтсандштейне (Roll, 1956; Trusheim, 1957). Причины для начала такого перераспределения, по-видимому, определялись неровностями подсолевого ложа, неравномерной первоначальной мощностью соленосных толщ, их фациальной неоднородностью и неравномерной мощностью надсолевых отложений. Эти факторы могли влиять порознь или совместно, причем обусловленное ими пластическое перераспределение соленосных отложений охватило всю территорию Прикаспийской впадины и погруженные зоны Североморской впадины. Именно оно определило в этих впадинах все многообразие локальных структур, созданных соляной тектоникой.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАННЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ И СЕВЕРОМОРСКОЙ ЭКЗОГОНАЛЬНЫХ ВПАДИНАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Локальные структуры, созданные соляной тектоникой, в Прикаспийской и Североморской впадинах Европейской платформы занимают вполне определенное, им присущее пространственное положение. Это позволяет наметить в пределах обеих впадин структурные зоны, различающиеся по степени проявления соляной тектоники и морфологии созданных ею локальных структур.

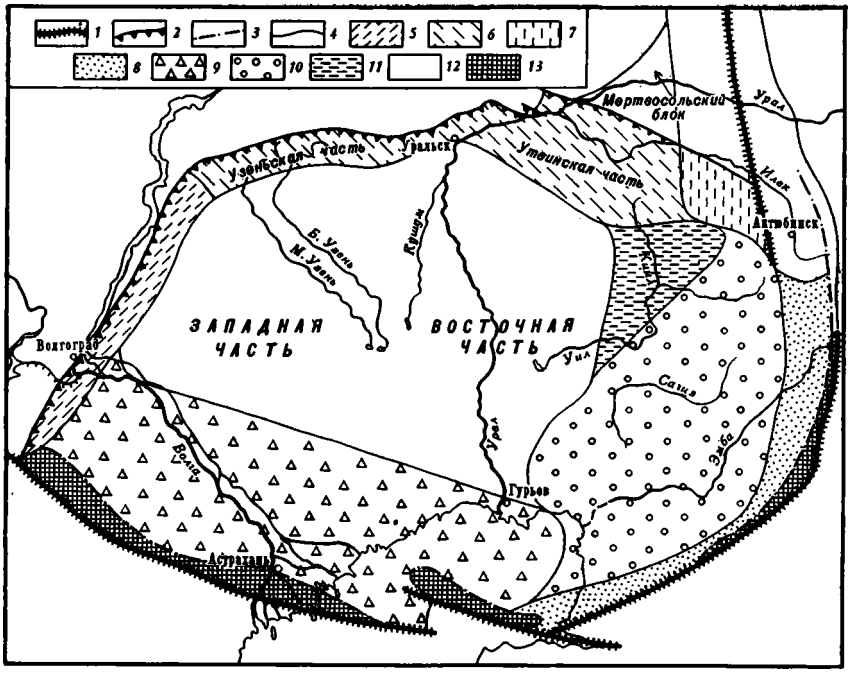
Структурная зональность Прикаспийской впадины

Попытки выделения структурных зон в пределах Прикаспийской впадины предпринимались неоднократно (Косыгин, 1950, 1960б; Косыгин, Рябухин, 1951; Эвентов, 1951, 1956, 1957, 1958; Вахрушев, Рождественский, 1953; Айзенштадт, 1956, 1959, 1964; Журавлев, 1957б, 1960б, 1963б, 1969г, 1970б; Неволин, 1961, 1965; Журавлев, Шлезингер, 1962; Журавлев, Волчегурский, 1965). Накопившиеся к настоящему времени данные позволяют различать Заволжскую, Узени-Илекскую, Карахобдинскую, Юго-Восточную и Юго-Западную прибортовые структурные зоны, а также Эмбенскую, Киильскую и Центральную внутренние структурные зоны Прикаспийской впадины (фиг. 140) [1].

Заволжская прибортовая структурная зона протягивается неширокой (до 50—60 *км*) полосой вдоль Заволжского бортового уступа Прикаспийской впадины. К югу от Волгограда она соприкасается с Юго-Западной прибортовой структурной зоной, к востоку от этого города — с Центральной структурной зоной, а на севере, в верховьях левого притока р. Волги — р. Еруслан,— с Узени-Илекской структурной зоной, вытянутой вдоль Жадовского бортового уступа.

В Заволжской структурной зоне прослеживаются соляные гряды, ориентированные согласно с ее общим простиранием и осложненные соляными куполами (Бражников, Воронков и др., 1965; Бражников, Салов и др., 1965). В районе Волгограда наиболее западной является еще нерезко выраженная Бекетовская соляная гряда. К востоку от нее намечается Красногвардейский прогиб, вероятно, затухающий у Заволжского уступа севернее Волгограда. Еще восточнее, от Северных Ергеней и за Волгу, прослеживается Тингутинско-Ахтубинская соляная гряда (до 110 *км*), осложненная брахиантиклиналями (с юга на север): Тингутинской, Южно-Красноармейской, Северо-Красноармейской, а за Волгой — Южно-Паромнинской, Паромнинской и Рахинской. На западе она нарушена сбросами, количество и интенсивность которых возрастают на сводах локальных поднятий. На юге она под острым углом подходит к Заволжскому уступу и плавно затухает. От нее к востоку выделяются Светлоярский прогиб, в пределах которого на юге обособляется Абаганеровская мульда, а на севере — Светлоярская. Далее к востоку, на правобережье Волги, расположена Сарпинская соляная гряда с Южно- и Северо-Сарпинской брахиантиклиналями. Как и Тингутинско-Ахтубинская, Сарпинская гряда на юге, уже за Абаганеровской мульдой, под острым

[1] Более подробные сведения о некоторых локальных структурах, упомянутых при характеристике структурных зон, можно найти в работах И. Я. Аврова, Н. И. Буялова и др. (1935), Н. И. Буялова (1937), В. С. Днепрова (1959), В. С. Журавлева (1960б), Ю. М. Васильева и О. С. Обрядчикова (1962), Г. Е.-А. Айзенштадта и К. В. Антонова (1963), Н. А. Калинина (1963), М. М. Чарыгина, Ю. М. Васильева и др. (1964), Ю. М. Бутковского и Д. А. Омельченко (1968), а также в журнальных статьях разных авторов.



Фиг. 140. Схема расположения структурных зон Прикаспийской впадины

1 — краевые швы Европейской платформы — внешние ограничения Прикаспийской впадины; *2* — бортовые уступы Прикаспийской впадины — ее внутренние ограничения; *3* — южная и восточная границы распространения соленосных отложений кунгура; *4* — границы между структурными зонами Прикаспийской впадины; *5—12* — структурные зоны: *5* — Заволжская прибортовая, *6* — Узени-Илекская прибортовая, *7* — Карахобдинская прибортовая, *8* — Юго-Восточная прибортовая, *9* — Юго-Западная прибортовая, *10* — Эмбенская, *11* — Киильская, *12* — Центральная; *13* — приподнятые участки южной окраины Прикаспийской впадины вне области развития соленосных отложений нижней перми

углом подходит к Заволжскому уступу. За ней лежит протяженный Цацинский прогиб. Еще восточнее проходит Приозерная соляная гряда с Южной, Пойменной и Левобережной брахиантиклиналями. Наконец, за ней выделяется Сарпинско-Райгородский прогиб с Сарпинской и Райгородской мульдами и Ушаковская соляная гряда с Ушаковской и Конечной брахиантиклиналями.

Далее к востоку линейность локальных структур постепенно утрачивается, хотя их север-северо-восточная ориентировка все еще сохраняется. Здесь, к востоку от Ушаковской брахиантиклинали, выделяются Солодовниковский, а ниже по Волге — Каменноярский соляные купола. На левобережье Волги, к северу от Ушаковской соляной гряды, лежит Ленинский соляной купол, а к северу от последнего, на широте пос. Дубовка — Демидовский соляной купол, приближенный к Заволжскому уступу. Все эти соляные купола сложно построены, дифференцированы, обладают соляными отрогами, причем с некоторыми из них сопряжены компенсационные мульды (Бражников, Салов и др., 1965).

В рассмотренной части Заволжской структурной зоны на доакчагыльскую поверхность обычно выходят различные горизонты палеогена, по характеру распространения которых устанавливается пространственное положение упомянутых локальных положительных и отрицательных структур. В сводах наиболее восточных положительных структур — на Каменноярском и Ленинском куполах — на доакчагыльскую поверхность

выведены отложения нижнего мела. Скважины, пробуренные в сводах Тингутинской, Красноармейской, Паромнинской и Ушаковской брахиантиклиналей, а также на Ленинском куполе, на глубинах 800—1000 *м* из пород нижнего триаса вошли в соляные массивы этих структур. Между тем, сейсморазведка МОВ показала, что в разделяющих их межкупольных депрессиях мощность надсолевых отложений превышает 3 *км*.

Четкая граница между типичными соляными грядами и типичными соляными куполами в Заволжской структурной зоне отсутствует. Соляные гряды здесь сменяются соляными куполами постепенно, по мере движения на восток и северо-восток, причем они связаны соляными «перепонками» и образуют в плане гигантскую причудливую структурную сеть (Бражников, Салов и др., 1965).

Севернее широты пос. Горный Балыклей локальные структуры Заволжской структурной зоны изучены еще слабо, однако и здесь намечается их согласная с Заволжским бортовым уступом ориентировка.

Узени-Илекская прибортовая структурная зона от верховьев р. Еруслан продолжает на восток Заволжскую структурную зону. Она протягивается вдоль Жадовского бортового уступа Прикаспийской впадины, соприкасаясь на юге с Центральной и Киильской, а на востоке — с Карахобдинской структурными зонами. В ее составе выделяются западная — узеньская часть, лежащая к западу от р. Урал и почти нацело перекрытая верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, и восточная — утвинская часть, простирающаяся к востоку от р. Урал и охватывающая северные районы Подуральского плато.

В узеньской части этой зоны, как и в Заволжской структурной зоне, сохраняется согласная с простиранием бортового уступа Прикаспийской впадины ориентировка локальных структур. Так, например, на южном склоне Общего Сырта, в районе ст. Озинки, намечаются следующие полосы локальных структур (с севера на юг): а) полоса небольших, но резких, чаще однокрылых или сильно разбитых поднятий с выходами в сводах отложений верхнего, реже нижнего мела (Ичкинское, Цыгановское, Гремячинское и др.); б) полоса вытянутых, значительных по площади поднятий с выходами в сводах отложений верхнего мела, интенсивно нарушенных продольными и более короткими поперечными сбросами и имеющих весьма спокойные и пологие периклинали (Озинковское, Гремучинское, Каменское и др.); в) полоса сильно вытянутых поднятий с выходами в сводах отложений мела, реже юры, с относительно закономерно расположенной и несложной системой дизъюнктивных нарушений (Карташевское, Марковское и др.).

Отмеченные полосы поднятий разделены относительно неширокими (до 6—8 *км*), но часто глубокими (с амплитудами до 300—500 *м*) линейно ориентированными прогибами, выполненными отложениями палеогена с углами наклона слоев на крыльях от 2 до 9°. За южной (третьей, считая от Жадовского уступа) полосой поднятий лежат уже не имеющие выдержанной ориентировки соляные купола Нижнечижинский, Теримкудукский и другие (Кожевников, 1958).

В утвинской части Узени-Илекской прибортовой структурной зоны ориентированные полосы локальных структур поворачивают к востоку и в пределах Подуральского плато образуют огромную дугу, обращенную выпуклостью на северо-восток. Если в узеньской части рассматриваемой зоны, на южном склоне Общего Сырта, простирания локальных аномалий силы тяжести и структур в отложениях мезозоя и палеогена субширотные, то в утвинской ее части, на Зауральских Сыртах, они становятся юго-восточными, а в самой южной части дуги, близ Киильской структурной зоны,— почти меридиональными. Определяющим простираниям локальных структур строго подчинена ориентировка основных элементов современного рельефа — обрывов Зауральских Сыртов, долин рек Утвы,

Большой и Малой Хобды, Илека, а также их водоразделов (Журавлев, Шлезингер, 1962; Бутковский, Кожевников, 1964).

По северной и юго-восточной периферии утвинской части Узени-Илекской зоны, близ р. Урал, а также между верховьями рек Киил и Большая Хобда, ориентированные цепочки локальных структур сменяются незакономерно расположенными соляными куполами. Однако в отличие от внутренних структурных зон Прикаспийской впадины — Центральной и Эмбенской, соляные купола здесь встречаются изредка, более просты по морфологии и обычно невелики по размерам. Гравитационное поле слабо дифференцировано, но соляным куполам всегда соответствуют овальные локальные минимумы силы тяжести.

Первоначально в степях, прилегающих к р. Утве, предполагалось наличие пологих антиклинальных складок северо-западного простирания, развитых в отложениях мела и палеогена (Безруков, 1936, 1937). Теперь установлено, что это не складки, а протяженные цепочки соляных куполов. Так, к западу от р. Утвы в северо-северо-западном направлении протягиваются две цепочки соляных куполов, разделенные общей узкой протяженной межкупольной депрессией. Западную цепочку составляют купола Богдановский, Анкатинский, Танасский, Аккудукский, а восточную — купола Новосеменовский, Алексеевский, Буденновский и Александровский. Возможно, что следующую к востоку ориентированную цепочку образуют соляные купола правобережья р. Утвы — Казахстанский, Акбулакский, Верхнесукблакский, Актауский, Белогорский и Верхнеащисайский. Многие из этих куполов сопровождаются резко очерченными сопряженными компенсационными мульдами, которые выполнены отложениями палеогена и отчетливо выделяются на фоне смежных межкупольных депрессий, где распространены породы сенона (преимущественно маастрихта).

Здесь же, на западе утвинской части Узени-Илекской зоны, на сводах ряда куполов, соляные массивы которых приближены к дневной поверхности, встречаются мульды оседания. Среди них различаются экранированные (мульды оседания на куполе Замареновский у пос. Тепловка, на куполе Январцевский у пос. Дарьинский и на куполе Буденновский) и наложенные (мульда оседания на куполе Туксай западнее одноименного поселка). Все они выполнены морскими отложениями акчагыла, и только в мульде оседания на куполе Январцевский ниже прослеживаются континентальные пестроцветные образования миоцена (Востряков, 1960; Журавлев, 1966б).

На востоке утвинской части Узени-Илекской зоны, от верховьев Утвы и Киила до низовьев Илека и Большой Хобды, продолжают прослеживаться ориентированные структуры. Из них наиболее отчетливо выделяется Ишкырганская соляная гряда, которая от пос. Донской направляется на юго-восток, к р. Ишкырган — левому притоку р. Большой Хобды, откуда отклоняется к югу и достигает р. Караганды — левого притока р. Киил. Протяженность ее примерно 90 *км*, причем к ней относятся (с севера на юг): купол Донской, Ишкырганская и Жангизсайская, а также Джусалинская соляные антиклинали.

Наиболее характерными структурами этой гряды являются сближенные Ишкырганская и Жангизсайская антиклинали, которые протягиваются параллельно друг другу в северо-западном направлении. Они обладают узкими (1,5—2,5 *км*) сводами, сложенными отложениями альба и сеномана, по контуру которых длина Ишкырганской антиклинали достигает 25 *км*, а Жангизсайской антиклинали — 10 *км*. На их крыльях прослеживаются относительно круто наклоненные (до 20°) отложения верхнего мела, а их периклинали обрезаны сбросами. Антиклинали разделены нешироким (2—3 *км*) синклинальным прогибом, выполненным отложениями кампана и в наиболее погруженной части — породами маа-

стрихта и палеогена. Характерно, что обе эти антиклинали вписываются в контуры протяженного локального минимума силы тяжести, ось которого совпадает со сводом Ишкырганской антиклинали.

Еще далее к востоку в том же северо-западном направлении прослеживается Камышевская соляная гряда, к которой принадлежат купол Айсара, Камышевская антиклиналь и купол Троицкий. Ее северо-западное продолжение угадывается лишь по характеру гравитационного поля и ориентировке его локальных аномалий.

Самой северо-восточной соляной грядой рассматриваемой системы является Линевская, состоящая из Линевской, Сугалинской и Малохобдинской брахиантиклиналей, к местам наибольшего подъема шарниров которых приурочены соляные купола. На ее северо-западной — Линевской брахиантиклинали в ядре осложняющего ее северо-западную периклиналь Линевского купола обнажены гипсы кунгура (Яншин, Фокин, 1934).

Карахобдинская прибортовая структурная зона лежит на простирании Бельской ванны Предуральского краевого прогиба, от которой она отделена восток-юго-восточным продолжением Илекской флексуры, проходящим под долиной р. Илек, и расположенным к северу от этой флексуры Буртинским поперечным поднятием (Берето и др., 1968; Žuravlev, 1970). На западе она граничит с утвинской частью Узени-Илекской структурной зоны, на востоке — с Актюбинской полосой Южного перикланального прогиба Уральской складчатой системы, а на юге — с Киильской и Эмбенской структурными зонами.

На юге Бельской ванны, на Урало-Сакмарском междуречье и по левобережью р. Урал, в отложениях верхней перми и триаса развиты пологие, меридионально ориентированные соляные антиклинали и приуроченные к сводам ряда из них узкие линейные мульды оседания, выполненные породами мезозоя и кайнозоя. Южнее, в бассейне р. Илек, преимущественно распространены отложения триаса и юры, а в бассейне р. Большой Хобды — образования мела. На междуречье Илека и Малой Хобды мульды оседания невелики по размерам и намечаются нечетко, но здесь, к югу от р. Илек, появляются первые соляные купола, часто группирующиеся в меридионально ориентированные системы. Наиболее западную из них составляют купола Ащисай, Торткуль, Кузбак и Каратау, следующую к востоку — купола Котуртас, Горняк, Алпасайский, Ильинский и Бессарабский. От обычных для Прикаспийской впадины куполов они отличаются линейной ориентировкой, нечеткой дифференциацией крыльев и наличием систем сбросов, оконтуривающих наиболее приподнятые участки их сводов. На некоторых из них, в частности на куполах Торткуль и Каратау, выделяются экранированные мульды оседания, заполненные отложениями палеогена (до песков верхнего эоцена включительно). Такую же меридиональную ориентировку имеют крупные грабены (Чандинский и др.), выполненные отложениями мела и палеогена и, по-видимому, ограниченные на глубине, вдоль протяженных бортов, соляными валами.

Выдержанная ориентировка систем локальных структур Карахобдинской зоны, вероятно, определяется их принадлежностью к системе крутых флексур и уступов подсолевого ложа. Наиболее западная из этих систем, прослеживающая до р. Большой Хобды (до широты пос. Новоалексеевка), по-видимому, соответствует Акбулакскому погребенному разлому и примерно совпадает с меридианом 55°30′ в. д. К ней под острым углом подходят с запада наиболее восточные ориентированные локальные структуры утвинской части Узени-Илекской структурной зоны.

По мере движения на юг направленная ориентировка локальных структур Карахобдинской зоны постепенно утрачивается. На широте пос. Новоалексеевка локальные аномалии силы тяжести меняют субмеридиональное простирание на юго-восточное и широтное, как бы огибая се-

веро-восточную периферию Киильской структурной зоны (восточную часть Хобдинского регионального гравитационного максимума). Южнее Хобдинского погребенного разлома локальные структуры, свойственные Карахобдинской структурной зоне, уже не прослеживаются (Журавлев, Шлезингер, 1962; Журавлев, 1964а).

Юго-Восточная прибортовая структурная зона протягивается неширокой (до 50 *км*) полосой вдоль северного склона Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа. Она прослеживается от сора Мертвый Култук (бывшего залива Каспийского моря) на северо-восток, к слиянию рек Эмбы и Темира, достигая на севере верховьев р. Илек. На западе северная граница этой зоны может быть намечена лишь условно, так как переход от ее слабо развитых соляных куполов к сильно раздробленным соляным куполам Эмбенской структурной зоны очень постепенен и подчинен весьма спокойному и пологому погружению подсолевого ложа на север и северо-запад. Однако в том районе, где Юго-Восточная прибортовая зона отклоняется к северо-востоку, раздел между ней и Эмбенской зоной трассируется более уверенно. Он совпадает с погребенным Чиркалинским разломом, которому отвечает ориентированная цепочка соляных куполов Караоба, Высота 120,5, Северный Боржер, Актумсук, Южный Телеумбет, Северный Телеумбет, Айшуак, Гулюнсай и Четырлы (Журавлев, Волчегурский, 1965).

В Юго-Восточной прибортовой структурной зоне подсолевое ложе залегает на глубинах, не превышающих 5 *км*, а соленосные отложения кунгура развиты неповсеместно. Ее немногочисленные соляные купола разделены обширными межкупольными пространствами с почти горизонтальным залеганием надсолевых слоев. Соляные купола в большинстве своем являются рудиментарными, прекратившими или почти прекратившими развитие в позднем мелу и палеогене. Многие из них не получили отражения в развитых на поверхности отложениях палеогена и выявлены только сейсморазведкой по характеру залегания III отражающего горизонта, отвечающего подошве неокома. В отличие от обычно линейно ориентированных соляных куполов Заволжской и Узени-Илекской структурных зон соляные купола Юго-Восточной прибортовой структурной зоны расположены хаотично и в большинстве своем возникли над крайними южными локальными линзами соли, в непосредственной близости от полосы ее подземного выклинивания. Характерно, что на картах аномалий силы тяжести положение таких куполов обычно, но не всегда, намечается лишь слабым изгибом изоаномал.

Среди соляных куполов Юго-Восточной прибортовой структурной зоны наиболее изучены рудиментарные соляные купола Прорва и Буранкуль (см. фиг. 94), расположенные в ее приморской части, а также соляные купола Мортук и Кенкияк, лежащие в северной части зоны, в районе слияния рек Эмбы и Темира. Последние из упомянутых куполов закончили активное развитие к раннему триасу и как бы «закреплены» на уровне его отложений, перекрывающих и вершины соляных массивов куполов и сквозные межкупольные депрессии с нацело выжатой солью (см. фиг. 117). Отложения мезозоя над вершинами соляных массивов этих куполов образуют весьма спокойные и пологие брахиантиклинальные поднятия (Авров, Булекбаев и др., 1969). Однако в том же районе, по левобережью р. Эмбы, выявлены и миниатюрные открытые соляные купола Кумызтюбе, Замятина и Саркрамабас, прорвавшие мезозойские отложения. В их сводах обнажены гипсовые кепроки вершин соляных шипов, воздымающихся над глубоко залегающими соляными массивами этих куполов (Журавлев, Самодуров, 1960). Здесь же, в районе слияния Эмбы и Темира, а также выше по течению Темира и ниже по Эмбе в сквозных межкупольных депрессиях встречаются обращенные межкупольные поднятия. К северу от слияния этих рек это поднятия Кум-

сай, Булашское, Жарыккульское, Ащи, а к югу — поднятия Кокжиде, Луговское, Коксайское, Северо-Локтыбайское и Николаевское.

На широте слияния рек Эмбы и Темира и севернее появляются ориентированные в уральском направлении соляные валы: на левобережье Эмбы это вал Алибекмола, к северу от куполов Кенкияк и Мортук — валы Арансай, Булаш, Талдышоки, Ащи, на широте слияния Темира и Кульденен-Темира — валы Аккум, Остансук, Ащисай. Наличие этих соляных валов и их выдержанная ориентировка определяются направляющими разломами и пологими поднятиями подсолевого ложа. Последним соляные валы либо точно соответствуют (Алибекмола), либо по отношению к ним смещены, а по западным краям осложнены соляными карнизами (Талдышоки, Аккум, Остансук).

К северу от слияния рек Темир и Кульденен-Темир полоса линейно ориентированных структур прерывается, чтобы вновь продолжиться в самых верховьях р. Илек. На разделяющей территории появляются необычные для рассматриваемой структурной зоны интенсивно раздробленные соляные купола Болдырсай, Лаккарган, Туркестан, Темирский, Кумсай, Пригородный и Толганай, разделенные слабо намечающимися межкупольными депрессиями.

На правобережье р. Кульденен-Темир в ее верховьях, близ погребенного Сакмарско-Кокпектинского разлома, расположены наиболее восточные купола Юго-Восточной прибортовой структурной зоны — миниатюрные соляные купола Сарыоба и Джилансаид, причем последний из них является открытым [1].

К северу от широты ст. Кандагач Казахской железной дороги, в самых верховьях р. Илек, прослеживаются меридионально ориентированные цепочки мульд оседания. Эти мульды возникли над протяженными соляными грядами, положение которых определено разломами подсолевого ложа на южном затухании Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. На южных центриклиналях наиболее южных из этих мульд обособляются соляные купола Шубарсай и Старокандагачский — крайние северные купола рассматриваемой структурной зоны.

Юго-Западная прибортовая структурная зона охватывает пересеченную Волгой юго-западную часть Прикаспийской низменности и северную часть Каспийского моря. Южная граница зоны определяется положением Северо-Каспийского, Астраханского и Батыр-Малинского погребенных краевых поднятий подсолевого ложа, а северная граница — погребенным Азгирским разломом, которому отвечает ориентированная цепочка соляных куполов Баскунчак, Балкудук, Азгир (Чапчачи), Кайнартюбе, Кокдомбай, Худайберген-Бисчохо, Сасыктау, Мынтюбе, Багайдыр II, Новобогатинск-Сугур, Кусанбай, Каменный, Черная Речка, Станция № 2 и Абжель (Журавлев, 1960б; Журавлев, Кузьмин, 1960). На востоке, в прибрежных водах Каспия, может быть условно намечена ее граница с Юго-Восточной прибортовой и Эмбенской структурными зонами. Наконец, на северо-западе, у восточных обрывов Ергеней, она соприкасается с Заволжской прибортовой структурной зоной.

По северной периферии Северо-Каспийского поднятия, непосредственно за полосой подземного (в данном случае и подводного) выклинивания соленосных толщ, морской сейсморазведкой определены очертания первых рудиментарных соляных куполов. Глубина залегания подошвы неокома над их сводами достигает 1,8—2 *км*. Однако по мере продвижения на север соляные массивы куполов воздымаются и окраинные ру-

[1] Еще восточнее известен миниатюрный соляной купол Изембет, однако он расположен в Примугоджарской полосе Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы и в ее пределах является единственным.

диментарные соляные купола сменяются нормально развитыми, к которым относятся Морской II, I и другие, в прибрежной части моря — Чалик, Малое и другие, а на суше — Мартыши и Камышитовый, по деталям строения близкие к куполам Эмбенской структурной зоны.

Под лежащими в море соляными массивами нормально развитых куполов с глубины 5—7 *км* получены группы отражений, по характеру сейсмических записей сходные с зафиксированными на суше отражениями от подсолевого ложа. Эти купола разделены межкупольными депрессиями, в пределах которых подошва неокома иногда погружается до 2 *км*. Все межкупольные депрессии, пересеченные сейсмическими профилями, оказались осложненными поднятиями с амплитудами 200—400 *м*, установленными по верхним и более глубоким отражающим горизонтам. Возможно, что этим поднятиям на глубине отвечают периферические части соляных массивов куполов, расположенных близ сейсмических профилей, или соляные перешейки, связывающие соляные массивы куполов (Корнев и др., 1962).

Полоса рудиментарных соляных куполов, протягивающаяся в море вдоль северного склона Северо-Каспийского погребенного краевого поднятия подсолевого ложа, по характеру проявления соляной тектоники напоминает Юго-Восточную прибортовую структурную зону, а лежащая севернее территория с нормально развитыми соляными куполами близка к внутренним структурным зонам Прикаспийской впадины. Однако имеющиеся данные пока не позволяют уверенно определить положение этих частей Юго-Западной структурной зоны (может быть, самостоятельных структурных зон) под водами Каспия.

Более надежно установлена южная граница территории, осложненной проявлениями соляной тектоники: она проходит по северному склону Северо-Каспийского поднятия, сначала в широтном, а затем, примерно от 51°30′ в. д., в северо-западном направлениях и далее плавно огибает его западную периклиналь, направляясь к дельте Волги.

По северной периферии Астраханского поднятия, несколько северо-восточнее г. Астрахани, намечается первый соляной купол Кирикилинский, а в 25 *км* к северо-востоку от этого города, на левобережье Волги,— Красноярский соляной купол, еще не осложненный дизъюнктивными нарушениями (Цибизов, 1964). Неподалеку от него известен соляной купол Азау, а к востоку от дельты Волги, в 25 *км* восточнее пос. Ганюшкино,— соляной купол Джамбай, по морфологии близкий к куполам внутренних структурных зон Прикаспийской впадины (Джумагалиев и др., 1960; Васильев, Обрядчиков, 1962).

Сразу к югу от с. Енотаевка, на левобережье Волги, имеется купол Владимировский, соляной массив которого непосредственно перекрыт отложениями апшерона. Минимальная глубина залегания вершины его соляного массива не превышает 375 *м*, а ее размеры по изогипсе — 750 *м* составляют 10×4 *км*. Радиальными сбросами северное, более крутое, крыло этого купола разбито на три, а южное крыло — на два блока. К южному крылу примыкает сопряженная компенсационная мульда, выполненная отложениями олигоцена (Бобух, Федоров, 1964; Мальцев, Юрченко, 1964).

Помимо этого купола, к северу от Астраханского поднятия установлены более мелкие соляные купола: Отрадненский, Агаркинский, Харбинский и другие (Бобух, Федоров, 1964), а еще севернее, по правому берегу Волги,— соляные купола в районе поселков Копановки, Никольского, Соленого Займища и Черного Яра (Колбин, 1948).

Таким образом, в западной части Юго-Западной прибортовой структурной зоны, как и в ее восточной части (к северу от Северо-Каспийского поднятия), намечается резкое усиление соляной тектоники к северу, но границу между областями с разной степенью ее проявления

определить пока невозможно. Территория, простирающаяся от Волги на восток, к дельте р. Урал, перекрыта южной частью песков Северного Прикаспия (Рын-песков) и до сих пор почти не исследована. Только в узкой полосе, прижатой к северному берегу Каспийского моря, определено положение локальных минимумов и максимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам и межкупольным депрессиям. Значительно севернее, по выходам отложений апшерона среди хвалынских песков, обнаружены активные в новейшее время соляные купола Караузек и Кошалак (Журавлев, Кузьмин, 1960).

Очень слабо изучена также территория, простирающаяся на запад от Волги до восточных обрывов Ергеней. Однако известно, что на доакчагыльском срезе Астраханскому поднятию отвечает поле распространения верхнемеловых отложений, за которым до Ергеней и далее преимущественно распространены отложения палеогена — сначала палеоцена и эоцена, а затем олигоцена и нижнего миоцена (Сударикова, 1958, 1964; Якушева, 1962). Последние данные сейсморазведки и отчасти бурения позволили определить здесь очертания крупных, крайне извилистых в плане соляных куполов-гигантов Харбино-Полынного, протягивающегося от с. Енотаевка к юго-восточному окончанию Астраханского поднятия, Сарпинского, расположенного в районе Сарпинских озер, и находящегося от него к северо-востоку Солено-Займищенского (Ракитов, Самойлович, 1969). Глубина залегания вершин их соляных массивов колеблется от 200 до 1200 *м* у Харбино-Полынного и от 400 до 1300 *м* у Сарпинского и Солено-Займищенского куполов, а их ширина — от 1 до 10 *км* и более. Извилистые очертания соляных массивов этих куполов определяются наличием вдавленных и сопряженных компенсационных мульд, весьма активно формировавшихся в палеогене.

Упомянутые соляные купола-гиганты разделены обширным пространством, отвечающим Енотаевскому гравитационному максимуму. В его пределах распространены небольшие по размерам соляные купола Моктинский, Совхозный, Воропаевский, Шаджинский, Отрадненский, Халганский и др. Некоторые из них, вероятно, приурочены к соляным отрогам, отходящим от соляных массивов куполов-гигантов. Так, например, одну из западных ветвей соляного купола-гиганта Харбино-Полынного продолжает к юго-западу цепочка небольших соляных куполов, образованная Юстинским, Уватинским и Очарским куполами.

К югу от Харбино-Полынного и Сарпинского куполов-гигантов, близ полосы подземного выклинивания соленосных отложений кунгура, выделяются разобщенные и, как правило, небольшие соляные купола Смушковский, Каракульский, Борджинский, Западно-Пустынный, Приозерский и др.

Приведенные данные показывают, что соляная тектоника на правобережье Волги проявилась достаточно интенсивно, хотя и не была столь активной, как во внутренних структурных зонах Прикаспийской впадины.

Эмбенская структурная зона протягивается от северо-восточного побережья Каспийского моря и дельтовых разливов Эмбы и Сагиза на восток-северо-восток, через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила, к верховьям Уила и Темира. На юго-востоке она соприкасается с Юго-Восточной прибортовой зоной, на западе — с Юго-Западной прибортовой и Центральной, на северо-западе — с Центральной и Киильской, а на севере — с Карахобдинской структурными зонами. Почти все границы зоны условны, и только часть ее северо-западного ограничения совпадает с Хобдинским погребенным разломом, а часть юго-восточного ограничения — с Чиркалинским погребенным разломом. В южной части Эмбенской зоны, перекрытой пеленой морских четвертичных отложений, лежит промысловый район Южной Эмбы, а в ее северной части, в бассейне верхнего течения р. Уил,— промысловый район Северной Эмбы.

По мере движения на север и северо-запад от Юго-Восточной прибортовой зоны в глубь Эмбенской зоны и на юго-запад вдоль нее (от промыслового района Северной Эмбы к промысловому району Южной Эмбы) постепенно и последовательно возрастают глубина залегания подсолевого ложа и интенсивность проявления соляной тектоники. Соляные купола становятся многочисленными, разнообразными по глубине эрозионного среза, морфологии и размерам и нередко почти сливаются, отделяясь еле уловимыми пережимами. Наличие соляных перешейков, связывающих соляные массивы куполов на глубине, иногда позволяет наметить очертания крупных первичных поднятий кровли соли, на фоне которых обособились эти купола. Глубина залегания первичных поднятий кровли соли, по-видимому, различна, причем они явно не изолированы и соединяются со смежными на еще бóльших глубинах, как бы образуя систему крупных ячей. Иногда первичные поднятия кровли соли, на которые нанизаны соляные купола, в плане линейны и в той или иной мере являются протяженными соляными грядами (первичные поднятия с куполами Таганской и Акчилекской гряд), но иногда они имеют в плане извилистые очертания (первичные поднятия с куполами Доссор — Кошак-Танатар — Кожегали — Станция Искине, с куполами Донгелексор — Терсаккан — Мурзаадыр — Сокуртюбе — Каскыртау и др.).

Соляные массивы куполов Эмбенской зоны весьма различны по размерам, крутизне склонов и очертаниям вершин. Обычно их размеры относительно невелики (от нескольких до 20 *км*^{2}), и лишь изредка здесь встречаются более крупные купола (Тамдыкуль, Акшукур). В большинстве случаев склоны соляных массивов крутые, осложненные уступами, иногда подвернутые (Макат), причем вершины соляных массивов куполов прослеживаются на глубинах от 100 до 600 *м* и лишь изредка бóльших.

В Эмбенской зоне имеются только два открытых купола — Карачунгул (на южной окраине) и Ащебулак (на северной окраине), в сводах которых обнажены вершины соляных штоков, поднимающихся над их соляными массивами (Журавлев, Самодуров, 1960). Остальные ее многочисленные купола являются куполами с закрытыми соляными массивами, среди которых выделяются все их разновидности. Так, закрытыми куполами первого типа (с неразмытыми в послетриасовое время соляными массивами) являются Корсак, Байчунас, Южный Кошкар, Агнияз, Алтыкуль-Кзылкала, Каскырбулак и др. Более многочисленны купола второго типа (с размывавшимися в послетриасовое время соляными массивами). В их числе имеются купола с островерхими соляными массивами — Мунайли, Дюсеке, Жолдыбай, Каратон, Косчагыл, Кумшете, Тюлюс и другие, над которыми в надсолевых отложениях проходят грабены, а также купола с плосковерхими соляными массивами. Среди последних различаются купола с соляными массивами, осложненными соляными гребнями, над которыми в надсолевых отложениях прослеживаются грабены (Кошак-Танатар, Сагиз, Тентяксор, Тереньузюк и др.), купола с горизонтальной кровлей соляных массивов (Искине, Кзылкудук и др.), а также купола с вогнутыми вершинами соляных массивов и развитыми над ними экранированными мульдами оседания (Туктубай, Заквай и др.).

В прямой зависимости от глубины залегания и морфологии соляных массивов находятся надсолевые структуры куполов Эмбенской зоны. Надсолевые отложения на их сводах обычно осложнены густой сетью продольных, поперечных и оконтуривающих сбросов. На сводах куполов в надсолевых отложениях местами имеются глубокие размывы и несогласия. Так, например, на куполе Искине отложения апта резко трансгрессивно залегают на породах неокома, юры, триаса, а также на вершине его соляного массива; на куполе Тентяксор отложения неокома срезают породы юры и триаса и т. д. Однако эти несогласия являются не региональными, а частными, зависящими от скоростей подъема тех куполов,

на которых они установлены, и нередко бывают разными по возрасту на различных крыльях и блоках одного и того же купола.

На современной или дочетвертичной (в промысловом районе Южной Эмбы) поверхности Эмбенской зоны своды ее куполов сложены юрскими или нижнемеловыми, реже — триасовыми (преимущественно в промысловом районе Южной Эмбы), верхнемеловыми и палеогеновыми (в самой южной, приморской, части промыслового района Южной Эмбы) отложениями.

Некоторые относительно небольшие соляные купола на северо-востоке Эмбенской зоны имеют брахиантиклинальное строение. Они либо не осложнены сбросами (Бесбатыр, Илеймесаймарак, Кумкудук), либо нарушены продольными (Шубаркудук) или радиальными (Иткшук) сбросами. Среди других, гораздо более многочисленных соляных куполов Эмбенской зоны по количеству крыльев при современном или дочетвертичном срезе различаются:

а) однокрылые: по юго-восточной периферии зоны — Альмуратконыр, Букембай, Саркаска, Токай и др., реже в ее центральной части — Жиланды, Кайракты, Кузды кара и др.;

б) двукрылые: в юго-западной части зоны — Агнияз, Алтыкуль, Байчунас, Дюсеке, Жолдыбай, Иманкара, Карабатан, Каратайкыз, Каратон, Кошак-Танатар, Кузбак, Кумшете, Мунайли, Северный Кошкар, Тажигали, Тентяксор, Тереньузюк, Тюлегень, Ушкан и др.; в северо-восточной части зоны — Жидекараганда, Киактысай, Кинжалы, Кокбулак, Мастегат, Мукур и др.;

в) трехкрылые: в юго-западной части зоны — Акаткуль, Биекджал, Бисбулюк, Доссор, Женгельды, Каскырбулак, Корсак, Кулсары, Мийбулак, Нармунданак, Станция Искине, Туктубай, Южный Кошкар, Южный Камыскуль и др.; в северо-восточной части зоны — Джаксымай, Ждаля, Мурзаадыр и др.;

г) четырехкрылые и более сложно построенные: в юго-западной части зоны — Бекбеке-Испулай, Джарчик, Искине, Кзылкудук, Косчагыл, Макат, Сагиз, Такырбулак, Тюлюс и др.; в северо-восточной части зоны — Алтыкарасу, Итассай, Кемеркуль, Копакараганда, Левите-Мунайлисай, Шубаржилан и др. Купола последней группы обычно обладают системой продольных и поперечных (радиальных) разломов, продольным грабеном или системой грабенов, иногда лучами расходящихся от сводовых частей куполов.

Межкупольные депрессии Эмбенской зоны разнообразны по очертаниям, морфологии и размерам, причем их конфигурация всецело зависит от расположения соляных куполов. Среди них различаются раскрытые (преимущественно в юго-западной части зоны) и обрамленные, причем многие из них, вероятно, окажутся сквозными. В межкупольных депрессиях Эмбенской зоны (особенно в ее юго-западной части) нередко обособляются наиболее прогнутые участки — чаши, разделенные соляными перешейками, связывающими близлежащие соляные массивы куполов, или же рудиментарными соляными куполами. Наличие таких куполов в промысловом районе Южной Эмбы доказано в Дангарской, Доссор-Макатской и Тюлюс-Кулсаринской межкупольных депрессиях (см. фиг. 113, 114). В межкупольных депрессиях восточной периферии Эмбенской зоны выявлены обращенные поднятия: Сарксымолинское, Северо-Муюнкумское, Муюнкумское, Овражное, Киндысайское и Соломбайское.

Купола Эмбенской зоны нередко сопровождаются сопряженными компенсационными мульдами. В юго-западной части Эмбенской зоны, где ее межкупольные депрессии сложены породами сенона (главным образом маастрихта), эти мульды, как правило, выполнены отложениями палеогена (у куполов Акаткуль, Алимбай, Каскырбулак, Мулдабек, Сарнияз,

Тентяксор, Сатепалды и др.; см. фиг. 118). В северо-восточной части зоны, где в межкупольных депрессиях распространены преимущественно породы кампана и сантона, сопряженные компенсационные мульды выполнены отложениями кампана и маастрихта, реже — палеогена (у куполов Акшилик, Акшукур, Джарлыоба, Кайракты, Кумакжол, Кумбауроба, Кумсай-Чиликты, Теректы, Тамдыкуль, Шукыркуль, у куполов Таганской гряды и др.; см. фиг. 119, 122). Вдавленные компенсационные мульды в Эмбенской зоне встречаются крайне редко: такие мульды, выполненные отложениями палеогена, известны в северных частях соляных массивов куполов-гигантов Тамдыкуль (см. фиг. 119) и Акшукур.

Мульды оседания в Эмбенской зоне немногочисленны. В ее юго-западной части экранированные мульды оседания намечаются по аномально увеличенной мощности отложений акчагыла над сводами куполов Заквай, Карабатан, Куттубай, Сагиз, Туктубай и др. В северо-восточной части зоны экранированные мульды оседания известны на куполах Мастегат, Чиркала и Утыбай, расположенных непосредственно к западу от цепочки куполов Чиркалинского разлома. Они выполнены отложениями плиоцена (Мастегат), миоцена (Чиркала) или эоцена (Утыбай). Наложенные мульды оседания в Эмбенской зоне известны только над прослеживающимися на небольшой глубине (до 200 *м*) плоскими вершинами соляных массивов куполов Тамдыкуль (см. фиг. 119) и Кумсай-Чиликты (см. фиг. 122). Они выполнены отложениями палеогена, а на куполе Тамдыкуль — также верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями.

Киильская структурная зона лежит к северо-западу от северо-восточной части Эмбенской зоны. Она невелика по площади и охватывает восточную часть Хобдинского регионального гравитационного максимума, лежащую вне пределов Прикаспийской низменности. Ее наиболее отчетливая юго-восточная граница совпадает с гравитационной ступенью, намечающей положение Хобдинского погребенного разлома. На севере Киильская зона граничит с утвинской частью Узени-Илекской структурной зоны и с западной частью Карахобдинской структурной зоны.

Соляные купола Киильской зоны по сравнению с куполами Эмбенской структурной зоны более редки, проще построены, слабее нарушены сбросами и разделены обширными пологими межкупольными депрессиями. Для нее наиболее типичны небольшие однокрылые соляные купола Самай, Косбатыр, Каратау, Ботакоз, Байтас, Тассай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Куккуз, Кзылжарсай, Алимбет, Кзылсай, Куккиртысай и Сага. Миниатюрными являются купола Ордындыкты и Тюбекудук; первый из них двукрылый, а второй фиксируется на поверхности лишь по наличию экранированной мульды оседания, выполненной песками верхнего эоцена и расположенной над вершиной вторичного соляного шипа этого купола (Журавлев и др., 1959). Помимо перечисленных, в Киильской зоне имеются и гораздо более крупные купола: Майлисай, Джундусай, Чингис и Жекендысай, обладающие неглубоко залегающими (200—300 *м*) плосковерхими соляными массивами и весьма дифференцированной, осложненной разломами надсолевой структурой.

Однокрылые купола Киильской зоны — это закрытые купола первого типа (с неразмытыми в послетриасовое время соляными массивами), причем их соляные массивы залегают на значительной глубине. В сводах этих куполов на поверхности отложения средней юры прослеживаются только на куполе Байтас, а отложения неокома — только на куполах Самай и Каратау. Обычно же своды этих куполов сложены породами альба (Косбатыр, Ботакоз, Тассай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Кзылжарсай, Алимбет, Кзылсай, Сага) или сеномана (Куккуз, Куккиртысай), залегающими моноклинально и по восстанию пластов срезанными либо дугообразно изогнутым сбросом, либо двумя сбросами, сходящимися под углом.

Купола Чингис и Жекендысай, находящиеся на западной окраине Киильской зоны, как и расположенный южнее, уже в Эмбенской зоне, купол Тамдыкуль, по размерам своих плосковерхих соляных массивов и по морфологии надсолевых слоев напоминают соляные купола смежной к западу Центральной структурной зоны. Между тем, межкупольные депрессии Киильской зоны в первом приближении не могут быть отождествлены с межкупольными депрессиями смежных структурных зон Прикаспийской впадины. Они протягиваются на многие десятки километров и выполнены весьма полого залегающими отложениями сенона.

Среди межкупольных депрессий Киильской зоны, кроме раскрытых, имеются и обрамленные. Таковой является недавно оконтуренная сейсморазведкой Кандыкская межкупольная депрессия, пересеченная р. Киил ниже устья р. Батпакты.

Компенсационные мульды в Киильской зоне встречаются изредка; они являются сопряженными и сопровождают купола Чингис и Майлисай.

Помимо купола Тюбекудук, мульды оседания в Киильской зоне известны на куполах Майлисай, Чингис и Жекендысай. Как и Тюбекудукская мульда, все они являются экранированными, но занимают значительные площади и выполнены отложениями акчагыла (Жекендысай) или апшерона и четвертичными отложениями (Майлисай и Чингис).

В ряде предшествующих работ (Журавлев, 1957б, 1960б; Журавлев, Шлезингер, 1962) мы указывали, что по сравнению с Эмбенской зоной в Киильской структурной зоне соляная тектоника проявилась слабее. Ее относительно меньшая интенсивность объясняется «... количественными и качественными отличиями гидрохимических осадков кунгура: их меньшей мощностью и частичным замещением соленосной фации фацией сульфатно-терригенной» (Журавлев, 1960б, стр. 179). Это предположение нашло подтверждение в данных, полученных по восточной части проложенного недавно регионального сейсмического профиля СХІ-МНРП Актюбинск — Аралсор (см. фиг. 70). По этому профилю в Киильской структурной зоне отмечено резкое увеличение мощности отложений, залегающих между горизонтами К (верхним отражающим горизонтом нижней терригенно-ангидритовой толщи кунгура) и $П_1^1$ — подсолевым ложем (Знаменский, Хвилевицкий и др., 1968). Если восточнее надсолевые отложения в сквозных межкупольных депрессиях непосредственно опираются на подсолевое ложе, то в Киильской зоне границей, от которой заметны проявления соляной тектоники, является отражающий горизонт К. Между ним и подсолевым ложем заключена полуторакилометровая толща пород, явно не способных к пластическому перераспределению. При этом первоначальная мощность соленосных толщ, позднее вовлеченных в пластическое перераспределение, к востоку от Киильской зоны была значительно большей (см. фиг. 70).

Нет сомнения в том, что Хобдинский региональный гравитационный максимум, восточной части которого отвечает Киильская структурная зона, в основном обусловлен подъемом верхней мантии и исчезновением «гранитного» слоя в его пределах (см. стр. 143). Однако на величину этой аномалии, по-видимому, дополнительное влияние оказало появление в разрезе платформенного чехла мощной нижнепермской терригенно-ангидритовой толщи.

Судя по тому же сейсмическому профилю, в Киильской структурной зоне возрастает (до 4 *км* и более) мощность пермо-триасовой — незеркальной части разреза надсолевых отложений, тогда как отложения юрско-палеогенового структурного этажа «...характеризуются наименьшими (около 3 *км*) в данной части впадины мощностями. Межкупольные мульды обширны и построены более просто, чем в других структурных зонах» (Знаменский, Хвилевицкий и др., 1968, стр. 31).

Различия в степени проявления соляной тектоники в Киильской и

Эмбенской структурных зонах отчетливо заметны на любых обзорных геологических картах Прикаспийской впадины. Поэтому явно ошибочным представляется вывод Н. В. Неволина (1965, стр. 17) о том, что в Киильской зоне соляная тектоника проявилась активнее, чем в Эмбенской зоне.

Центральная структурная зона занимает бóльшую — западную часть Прикаспийской впадины и соответствует области наибольших глубин залегания ее подсолевого ложа. Она простирается от подножий Зауральских Сыртов до левобережья Волги и от южных отрогов Общего Сырта до песков Северного Прикаспия. На востоке она соприкасается с Киильской, на юго-востоке — с Эмбенской, на юго-западе — с Юго-Западной прибортовой, на западе — с Заволжской прибортовой, на севере и северо-востоке — с Узени-Илекской прибортовой структурными зонами. Почти все ее границы условны, и только юго-западное ограничение зоны определяется цепочкой куполов погребенного Азгирского разлома.

Контуры Центральной зоны почти совпадают с очертаниями северной части Атрауской верхнеплиоценово-четвертичной наложенной синеклизы. Выполняющие ее отложения почти нацело закрывают подстилающие, и лишь местами, на отдельных немногочисленных куполах, обнажены более древние слои (до пород кунгура включительно).

Центральная зона разделяется на две части: восточную, простирающуюся от подножий Зауральских Сыртов (от Киильской структурной зоны) и промыслового района Южной Эмбы (от Эмбенской структурной зоны) до меридиана правой протоки р. Урал — р. Кушум, и западную, протягивающуюся от р. Кушум на запад до Заволжской структурной зоны. Эти части Центральной структурной зоны различаются по возрасту отложений, развитых на поверхности межкупольных депрессий при доверхнеплиоценовом срезе. В восточной части Центральной зоны межкупольные депрессии обычно выполнены породами сенона (преимущественно маастрихта), и лишь в наиболее прогнутых их участках, а также в резко очерченных компенсационных мульдах обособляются отложения палеогена. Между тем, именно последние в западной части Центральной зоны имеют весьма широкое распространение и заполняют все межкупольные депрессии и компенсационные мульды. Упомянутые части Центральной зоны различаются и по морфологии соляных куполов: на доверхнеплиоценовом срезе в ее восточной части преобладают закрытые, в западной — открытые соляные купола.

В восточной части Центральной зоны открытыми при доверхнеплиоценовом, реже — при дочетвертичном срезе являются купола, фиксирующие положение Азгирского разлома: Новобогатинск-Сугур, Кусанбай, Каменный, Черная Речка и Станция № 2. К северу от них, в южной половине восточной части Центральной зоны, известны всего лишь три смежных открытых купола: Кудук, Кыз и Саргузор, расположенные непосредственно к югу от соляного купола-гиганта Индер.

В северной половине восточной части Центральной зоны количество открытых при доверхнеплиоценовом срезе соляных куполов заметно возрастает. Это купол Бектеньоба-Барханный, расположенный на широте соляного купола-гиганта Индер к западу от р. Урал, а севернее — купола Бальгут, Булекбай, Джамбейта, Карабек, Карабелес, Каракунак, Мергеневский, Саралыоба, Сатимола, Хаместкуль, Харькин I и II, Шактыбай. У куполов-гигантов Индер и Челкар на дневной поверхности прослеживаются породы кепрока их соляных массивов: на Индере — по северному и восточному берегам оз. Индер, а на Челкаре — у горы Сасай на южном берегу оз. Челкар. Отдельные, наиболее приподнятые участки соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый выходят на доверхнеплиоценовую поверхность. Глубина залегания вершин соляных массивов, обнаженных на доверхнеплиоценовой поверхности, различна:

на Булекбае — 80 *м*, на Калдыгае — 170 *м*, на Сатимоле — 220 *м*, на Бектеньоба-Барханном — 220—240 *м*, на Кудуке, Кызе, Саргузоре — 250 *м*, на Харькине I и II, Шактыбае, Челкаре — 300 *м*, на Санкебай-Круглом — 350—400 *м*.

Среди куполов восточной части Центральной зоны лишь изредка встречаются однокрылые соляные купола (Актюбе, Джандалысор), обычные для смежной Киильской структурной зоны, двухкрылые (Амангат, Тугулюксор), распространенные в смежной Эмбенской зоне, и трехкрылые (Кзылоба, Кожакуль) соляные купола. Для нее наиболее типичны купола с плосковерхими соляными массивами, в верхнем сечении обычно округлыми, овальными, изометричными, реже — удлиненными. Соляные массивы этих куполов зачастую обладают крутыми, иногда ступенчатыми и даже подвернутыми (у вершины Сугур соляного массива Новобогатинск-Сугур) склонами. Форма соляных массивов определяет структуру надсолевых слоев: над их вершинами обычно прослеживаются полого залегающие отложения триаса, юры, реже — нижнего мела, а их склоны опоясаны узкими лентами залегающих круто нижне- и верхнемеловых отложений, расчлененных на перегибах сбросами. Такими куполами в южной половине восточной части Центральной зоны являются Багырдай, Зеленый, Кзылбар, Найзамола, Тщекуль, Яманка и другие, а в северной половине — Барановский, Булдуртинский, Горяченский, Елток, Жарчагыл-Карасу, Итмурун, Калмыково, Кожехаровский, Кочемасов, Мимбай, Парфеново, Саралыоба, Сауле, Саурбай, Урсай и др. Глубины залегания вершин соляных массивов этих куполов различны и равны: на Саурбае — 150 *м*, на Елтоке и Сауле — 250 *м*, на Зеленом, Кзылбаре, Тщекуле, Булдуртинском, Кожехаровском — 300 *м*, на Барановском — 350 *м*, на Найзамоле — 370 *м*, на Багырдае — 400 *м*.

Среди куполов восточной части Центральной зоны своими размерами выделяются упомянутые соляные купола-гиганты Индер, Санкебай-Круглый и Челкар. При этом площади вершин соляных массивов куполов-гигантов Челкар и Санкебай-Круглый достигают 2340 и 2200 *км*^{2} соответственно, а высоты их соляных массивов — 9 *км* и более.

Уже на доверхнеплиоценовом срезе отчетливо заметны структурные связи между соляными куполами восточной части Центральной зоны. Так, по-видимому, на общих извилистых в плане соляных грядах расположены взаимосвязанные купола Черная Речка — Редут—Сорочинка—Бакланий, Сорочинка — Лиман — Яманка — Тегень — Кшил-Соркабак, Кшил-Соркабак — Баксай — Сарсай, Теркебай I — Дараймола — Кинджи — Кыз-Саргузор, лежащие к северу от цепочки соляных куполов Азгирского разлома.

Межкупольные депрессии восточной части Центральной зоны уступают по размерам межкупольным депрессиям смежной Киильской зоны. При доверхнеплиоценовом срезе они отчетливо разделяются на обрамленные и раскрытые. Первые немногочисленны и, в частности, известны непосредственно к северу от цепочки соляных куполов Азгирского разлома, где они разделяют извилистые соляные гряды, к которым приурочены упомянутые выше купола Бакланий, Сорочинка, Лиман, Яманка, Баксай, Сарсай, Теркебай I и др. К тому же типу относится Крыккудукская межкупольная депрессия, лежащая между двумя соляными отрогами южной ветви соляного массива купола-гиганта Челкар и соляными куполами Хаместкуль и Карабек. На глубине окружающие ее купола, несомненно, связаны кольцевой соляной грядой, отдельные участки которой поднимаются на разную высоту над подсолевым ложем и отвечают либо соляным куполам, либо связывающим их соляным перешейкам.

Многие из раскрытых при доверхнеплиоценовом срезе межкупольные

ных депрессий восточной части Центральной зоны на более глубоких уровнях, несомненно, окажутся разделенными соляными перешейками (связывающими смежные соляные купола) на обособленные обрамленные депрессии. Среди межкупольных депрессий рассматриваемой территории, по-видимому, будут явно преобладать сквозные.

В некоторых раскрытых при доверхнеплиоценовом срезе межкупольных депрессиях северной половины восточной части Центральной зоны обнаружены рудиментарные купола (Бекет, Кособа, Чубертан и др.).

К отдельным соляным куполам восточной части Центральной зоны приурочены сопряженные компенсационные мульды. В южной половине восточной части Центральной зоны они известны у куполов Абжель (с глубиной залегания подошвы палеогена до 2 *км*), Бекшибай, Дюсеке и Сарсай. В северной половине восточной части этой зоны они более многочисленны и выявлены у куполов Индер, Санкебай-Круглый, Булдурты, Джамбейта, Карабек, Карабелес, Кособа, Миялы-Кенел, Туик, Тюбекудук, Хаместкуль и др.

Соляные массивы куполов-гигантов Индер, Санкебай-Круглый и Челкар осложнены вдавленными компенсационными мульдами. Такие же мульды имеются и на меньших по размерам куполах Бектеньоба-Барханный (см. фиг. 120), Кшил-Соркабак и Новобогатинск-Сугур (см. фиг. 121). Вдавленным компенсационным мульдам куполов-гигантов Челкар и Индер на местности соответствуют вписывающиеся в их контуры озера, причем в центральной части соляного оз. Индер мощность четвертичных отложений превышает 500 *м*. Такой же мощности они достигают в Жалтырской вдавленной компенсационной мульде купола Новобогатинск-Сугур, где подошва отложений апшерона прослеживается на глубине — 1800 *м*, а подошва отложений акчагыла — на глубине —3500 *м*. В Жаскайратской вдавленной компенсационной мульде купола Кшил-Соркабак подошва отложений палеогена опускается до глубины —3400 *м*, а в Тукбайской вдавленной компенсационной мульде купола Бектеньоба-Барханный — до глубины — 3946 *м*.

Мульды оседания над соляными массивами куполов восточной части Центральной зоны встречаются изредка, причем достоверно установлены экранированные мульды оседания, выполненные континентальными пестроцветными глинами миоцена. Они известны в северной половине восточной части Центральной зоны на куполах Санкебай-Круглый, Челкар, Барановский, Горяченский, Карабек, Кожехаровский и др.

Западная часть Центральной зоны изучена пока слабее ее восточной части, причем практически совершенно неисследованными остаются лежащие на юге ее труднодоступные пески Северного Прикаспия (Рынпески). Однако имеющиеся данные геологии и геофизики (Васильев, Обрядчиков, 1962; Волож, Камарянский, 1964; Кожевников, 1964; Чарыгин и др., 1964; Бутковский, Омельченко, 1968) позволяют утверждать, что соляная тектоника проявилась здесь не менее интенсивно, чем в восточной части той же структурной зоны.

Преобладающее распространение в западной части Центральной зоны имеют купола с плосковерхими соляными массивами, почти достигающими доверхнеплиоценовой поверхности или выведенными на нее (открытыми при доверхнеплиоценовом срезе). Кепроки соляных массивов куполов Баскунчак, Азгир и Худайберген-Бисчохо, принадлежащих цепочке куполов Азгирского разлома, выходят на дневную поверхность.

Контуры соляных массивов в верхнем сечении (в плане) разнообразны: от округлых (преобладают) и удлиненных до сложно разветвленных. Площадь верхних сечений соляных массивов куполов различна: от нескольких до десятков, реже — сотен квадратных километров. Наименьшие размеры в плане имеют соляные массивы рудиментарных куполов. Промежуточное положение занимают те купола, вершины соляных

массивов которых прослеживаются на значительной глубине от доверхнеплиоценовой поверхности. Наиболее крупные размеры в плане имеют соляные массивы куполов, почти достигающие доверхнеплиоценовой поверхности или выведенные на нее. Так, например, узкие соляные массивы куполов Акоба Восточная и Батпаксор протягиваются соответственно на 35 и 56 *км* при ширине 1—7 и 2—9 *км*. Площадь треугольного в плане соляного массива купола Муратсай в верхнем сечении достигает 200 $км^2$, а площадь только обнаженной, размытой до гипсов кепрока, центральной части соляного купола-гиганта Баскунчак — 360 $км^2$.

Склоны соляных массивов куполов западной части Центральной зоны обычно крутые (45—80°), местами вертикальные, иногда осложненные соляными карнизами (у куполов Саралжин, Тайгора и др.) или вторичными поднятиями по периферии (как например, поднятие Байкадан, расположенное на южном склоне северо-восточного отрога соляного массива купола-гиганта Эльтон).

Иногда на глубине соляные массивы куполов связаны соляными перешейками или обособляются на фоне крупных первичных поднятий кровли соли. Таковым, например, является Акоба-Нариманское, к которому приурочены купола Акоба Южная, Акоба, Захатсор, Акоба Восточная, Бершарал, Айбас, Нариман.

Над вершинами соляных массивов большинства закрытых при доверхнеплиоценовом срезе куполов сохранились маломощные (до 100 *м*, реже более) отложения триаса, юры, реже — мела, заполняющие неровности кровли соляных массивов и разбитые сетью сбросов (на куполах Акоба, Аралсор, Ащеузек, Батпаксор, Джаныбек, Екпенды, Муратсай, Нариман, Урдинский и др.). Амплитуда колебания глубины залегания кровли соли на этих куполах под экранированными мульдами оседания возрастает до 150—370 *м* (на куполах Аралсор и Батпаксор), под грабенами — до 500—1300 *м* (на куполах Ащеузек, Джаныбек, Нариман, Урдинский).

Открытые при доверхнеплиоценовом срезе или приближенные к нему соляные массивы куполов вдоль склонов обычно опоясаны узкими лентами юрских и меловых отложений, которые на перегибах расчленены сбросами на отдельные сегменты. Как и у куполов восточной части Центральной зоны, у куполов ее западной части нет существенной разницы в строении этих сегментов на противоположных склонах соляных массивов. Это в целом заметно отличает купола Центральной зоны от куполов Эмбенской зоны, крылья которых обычно достаточно четко подразделяются на приподнятые и опущенные. Характерно, что и в западной части Центральной зоны, равно как и в ее восточной части, лишь изредка встречаются однокрылые (Екпенды, Муратсай, Шайтансор), двукрылые купола и купола с большим количеством крыльев в плане (Аукетайчагыл и др.).

По сравнению с куполами, соляные массивы которых приближены к доверхнеплиоценовой поверхности или выведены на нее, в западной части Центральной зоны значительно реже встречаются купола с относительно погруженными (до 600—900 *м* ниже доверхнеплиоценовой поверхности) соляными массивами (Абдельман, Айбас, Жанатурмис, Тайгора, Ташпак, Ташкенсай, Шалакупа, Шерембетсай). В сводах таких куполов при доверхнеплиоценовом срезе прослеживаются отложения триаса и более молодые.

Среди межкупольных депрессий на доверхнеплиоценовом срезе различаются обрамленные и раскрытые. Однако по мере увеличения глубины анализируемого среза все они с разной быстротой становятся обрамленными, разделенными соляными массивами куполов и связывающими эти массивы отрогами (см. фиг. 109, 110). Некоторые межкупольные депрессии осложнены рудиментарными соляными куполами (Абдельман Восточный и Северный, Ащисай, Байкадан, Восток-3, Заречный,

Порт-Артур и др.), вершины которых прослеживаются на глубине 2—2,5 *км* и более. По-видимому, весьма многие, если не все, межкупольные депрессии западной части Центральной зоны являются сквозными.

Некоторые нормально развитые соляные купола западной части Центральной зоны (Бисен, Эльтон и др.) сопровождаются сопряженными компенсационными мульдами, в которых на доверхнеплиоценовой поверхности развиты отложения олигоцена, тогда как смежные с ними межкупольные депрессии выполнены породами эоцена. В одной из таких компенсационных мульд, общей для куполов Эльтон и Муратсай, I отражающий горизонт, отвечающий подошве палеогена, опускается до глубины 2500 *м*. Заданная на ее крыле скв. 29 вскрыла подошву отложений палеогена на глубине 1575 *м*, причем прошла по ним более 1000 *м* (Кожевников, 1964). Сопряженные компенсационные мульды других соляных куполов менее прогнуты. Так, глубина залегания I отражающего горизонта не превышает в мульде у куполов Бистаусор и Казталовка-Бостандык-Кусман — 2240 *м*, в мульде у купола Юлаев — 1840 *м*, в мульдах у куполов Алимбек и Фурманово I — 1380 *м*, в мульде у купола Джангала — 1120 *м*.

Соляные массивы некоторых наиболее крупных куполов западной части Центральной зоны осложнены вдавленными компенсационными мульдами. Подошва палеогена в наиболее погруженных частях таких мульд иногда опускается на значительную глубину. Так, I отражающий горизонт во вдавленной компенсационной мульде, разделяющей вершины Акмай и Айсамечеть соляного массива купола Акмай-Айсамечеть, достигает глубины — 2080 *м*, а подошва акчагыла — глубины —1040 *м* (Авров, Гончаренко и др., 1965). В других вдавленных компенсационных мульдах глубина залегания подошвы палеогена меньшая: в мульде купола Казталовка-Южная Таболга она не превышает — 1440 *м*, а в мульде купола Данилка-Болдырев — 720 *м*.

Соляные массивы куполов-гигантов западной части Центральной зоны — Эльтона и Баскунчака — также осложнены вдавленными компенсационными мульдами, которым на местности соответствуют одноименные озера (Ильин, Бояринова, 1954; Косыгин, 1960б). Помимо Баскунчака, начинающего цепочку куполов погребенного Азгирского разлома (принимаемого за границу между Центральной и Юго-Западной прибортовой структурными зонами), вдавленные компенсационные мульды известны на других куполах этой цепочки: на Азгире (Чапчачи), Худайбергене-Бисчохо и Новобогатинске-Сугуре.

Мульды оседания в западной части Центральной структурной зоны выявлены пока только на соляных куполах Бетпаксор и Аралсор, но их, несомненно, больше.

Приведенные данные показывают, что для каждой из восьми рассмотренных структурных зон Прикаспийской впадины характерны типичные разновидности локальных структур, созданных соляной тектоникой. Среди этих зон различаются:

1) зоны с преобладанием ориентированных локальных структур — Заволжская, Узени-Илекская, Карахобдинская прибортовые структурные зоны;

2) зоны с преобладанием неориентированных локальных структур и ослабленной соляной тектоникой — Юго-Восточная и Юго-Западная прибортовые структурные зоны;

3) зоны с интенсивной (в разной степени) соляной тектоникой — Эмбенская, Киильская и Центральная внутренние структурные зоны.

К сожалению, в том плане, как это сделано для Прикаспийской впадины, районирование Североморской впадины еще не проведено. Данные о размещении локальных структур, созданных соляной тектоникой в Северном море, получены лишь недавно. Поэтому ранее могла обсуждаться лишь зональность их распределения в континентальной части Североморской впадины — в Польской и Северо-Германской низменностях. Но и там районирование обычно проводилось не в целом, а по отдельным частям, нередко разделенным государственными границами.

Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957) на территории ФРГ выделял зону Ольденбург-Шлезвиг с ее соляными стенами и примыкающие к ней переходные зоны с укороченными соляными стенами (на востоке) и с очень крупными, от эллиптических до округлых, соляными штоками (на юге). Еще южнее и западнее, в области с меньшей первоначальной мощностью соленосных отложений цехштейна, по мнению Ф. Трусгейма, расположена зона типичных соляных штоков. Юго-восточнее зоны очень крупных соляных штоков Ф. Трусгейм наметил очертания щита Зольтау [1], где соленосные отложения цехштейна имели еще меньшую мощность, в той или иной мере были замещены сульфатами и потому образовали мелкие разобщенные соляные штоки. Он подчеркивал, что область упомянутого щита почти со всех сторон, в том числе и с востока, со стороны трога Гифхорн с его меридионально ориентированными структурами, окружена соляными гребнями, простирание которых соответствует простираниям стратоизогипс подсолевого ложа.

Ф. Трусгейм отмечал, что на северо-западе ФРГ, в Фрислянде, как и повсеместно, ориентировка локальных структур строго подчинена рельефу подсолевого ложа, а интенсивность соляной тектоники ослабевает к западу, в направлении его общего подъема. Южнее, в пределах Эмслянда, протягиваются соляные гребни, осложненные соляными штоками и обладающие преимущественно широтной ориентировкой.

Зоны распространения соляных штоков (нормально развитых соляных куполов) окаймлены поясом соляных подушек (рудиментарных соляных куполов), охватывающим те области, где мощность соленосных отложений цехштейна, замещающихся ангидритами и карбонатными породами, а также мощность надсолевых отложений была недостаточной для более активного проявления соляной тектоники.

В сочетании взаимозависимых факторов — глубины залегания подсолевого ложа, первоначальной мощности соленосных толщ и мощности покрывающих их отложений — Ф. Трусгейм усматривал основные критерии, определяющие зональность распределения локальных структур, созданных соляной тектоникой на территории ФРГ (см. фиг. 138). Как мы уже знаем, эти же критерии справедливы и для Прикаспийской впадины.

Другие геологи ФРГ применительно к задачам нефтяной геологии различали нефтегазоносные площади Шлезвиг-Гольштейна и Гамбурга, Бройштедт-Гамбургского, или Гифхорнского нижнедоггерского трога и Нижнесаксонский бассейн [2] (Бенц, 1959; Гехт, 1959; Ролл, 1959; Шотт, 1959).

С иных позиций к структурному районированию востока Северо-Германской низменности подходили геологи ГДР. Применительно к домеловой (доггер-мальмской) структуре Г. Кёльбель (Kölbel, 1956, 1957, 1959) выделил на крайнем западе ГДР юго-западную и северо-восточную части

---

[1] Блок Зольтау выделен Л. Риделем (Riedel, 1941) к северу от р. Аллер — от так называемой линии, или линеамента, Аллер, трассируемого по правобережью р. Аллер цепочкой соляных куполов, протягивающейся от Целле к Фердену.

[2] Нижнесаксонский бассейн иногда именуют Ганноверским (Heermann, 1949; Roll, 1949).

Мекленбурга, тяготеющие к трогу Гифхорн, а также впадину, протягивающуюся от Юго-Западного Мекленбурга к Западному и Южному Бранденбургу.

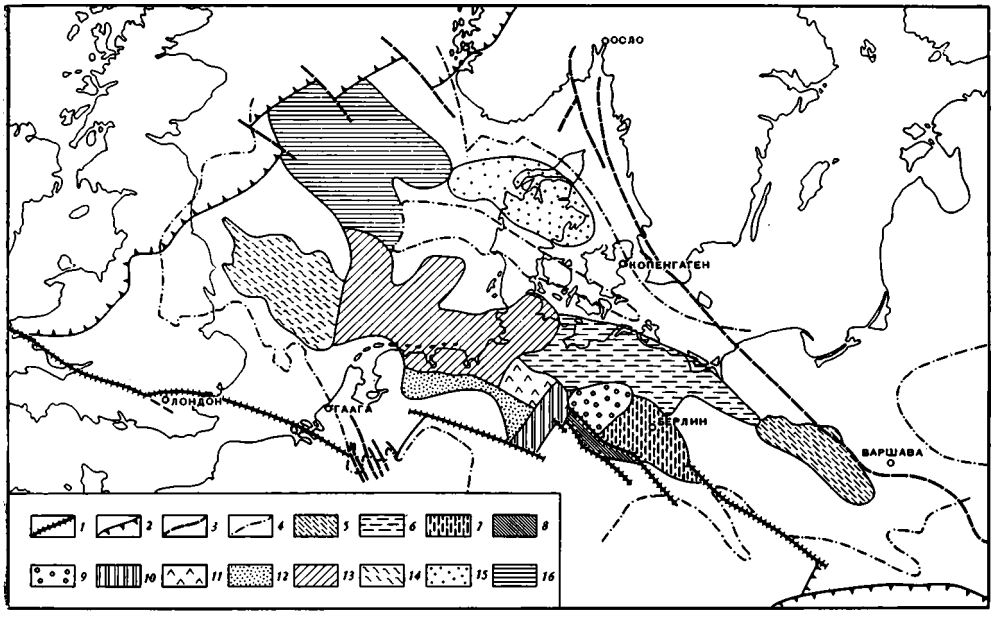
Позднее К.-Г. Шумахер и Р. Винхольц (Schumacher, Weinholz, 1963) применительно к юрской палеогеографической обстановке севера ГДР наметили поднятия Восточного Мекленбурга и Северного Бранденбурга (в раннем плинсбахе, доггере и мальме), восточной части Альтмарка, возможно, частично Юго-Западного Мекленбурга [в раннем тоаре и доггере отвечающее Зальцведельскому поднятию, по Г. Кёльбелю (Kölbel, 1959)], Северо-Западного Мекленбурга [в доггере и мальме соответствующее поднятию Северо-Западного Мекленбурга, по Р. Винхольцу (Wienholz, 1959)], а также прогибы Западного Мекленбурга (в лейасе, доггере и мальме), Юго-Западного Мекленбурга, Пригница, Северо-Западного Бранденбурга и, частично, Альтмарка [от триаса до мальма отвечающее трогу Юго-Западного Мекленбурга, по Р. Винхольцу (Wienholz, 1959)], части Восточного Мекленбурга (включая Припомеранию), Западного Альтмарка (от лейаса до мальма отвечающее восточной части Гифхорнского трога).

Недавно Г. Кёльбель (Kölbel, 1967а, б) для предмелового времени выделил поднятия, протягивающиеся от Западного до Северного Мекленбурга, от Северо-Восточного до Восточного Мекленбурга (с прилегающей Дарс-Узедомской впадиной), от Южного до Восточного Бранденбурга, от Северного до Южного Альтмарка, а также прогибы восточной части Гифхорнского трога и Юго-Западного Мекленбурга — Северо-Восточного Альтмарка — Северо-Западного Бранденбурга. Г. Кёльбель (Kölbel, 1967а) отметил, что названия этих поднятий и прогибов являются слишком сложными и могут быть в дальнейшем заменены на более краткие. Для мелового времени он (Kölbel, 1956, 1957а, б) наметил структурные зоны северо-западного простирания: Альтмаркскую впадину, Пригниц-Лаузицкий вал, Укермаркскую впадину, Гримменский вал и Рюгенскую впадину.

При появлении первых данных о геологии Северного моря (Gill, 1967; Heybroek a. o., 1967; Kent, 1967а, б, в, 1968; Hinz, 1968) были предложены схемы районирования его территории. В. Гилл (Gill, 1967) рекомендовал различать Англо-Датский, Германско-Датский, Норвежско-Датский подбассейны и бассейн северной части Северного моря, а К. Хинц (Hinz, 1968) — Восточно-Английский бассейн, бассейн Ганза (образующий одно целое с Северо-Западно-Германским и Восточно-Нидерландским бассейнами), а также Датский бассейн. Учитывая доступные геолого-геофизические материалы по Северному морю, В. С. Журавлев (1968б, 1969, 1970) выделил в его пределах следующие структурные зоны: Британскую (отвечающую Восточно-Английскому бассейну К. Хинца), Ганза (в контурах, определенных К. Хинцем), Датскую (соответствующую выделенному К. Хинцем Датскому бассейну) и Варяжскую (в контурах бассейна северной части Северного моря, по В. Гиллу).

На территории Североморской впадины А. А. Богданов (1968б, рис. 1) наметил глубокие впадины, заполненные соленосными свитами: Английскую (в контурах, отвечающих Восточно-Английскому бассейну В. Гилла), Северного моря (соответствующую бассейну северной части Северного моря, по В. Гиллу), Северо-Датскую и Польско-Германскую (охватывающую юго-восточную часть Северного моря и простирающуюся до низменных равнин Польши).

Данные геологии и геофизики по той территории Североморской впадины, которая охвачена соляной тектоникой, позволяют провести более детальное ее районирование. С учетом закономерностей пространственного распределения локальных структур, созданных соляной тектоникой, в ее пределах могут быть выделены структурные зоны: Куявско-Лодзинская, Прибалтийская, Бранденбургская, Альтмаркская, Восточно-Эльб-



Фиг. 141. Схема расположения структурных зон Североморской впадины

1 — краевые швы Европейской платформы;
2 — краевые надвиги;
3 — основные разломы;
4 — граница распространения соленосных отложений цехштейна;
5—16 — структурные зоны:
5 — Куявско-Лодзинская,
6 — Прибалтийская,
7 — Бранденбургская,
8 — Альтмаркская,
9 — Восточно-Эльбская,
10 — Гифхорнская,
11 — Аллер-Эльбская,
12 — Нижнесаксонская,
13 — Ганза,
14 — Британская,
15 — Датская,
16 — Варяжская

ская, Гифхорнская, Аллер-Эльбская, Нижнесаксонская, Ганза, Британская, Датская и Варяжская (фиг. 141).

Куявско-Лодзинская структурная зона занимает центральную часть Польши и охватывает территорию Куявского вала, область сочленения его с Поморским валом, юго-восточную часть последнего и лежащую на его юго-восточном погружении Лодзинскую меловую мульду.

Куявско-Лодзинская зона расположена между правым притоком р. Варты — р. Нотець и левым притоком р. Вислы — р. Пилица. Общая мощность соленосных отложений цехштейна в ее пределах превышает 1000 *м*, что определяет весьма существенную активность соляной тектоники. Созданные ею локальные структуры образуют системы, северо-западные простирания которых подчинены общей ориентировке Куявского и Поморского валов. Самую восточную из них составляют купола Любень и Ланента, расположенные на северо-востоке Куявского вала. Следующую к западу систему, локализующуюся на его юго-западном склоне, образуют купола Избица Куявска и Клодава (см. фиг. 128), а также кулисно к ним расположенный купол Рогожно. От области сочленения Поморского и Куявского валов отходит система куполов, принимающая более меридиональное направление, к которой принадлежат купола Иновроцлав и Гура, а в Лодзинской мульде — Гопло и Понентов. Вдоль осей юго-западного периклинального погружения Поморского вала расположены купола Шубин и Залесье, подходящие под углом к системе куполов Иновроцлав — Гопло, а также находящаяся в Лодзинской мульде система куполов Вапно — Дамаславек — Могильно. Помимо этих систем нормально развитых соля-

ных куполов, ориентировка которых явно подчинена простираниям проходящих на глубине соляных валов, в Куявско-Лодзинской зоне известны рудиментарные соляные купола: на Куявском валу — Белявы, Ежув, на юго-востоке Поморского вала — Пила, Накло, Оржелек и другие, в Лодзинской мульде — Турек, Тушин, Вартковице и другие (Dadlez, Marek, 1969).

Из десяти наиболее изученных нормально развитых соляных куполов, прорывающих докайнозойские отложения (Любень, Ланента, Избица Куявска, Клодава, Рогожно, Иноврацлав, Гура, Вапно, Дамаславек и Могильно), только у трех длина соляных массивов превышает 5 *км* и у Клодавы равна 25 *км*, у Рогожно — 7 *км*, у Дамаславека 5,5 *км*, тогда как у Гуры она уменьшается до 1 *км*, а у Вапно — до 0,75 *км*. Ширина соляных массивов всех этих куполов обычно очень небольшая: она достигает 4 *км* у Рогожно, но снижается до 1,5 *км* у Клодавы и Избицы Куявской, до 1 *км* у Гуры и Могильно и до 0,4 *км* у Вапно. Соответственно, площадь вершин соляных массивов только у трех куполов превышает 10 *км*^{2} и составляет у Клодавы 37,5 *км*^{2}, у Рогожно 30 *км*^{2}, у Дамаславека 16,5 *км*^{2}, тогда как у Гуры она уменьшается до 1 *км*^{2}, а у Вапно — до 0,3 *км*^{2}. Породы кепрока обнажены на куполе Вапно и прослеживаются на минимальной глубине 7 *м* на Иноврацлаве, 19 *м* на Гуре, 50 *м* на Клодаве и 70 *м* на Могильно. Минимальная мощность пород кепрока — 20—100 *м* — установлена на куполе Ланента, а максимальная их мощность достигает 290 *м* на куполе Рогожно. Глубина залегания кровли соли наименьшая (97 *м*) у соляного массива купола Клодава, а наибольшая (до 460—490 *м*) у соляного массива купола Дамаславек.

При довольно большой глубине залегания подсолевого ложа (до 7—8 *км*) соляные массивы большинства куполов Куявско-Лодзинской структурной зоны, по существу, являются острыми шипами, воздымающимися над протяженными соляными валами и пронизывающими надсолевые отложения мезозоя. Суммарная площадь вершин всех десяти наиболее изученных нормально развитых соляных куполов рассматриваемой зоны не превышает 110 *км*^{2} и в двести раз меньше площади вершины всего лишь одного соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый Прикаспийской впадины. Наиболее протяженным из них является соляной массив купола Клодава, однако при длине до 25 *км* и высоте 8 *км* его ширина не превышает 1,5 *км*, что позволяет отнести его к категории соляных стен (Trusheim, 1957, 1960).

Прибалтийская структурная зона охватывает тяготеющую к Балтийскому морю западную часть Польской и восточную часть Северо-Германской низменностей — от Поморской бухты на востоке до Любекской бухты на западе. В ГДР она граничит с Бранденбургской и Восточно-Эльбской структурными зонами, а в ФРГ — с Восточно-Эльбской, Гифхорнской, Аллер-Эльбской структурными зонами на юге и со структурной зоной Ганза на западе. Северная граница Прибалтийской структурной зоны определяется подземным выклиниванием соленосных толщ к Балтийскому морю. Ее южная граница условна и в северо-западной части Польши определяется крайними южными рудиментарными соляными куполами Щецинской мульды, а в ГДР трассируется по положению рудиментарных соляных куполов Флит-Клаусхаген, Брусторф, Хинрихсхаген, Краков, Штернберг, Пиннов, Грос-Вельцин.

Для Прибалтийской структурной зоны весьма характерны рудиментарные соляные купола, примерами которых могут служить соляные подушки Щецинской мульды (см. фиг. 126) и соляные подушки Грамцов, Пазевальк, Иккермюнде, Даргибель, Нуссе. К зоне разломов подсолевого ложа приурочена наиболее северная соляная подушка Райкенхаген и находящийся к восток-юго-востоку от нее единственный миниатюрный со-

ляной диапир Мёков. Размеры соляных подушек Прибалтийской структурной зоны различны: от весьма небольших (Нуссе, Каров, Краков, Неетзов) до значительных (Рена-Рютинг, Мальхин-Горитц-Фрезендорф). Небольшие соляные подушки в плане имеют округлые (Неетзов) или овальные (Нуссе, Каров) очертания, а более крупные являются протяженными. Так, поперечники округлых соляных подушек Краков и Неетзов не превышают 5 *км*, тогда как длина соляной подушки Мальхин-Гориц-Фрезендорф достигает 55 *км*, а ширина — 10 *км*.

Протяженные соляные подушки Флит-Клаусхаген, Фюрстенвердер-Нёйбранденбург-Тарнов и Мальхин-Гориц-Фрезендорф расположены эшелонированно и имеют четкую северо-западную ориентировку. Такая же ориентировка намечается и у других соляных подушек, расположенных от упомянутых к востоку, по меньшей мере до р. Одер. Более западные соляные подушки зачастую ориентированы широтно (Хинрихсхаген, Штернберг, Рена-Рютинг), а еще более западные — либо изометричны, либо имеют близкую к меридиональной ориентировку (Нуссе).

Характерно, что при домеловом срезе устанавливаются очертания лишь немногих локальных положительных структур: соляных подушек Райкенхаген и Малхин-Горитц, а также соляного диапира Мёков, причем надсолевые отложения этих структур осложнены разломами.

Межкупольные депрессии Прибалтийской структурной зоны имеют весьма простое строение, а четко выраженные компенсационные мульды в ее пределах отсутствуют.

Бранденбургская структурная зона обособляется на юго-востоке низменной части ГДР. На севере она граничит с Прибалтийской структурной зоной, а на западе ограничена линией соляных куполов Грос-Демсин, Котцен-Фризак и Долгов, протягивающейся полосой север-северо-восточного простирания вдоль восточного «склона» Восточно-Эльбского регионального гравитационного максимума. Восточная граница этой зоны совпадает с государственной границей ГДР и проходит по рр. Нейсе (Нысе-Лужицкой) и Одеру (Одре), а южная ее граница соответствует Главному Лаузицкому разлому.

В Бранденбургской структурной зоне соляная тектоника проявилась гораздо более активно, чем в Прибалтийской зоне, хотя и неравномерно. Наряду с довольно многочисленными соляными подушками, часть из которых обладает отчетливой северо-восточной ориентировкой (Кетцин, Пренден, Йоахимсталь, Ангермюнде, Гарц), здесь имеются небольшие (до 3 *км* в поперечнике), но резко выраженные соляные диапиры — Шперенберг, Бланкензе, Миттенвальде, Шёнвальде и другие, вершины которых при докайнозойском срезе оказываются обнаженными. Такие соляные диапиры нередко сопровождаются весьма четкими компенсационными мульдами. Так, соляной диапир Шёнвальде окаймлен компенсационной мульдой, выполненной мощными (до 1500 *м*) отложениями кайнозоя. Соляные диапиры Бланкензе и Шперенберг продолжали воздыматься до плейстоцена включительно (Kölbel, 1962).

Наряду с упомянутыми небольшими соляными диапирами в Бранденбургской структурной зоне известны и более крупные, например Рудерсдорф и Шпреенхаген-Лангевал, причем их надсолевая структура осложнена разломами (у последнего из названных — продольными).

На крайнем юго-западе Бранденбургской зоны, на так называемом Лаузицком триасовом плато, ограниченном Котбусским и Главным Лаузицким разломами, обособляются соляные диапиры: на севере — уже упомянутый Шперенберг, на юге — Вейсвассер.

Альтмаркская структурная зона протягивается в запад-северо-западном направлении вдоль разломов Виттенберг-Хальденслебен и Гарделеген, ограничивающих с северо-востока поднятие Флехтинген и глыбу Кальвёрде. Ширина зоны не превышает 25 *км*, а длина достигает 150 *км*. Ее

юго-западным ограничением служат упомянутые разломы, принадлежащие к системе кулисных краевых швов Европейской платформы. К юго-востоку от нее простирается лишенная проявлений соляной тектоники южная часть Лаузицкого триасового плато, лежащая на северо-западном погружении Лаузицкого блока. С запада Альтмаркская зона ограничена линейными меридионально ориентированными структурами Гифхорнской зоны, а на северо-востоке соприкасается с Восточно-Эльбской структурной зоной.

Для Альтмаркской зоны характерны протяженные, ориентированные в запад-северо-западном направлении линейные соляные гряды и обособленные, но также согласно с ними ориентированные соляные купола: а) Реуден — Тессен — Брем; б) Шмервитц — Вюльпен — Цербен — Мальвинкель и Мальпфуль — Форстхауз Бокельберг — Хоттендорф — Кальбе; в) Фиенроде — Гольденер Киенапфель; г) Мютцель — Бергзов — Зедорф — Гриебен — Демкер — Альтмерслебен; д) Редекин; е) Кабелитц-Даренштедт — Месдорф — Люге-Лиестен. Последняя из упомянутых гряд является наиболее северо-восточной, а за ней расположены уже неориентированные изометричные соляные купола Восточно-Эльбской структурной зоны (Eberhardt, 1964).

Ориентировка упомянутых гряд и составляющих их структур строго подчинена простиранию Гарделегенского разлома, амплитуда которого по подошве цехштейна достигает 3 *км*. Выдержанность их простирания, по-видимому, определяется наличием уступов подсолевого ложа, обусловленных разломами, сопровождающими на глубине основной Гарделегенский разлом и ему параллельными. Однако не исключено, что ориентировка некоторых гряд обусловлена пластическим перераспределением соли при формировании «направляющих» надразломных соляных гряд.

Нередко структуры одной и той же гряды имеют разную интенсивность. Так, например, на соляной гряде, протягивающейся от Шмервитца до Кальбе, структура Мальпфуль является соляным диапиром, вершина которого прослеживается на глубине 900—1200 *м* Смежная более западная структура той же гряды Форстхауз Бокельберг, по-видимому, относится к категории соляных подушек. На соляной гряде Мютцель — Альтмерслебен структуры Мютцель и Гриебен являются типичными соляными диапирами (Löffler, 1962).

Интересно отметить, что над сводом соляного диапира Мальпфуль прослеживается мульда оседания, выполненная мощными (до 610 *м*) отложениями кайнозоя. Однако своим происхождением она обязана подземному выщелачиванию не вершины соляного диапира, а гипсов, развитых в надсолевых отложениях среднего кейпера.

Восточно-Эльбская структурная зона довольно четко вписывается в контуры одноименного регионального гравитационного и магнитного максимумов. Она граничит на севере с Прибалтийской, на востоке с Бранденбургской, а на юге с Альтмаркской структурными зонами. На западе ее граница определена ориентированными в субмеридиональном направлении структурами Гифхорнской зоны.

По сравнению с рассмотренными структурными зонами Североморской впадины в Восточно-Эльбской зоне соляная тектоника проявилась наиболее интенсивно. Однако ее нормально развитые соляные купола обычно имеют небольшие размеры, существенно уступающие размерам весьма пологих рудиментарных соляных куполов Прибалтийской и Бранденбургской структурных зон. В отличие от соляных гряд Альтмаркской зоны соляные купола Восточно-Эльбской структурной зоны не обладают направленной ориентировкой. В плане очертания вершин соляных массивов этих куполов отчетливо округлы, причем их максимальные поперечные сечения, как правило, не превышают 7,5 *км*.

Соляные массивы куполов Восточно-Эльбской зоны (см. фиг. 131) имеют либо крутые склоны (Верле, Аулозен), либо нередко подвернутые (Хелле, Махлитц, Грос-Швехтен, Виттенберге, Бад Вильснак и др.), либо весьма резко сужаются к вершинам (Мезеберг, Котцен и др.).

Надсолевые структуры куполов обычно довольно спокойны и лишь изредка осложнены сбросами. Только на рудиментарном соляном куполе Камин выявлен грабен, заполненный мощными отложениями кайнозоя.

Вершины соляных массивов некоторых куполов иногда как бы «закреплены» на уровне залегания подошвы отложений палеогена (Верле), что фиксирует время прекращения их активного формирования (см. фиг. 131). Однако соляные массивы ряда других соляных куполов (Хелле, Махлитц, Мезеберг, Краак и др.), нередко смежных, резко воздымаются над уровнем залегания подошвы отложений палеогена и даже приближены к дневной поверхности (Грос-Швехтен, Барентин и др.). Близ них по подошве отложений палеогена фиксируются отчетливые компенсационные мульды. Так, смежный с куполом Верле соляной массив купола Хелле окаймлен кольцевой (ободковой) компенсационной мульдой, в которой подошва отложений палеогена опущена до глубины 1800 *м* (см. фиг. 131). Такая же компенсационная мульда с глубиной залегания подошвы отложений палеогена до 1500 *м* сопровождает соляной массив купола Махлитц.

В межкупольных депрессиях, разделяющих нормально развитые соляные купола Восточно-Эльбской структурной зоны, способные к пластическому перераспределению соленосные отложения зачастую нацело выжаты в соляные массивы куполов. Глубоко погруженные рудиментарные соляные купола в этих депрессиях неизвестны, однако именно в них обнаружены обращенные межкупольные поднятия — структуры типа щита черепахи (Reinhardt, 1961, 1963). Примерами их могут служить поднятия Карштедт и Данненвальде: первое из них лежит между соляными куполами Верле и Хелле, а второе — между соляными куполами Хелле и Барентин (см. фиг. 131).

Над вершинами соляных массивов куполов Арендзе и Рамбов рассматриваемой структурной зоны выявлены активные в новейшее время мульды оседания (см. фиг. 134, 135).

Гифхорнская структурная зона иногда выделяется под названием трога Гифхорн, или Бройштедт-Гамбургского нижнедоггерского трога. Она протягивается в субмеридиональном направлении от широты северного ограничения Гарца на север до р. Эльбы через крайние восточные части территории ФРГ. На востоке она граничит с Субгерцинской впадиной эпипалеозойской платформы, а к северу от поднятия Флехтинген и глыбы Кальвёрде — с Альтмаркской и Восточно-Эльбской структурными зонами. На севере, вдоль нижнего течения р. Эльбы, она соприкасается с Прибалтийской структурной зоной. Наконец, на западе, между Эльбой и Аллером, она граничит с Аллер-Эльбской структурной зоной, а к югу от р. Аллер — с Нижнесаксонской структурной зоной.

Большинство локальных структур Гифхорнской зоны обладает характерной субмеридиональной ориентировкой. Ее восточными граничными структурами на юге служат цепочки соляных куполов, удлиненных в соответствии с общим простиранием зоны. Таковыми являются: на юге, против Субгерцинской впадины,— цепочка куполов Лере — Эмен — Вейхаузен, севернее, на западном ограничении глыбы Кальвёрде,— цепочка куполов Ярштедт — Риштедт, а еще севернее, против Альтмаркской и Восточно-Эльбской структурных зон,— цепочка, образованная куполами Пекенсен — Кленце. Из них наиболее восточной является цепочка соляных куполов Ярштедт — Риштедт, наиболее западной — цепочка соляных куполов Лере — Эмен — Вейхаузен, что, по-видимому, свидетельствует о

кулисообразном расположении тех разломов подсолевого ложа, к которым приурочены упомянутые цепочки куполов.

Характерно, что ориентированные в запад-северо-западном (герцинском) направлении протяженные структуры Субгерцинской впадины вовсе не плавно, как допускал Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957), сочленяются со структурами Гифхорнской зоны. Сочленение их явно торцовое. Так, полосы ориентированных структур Альтмаркской зоны почти под прямым углом подходят к цепочке структур Пекенсен — Кленце. Точно так же обладающие герцинским простиранием линейные структуры Субгерцинской впадины (Аллерталь-грабен, антиклинальная полоса Штассфурт — Эгельн и др.) торцово сочленяются с цепочкой куполов Лере — Эмен — Вейхаузен восточного ограничения Гифхорнской зоны.

Несомненно, что пространственное положение локальных структур Гифхорнской зоны определено наличием ориентированных разломов подсолевого ложа. Они, по-видимому, затухают к северу, так как по мере приближения к р. Эльбе выдержанная ориентировка этих структур постепенно утрачивается.

Соляные купола Гифхорнской зоны, как правило, являются нормально развитыми и в плане удлиненными, реже — округлыми, изометричными. Площадь верхних сечений их соляных массивов варьирует от 10—15 до 70—100 *км*^{2}. Высота соляных массивов куполов центральной части Гифхорнской зоны составляет около 3500—4000 *м*, причем их вершины обычно прослеживаются на глубинах, не превышающих 400—500 *м* и лишь изредка достигающих 1500—1700 *м* (Хоне, Эльдинген). Кровлей соляных массивов нередко служат гипсово-ангидритовые кепроки, мощность которых не превышает 100 *м*. Склоны соляных массивов куполов зачастую подвернутые (Эра, Форхоп, Везендорф, Ветлинген, Энгельштедт — Вендебург — Рольфсбюттель), иногда крутые (Зарштедт — Зенде — Лерте). К соляным массивам некоторых куполов прислонены краевые блоки надсолевых отложений (Бехтсбюттель, Энгельштедт, Мельме), но большинство соляных массивов пронизывает надсолевые отложения, лишь слегка их приподнимая (Ролл, 1959; Hedemann, 1956; Heermann, 1949; Knape, 1963a; Phillipx, Drong, 1963; Roll, 1956).

Ориентировка межкупольных депрессий и компенсационных мульд Гифхорнской зоны всецело подчинена очертаниям ее соляных куполов. Над вершинами некоторых куполов (Лерте) имеются мульды оседания, заполненные отложениями кайнозоя.

Смещения по разломам подсолевого ложа не только определили преобладающую ориентировку соляных куполов Гифхорнской зоны, но и местами обусловили заложение узких грабенов (Шпехтсхорнерского, Орелерского), ограниченных круто наклоненными (до 40—50°) сбросами. Амплитуды смещения по этим сбросам в отложениях юры не превышают 40—60 *м*.

Аллер-Эльбская структурная зона[1] расположена на междуречье Аллера и Эльбы (в их низовьях) и отделяет Гифхорнскую зону от той восточной части структурной зоны Ганза, которую Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957) именовал зоной Ольденбург-Шлезвиг. На севере по р. Эльбе она граничит с Прибалтийской структурной зоной, а на юге цепочкой соляных куполов, протягивающейся вдоль р. Аллер от Целле к Фердену (линией Аллер), отделена от Нижнесаксонской структурной зоны.

Соляные купола Аллер-Эльбской зоны разобщены и имеют весьма небольшие размеры соляных массивов (обычно не более 3 *км* в поперечнике). Как правило, они не обладают выдержанной ориентировкой, хотя иногда она намечается вполне определенно; так, цепочку отчетливого запад-северо-западного простирания, как бы лежащую на продол-

[1] Ф. Трусгейм (Trusheim, 1957, стр. 138) именовал ее щитом Зольтау.

жении Гарделегенского разлома (разлома северного ограничения глыбы Кальвёрде), составляют купола Ниндорф II, Эбсторф, Веттенбостель, Зодерсторф, Эгесторф и Тёпс.

Надсолевые структуры соляных куполов Аллер-Эльбской зоны обычно не осложнены разломами, однако на куполах Меккельфельд и Рейтброк, расположенных в низовьях р. Эльбы, в районе г. Гамбурга, выявлена густая сеть сбросов в надсолевых отложениях. На том же куполе Рейтброк скважинами подтверждено крутое нависание вершины его соляного массива (см. фиг. 130).

Наряду с нормально развитыми соляными куполами в Аллер-Эльбской зоне известны рудиментарные соляные купола, например купол Барриен, расположенный близ р. Везер (см. фиг. 127), а также обращенные межкупольные поднятия, например Азендорф к югу-юго-западу от г. Гамбурга.

Над вершинами некоторых соляных куполов выявлены мульды оседания, иногда находящие отражение в современном рельефе (например, на куполе Банзен; см. стр. 318).

Нижнесаксонская структурная зона находится южнее зон Аллер-Эльбской и Ганза. От Аллер-Эльбской структурной зоны ее отделяет линия Аллер, намечающаяся соляными куполами Целле, Вольтхаузен, Мейсендорф, Ходенхаген, Ретем, Ферден-Луттум. На востоке ее ограничивает крайняя западная цепочка соляных куполов Гифхорнской зоны, образованная куполами Зарштедт — Зенде — Лерте, Ниенхаген и Эйклинген. Наконец, за южную границу рассматриваемой зоны, по-видимому, следует принимать тот разлом, который трассируется от Гарца в район Оснабрюка и, вероятно, является одним из кулисных краевых швов Европейской платформы.

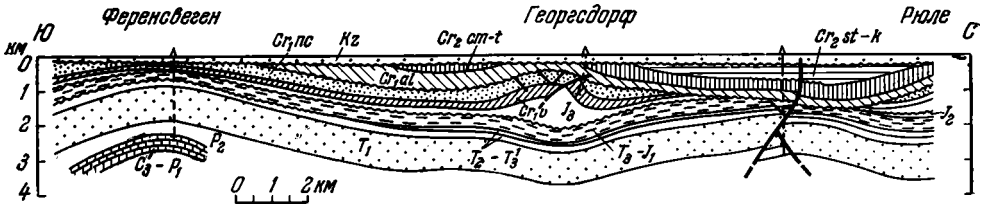
Нижнесаксонская структурная зона может быть разделена на три части: восточную, лежащую к востоку от р. Везер (Шотт, 1959), Центральную, охватывающую междуречье Везера и Эмса (Геерман, 1959), и западную, простирающуюся к западу от р. Эмс (Бойгк, 1959).

Восточная часть Нижнесаксонской структурной зоны соответствует Староганноверскому нефтеносному району (Шотт, 1959). Соляные купола здесь редки и тяготеют преимущественно к долине р. Аллер. Южнее, близ г. Ганновера, известен субмеридионально вытянутый купол Бенте, а на междуречье Лейне и Везера — протяженный соляной вал Хасте — Штейнхудер-Мер — Шесинген. Соляные купола восточного и северного ограничений восточной части Нижнесаксонской зоны обладают нависающими карнизами и сопровождаются краевыми блоками надсолевых отложений, прижатыми к их соляным массивам (Эйклинген, Ватлинген, Витце, Штеймбке). Помимо нормально развитых соляных куполов, на востоке рассматриваемой зоны встречаются единичные обращенные межкупольные поднятия, как, например, Зюдербрух, расположенное на левобережье р. Аллер, ниже устья р. Лейне, между куполами Штеймбке и Гретхем-Бюхтен (Trusheim, 1957).

Средняя и западная части Нижнесаксонской зоны относительно узкие, и в их пределах только по северному борту Нижнесаксонской впадины имеются немногочисленные локальные структуры, созданные соляной тектоникой. Таковыми, например, являются на междуречье Везера и Эмса нормально развитые соляные купола — соляные диапиры Линер-Бёргер, Латхен и обращенные межкупольные поднятия Дюсте и Геммельте, а к западу от р. Эмс — соляной диапир Оберлангер-Тенге (Геерманн, 1959; Бойгк, 1959; Trusheim, 1957).

К югу от соляного диапира Оберлангер-Тенге мощность соленосных отложений цехштейна резко сокращена и недостаточна для активного формирования локальных структур. Соль цехштейна лишь иногда образует раздувы на сводах субширотно ориентированных протяженных подсо-

левых поднятий Адорф-Далум, Иттербек-Френсвеген и др. В наиболее погруженных участках впадин, разделяющих эти поднятия, выявлено отчетливое и явно вторичное увеличение мощностей отложений портланда, представленных пластичными глинами и аргиллитами с прослоями и пачками ангидритов и каменной соли (в средних частях разрезов). В вышележащих меловых отложениях над мульдами по допортландским отложениям прослеживаются пологие поднятия, по морфологии весьма близкие к соляным подушкам, но отличающиеся от них определенной приуроченностью к участкам синклинального залегания подсолевых отложений (фиг. 142). Именно такими «подвешенными» поднятиями в Среднем Эмслянде являются Георгсдорф, Рюле и другие (Бойгк, 1957; Schraiber, 1957).



Фиг. 142. Субмеридиональный геологический профиль через Средний Эмслянд, по данным сейсморазведки МОВ и бурения (по A. Schreiber, 1957)

Индексами обозначены: C_3—P_1 — верхний карбон и ротлигендес, P_2 — цехштейн, T_1 — бунтсандштейн, T_2—T_3^1 — мушелькальк и кейпер (без отложений рэта), T_3—J_1 — рэт и лейас, J_2 — доггер, J_3 — верхний мальм (портланд), Cr_1v — вельд, Cr_1nc — неоком, Cr_1al — альб, Cr_2cm—t — сеноман и турон, Cr_2st—k — сантон и коньяк, Kz — кайнозой

Структурная зона Ганза охватывает непосредственно прилежащую к Северному морю территорию низменной части ФРГ и Нидерландов, причем ее крайняя восточная часть отвечает зоне Ольденбург-Шлезвиг в понимании Ф. Трусгейма (Trusheim, 1957). На востоке зона Ганза граничит с Прибалтийской и Аллер-Эльбской структурными зонами, на юге — с Нижнесаксонской структурной зоной, а на западе, под водами Северного моря,— с Британской структурной зоной.

Для зоны Ганза характерна субмеридиональная ориентировка ее протяженных локальных структур, созданных соляной тектоникой, которые от Шлезвиг-Гольштейна и низовьев р. Эльбы уходят на запад, в Северное море и достигают меридиана восточного окончания Среднесеверо-морского поднятия. Лишь на севере, в море, близ поднятия Рингкёбинг-Фюн, и на юге, от низовьев р. Везер до низменных равнин Нидерландов, они сменяются изометричными локальными структурами.

Примером упомянутых протяженных локальных структур может служить система «меандрирующих» двусоляных валов Шлезвиг-Гольштейна (см. фиг. 83, 129) и сопряженных с ними резко выраженных компенсационных мульд. Наиболее протяженными (до 250 *км* и более) соляными валами являются вал Хейде-Хенштедт, прослеживающийся до устья р. Везер, а также вал Басдаль-Ольдисгейм-Телингштедт, выходящий в пределы междуречья Эльбы и Везера. Наиболее восточным из этих соляных валов, пограничным с областью распространения соляных подушек Прибалтийской структурной зоны, является вал Зегеберг-Тиммдорф-Шёнберг, достигающий побережья Балтийского моря.

При весьма значительной длине и высоте до 6 *км* ширина соляных валов (соляных стен, по Ф. Трусгейму) обычно не превышает 4 *км*. Сопряженные с ними и также очень протяженные компенсационные мульды весьма глубоко прогнуты. Так, в мульдах Хейде и Брамштедт-Кильской кровля триаса погружается на глубину до 4 *км* ниже уровня моря,

причем мощность отложений лейаса достигает 1000 *м*, а доггера — 400—500 *м* (Гехт, 1959). Мощность отложений кайнозоя в некоторых компенсационных мульдах возрастает до 2000—2500 *м* (Kraiss, 1949).

В низовьях р. Везер, в приморской части междуречья Везера и Эмса, а также в северных провинциях Нидерландов, в Гронингене, в смежных частях Фрисландии и Дренте, развиты разобщенные, относительно небольшие и округлые в плане соляные диапиры. Таковыми, например, в пределах ФРГ являются соляные диапиры Броекцетель, Баркхольт, Виттмунд, Бердум-Евер, Рюстриген, Аргаст, Штракхольт, Этцель, Меллум, Ядерберг и другие (см. фиг. 132, 133), а на территории Нидерландов — Винсхотен, Схонло, Куворден, Де-Вейк, Версело и другие (Бурк и др., 1969; Mullder, 1950; Trusheim, 1960). В пространствах, разделяющих эти нормально развитые соляные купола, известны рудиментарные соляные купола (особенно на территории Нидерландов) и обращенные межкупольные поднятия (Ситтер, 1960; Sitter, 1956; Trusheim, 1957, 1960).

Непосредственно к северу от континента в глубь Северного моря уходят меридионально ориентированные соляные валы, занимающие бóльшую по площади часть структурной зоны Ганза. Они распространены также в погруженной полосе подсолевого ложа между поднятиями Среднесевероморским и Рингкёбинг-Фюн.

Напомним, что наличие протяженных соляных валов в низовьях р. Эльбы и Шлезвиг-Гольштейне послужило для Г. Штилле (1964в; Stille, 1923—1925) одним из доказательств вероятного наличия регионального линеамента Средиземное море — оз. Мьёса (грабен Осло). Однако, как мы уже знаем (см. стр. 106), грабен Осло находит свое вероятное юго-юго-восточное продолжение в узкой борозде Осло — Скания и не пересекает поднятие Рингкёбинг-Фюн, за которым простираются соляные валы Шлезвиг-Гольштейна. Между тем, это не снижает определяющей роли уступов или флексур подсолевого ложа в образовании соляных валов зоны Ганза. Простирание этих валов достаточно определенно увязывается с направлением разломов, которые можно предполагать, сопоставляя данные сейсморазведки о соотношениях глубин залегания подсолевого ложа в Северном море (см. стр. 167). Значительная ширина зоны Ганза явно не позволяет выборочно, только по самым восточным или любым другим из ее соляных валов, намечать положение упомянутого регионального линеамента.

Британская структурная зона расположена западнее структурной зоны Ганза и южнее Среднесевероморского поднятия. Она целиком погружена под воды Северного моря и постепенно сужается и выклинивается, не достигая берегов о. Великобритания.

В Британской структурной зоне преобладают протяженные купола с глубоко погруженными соляными массивами, но развиты также рудиментарные соляные купола. Общая ориентировка локальных структур, созданных соляной тектоникой, отчетливо северо-западная (см. фиг. 82, 83), отвечающая простиранию предполагаемых разломов, как бы отсекающих уходящую в Центральную Англию вершину западного внешнего угла Европейской платформы.

Наряду с куполами, соляные массивы которых сложены солью цехштейна, в Британской зоне недавно выявлены соляные диапиры и подушки, сформированные солью кейпера (Brunstrom, Kent, 1967). Они располагаются в межкупольных (по отношению к соляным структурам нижнего яруса) пространствах, и, следовательно, для них должны быть также характерны общие северо-западные простирания.

Датская структурная зона обособляется к северу от поднятия Рингкёбинг-Фюн. Она захватывает северную часть п-ова Ютландия, не распространяясь, однако, на его крайнюю северную оконечность, где к северу от Лим-фьорда, в пределах поднятия Вендиссел, фундамент приподнят, а соленосные отложения цехштейна выклиниваются. От п-ова Ют-

ландия Датская структурная зона прослеживается на запад уже под водами Северного моря.

Соляные купола Датской зоны немногочисленны и невелики по размерам. Так, на северо-западе п-ова Ютландия, в районе Лим-фьорда, выявлено пятнадцать соляных куполов, диаметр которых в верхнем сечении колеблется от 1 до 7—9 *км*. Из них наиболее крупными являются купола Сульдруп, Тоструп, Батум, Нюкёбинг, Легинд, Харбоере и Углев. Меньшими размерами характеризуются расположенный восточнее Лимфьорда (в верховьях Мариагер-фьорда) купол Хворнум, а также лежащие к югу от Лим-фьорда купола Менстед, Севел, Вейрум, Линде и Гердинг. Наконец, самыми миниатюрными размерами отличаются наиболее южные купола Невелинг и Паруп. Кепроки соляных массивов всех этих куполов прослеживаются на глубине 80—100 *м*, а вершины собственно соляных массивов — на глубине 200—300 *м* от современной поверхности. Кроме них, выявлены глубокие соляные купола: в центральной части района — Скиве и Хворнум-2, на востоке — Гассум, на севере — Фьерритслев (Зоргенфрей, 1964; Серебрянный, 1967; Ødum, 1957; Madirazza, 1970).

Варяжская структурная зона простирается в пределах Северного моря к западу от Датской структурной зоны и к северу от поднятий Рингкёбинг-Фюн и Среднесевероморского. Изучена она еще очень слабо, причем по имеющимся данным в ее контуре соляные купола редки, невелики по размерам и не обладают отчетливо выраженной ориентировкой. Однако следует учитывать, что к моменту составления первой структурной карты Северного моря (см. фиг. 82) наиболее глубоким из прослеженных в этой зоне отражающих горизонтов был горизонт, приуроченный к основанию верхнемеловых отложений. Между тем, в структурных зонах Датской, Британской и Ганза контуры локальных положительных структур, созданных соляной тектоникой, были определены по кровле цехштейна. Тем не менее, можно считать установленным, что характер отражения соляных куполов на юге и севере Северного моря различен. Соляные массивы куполов Варяжской структурной зоны, как и смежной с нею Датской, в верхних сечениях округлы и сопровождаются редуцированными компенсационными мульдами.

Общее количество соляных куполов в Варяжской зоне, вероятно, может быть бóльшим, но их соляные массивы будут весьма глубоко погруженными. Не следует забывать, что именно эта зона в кайнозое испытала резкое погружение, причем в ее пределах глубина залегания подошвы отложений палеогена достигает 3500 *м* (см. фиг. 83, 84).

Приведенные данные показывают, что каждой из двенадцати рассмотренных структурных зон Североморской впадины, охваченных соляной тектоникой, присущи типичные разновидности ею созданных локальных структур. Характерно, что во многих структурных зонах — Куявско-Лодзинской, Альтмаркской, Гифхорнской, Ганза и Британской — независимо от глубины залегания подсолевого ложа эти структуры обладают выдержанной ориентировкой. Напомним, что в Прикаспийской впадине такие структуры характерны лишь для ее прибортовых структурных зон — Заволжской, Узени-Илекской и Карахобдинской. Широкое распространение их в Североморской впадине явно свидетельствует о существенно бóльшей, направляющей роли разломов подсолевого ложа в процессе пластического перераспределения соленосных отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Печорская, Прикаспийская и Североморская впадины лежат на наращенных байкальской складчатостью, интенсивно раздробленных и весьма глубоко погруженных, обрамленных палеозойскими геосинклинальными складчатыми зонами внешних углах Европейской платформы. Фундамент этих впадин нацело (в Печорской) или частично (в Прикаспийской и Североморской) является байкальским. Эти впадины составляют особую категорию региональных отрицательных платформенных структур и не могут быть отождествлены ни с зонами перикратонных опусканий, ни с синеклизами внутренних частей плит древних платформ.

Как известно, Е. В. Павловский (1959) длительно развивавшиеся (на протяжении многих геологических периодов или даже нескольких эр) пограничные структуры платформ и складчатых геосинклинальных областей предлагал выделять в особую категорию зон перикратонных опусканий. В качестве тектонотипа этих зон он принял лежащий на внешнем крае Сибирской платформы «...длинный и необычайно широкий Ангаро-Ленский прогиб, выполненный мощной серией осадочных пород и похожий по структуре, а также по набору формаций на краевые прогибы, известные на периферии герцинских, мезозойских и альпийских складчатых зон» (Павловский, 1959, стр. 7). Однако Е. В. Павловский подчеркивал, что Ангаро-Ленский прогиб отличается от типичных краевых прогибов не только очень большой шириной (до 400 *км* при длине до 1500 *км*: от поднятия Восточного Саяна до среднего течения р. Вилюй) и слишком плоскостным характером складчатости, но и необычайной длительностью развития.

Ю. А. Косыгин, первоначально со ссылками на Е. В. Павловского (Косыгин, 1961), перикратонными опусканиями (Косыгин, 1961, 1962; Лучицкий, Косыгин, 1961) именовал уже рифейские миогеосинклинальные области, развитые на краях остова Сибирской платформы (ее дорифейского кратона). Позднее он эти области называл перикратонными геосинклинальными системами (Косыгин и др., 1968).

Е. В. Павловский в поисках структур, аналогичных Ангаро-Ленскому прогибу, рекомендовал «...обратить внимание на область Печорской синеклизы и Тимана, на Глазовскую синеклизу, восточную (приуральскую) часть Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийскую синеклизу» (Павловский, 1959, стр. 8). Однако в настоящее время можно утверждать, что Печорская и Прикаспийская впадины, а тем более тождественная им Североморская впадина, лежащие на раздробленных углах Европейской платформы, существенно отличаются от Ангаро-Ленского прогиба, вытянутого вдоль выпрямленного края Сибирской платформы.

Насколько можно судить по имеющимся данным, отложения платформенного чехла этих впадин не разделены значительными стратиграфическими перерывами, тогда как в Ангаро-Ленской зоне, по свидетель-

ству самого Е. В. Павловского, установлено отсутствие или редукция отложений среднего кембрия, готландия, девона, карбона и перми. Весьма характерно, что эти впадины, в отличие от Ангаро-Ленского прогиба, никто и никогда не отождествлял с краевыми прогибами ни по особенностям их формирования, ни по морфологии и простираниям развитых в их пределах структур.

Сохраняя первоначальный объем термина, предложенного Е. В. Павловским, отождествлять эти впадины с зонами перикратонных опусканий невозможно. Между тем, такой зоной, по-видимому, является протягивающаяся вдоль восточного и южного бортов Прикаспийской впадины полоса, вовлеченная в палеозое (в докунгурское время) в активное погружение. Возможно, что к зонам перикратонных опусканий может быть отнесен лежащий на эпикарельском остове Европейской платформы и вытянутый вдоль Тимана Притиманский прогиб. Он в основном заполнен мощными платформенными терригенными отложениями, по времени накопления синхронными миогеосинклинальным формациям рифея Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы. Миогеосинклинальную часть этой полосы можно считать перикратонной геосинклинальной системой в понимании Ю. А. Косыгина (Косыгин и др., 1968).

По особенностям структуры и истории развития рассмотренные нами экзогональные впадины, вероятно, являются особой разновидностью той большой группы структур, которые Ю. М. Пущаровский (1969) предложил называть резонансно-тектоническими. В число таких структур входят и зоны перикратонных опусканий, определение которых впервые было дано Е. В. Павловским.

Более пятнадцати лет тому назад, учитывая в то время еще весьма ограниченные данные геологии и геофизики, Н. С. Шатский пришел к заключению, что одна из рассмотренных нами впадин — Прикаспийская «...скорее не синеклиза, а сложная Прикаспийская плита» (Шатский, 1955, стр. 23). Иногда термин «Прикаспийская плита» находит свое применение, причем собственно Русская плита в этих случаях именуется Среднерусской (Кожевников, 1958, 1962а, б). Гораздо чаще авторы статей и монографий по-прежнему пользуются названиями «Прикаспийская синеклиза», или «Прикаспийская впадина». Однако известны попытки преодолеть ограниченные возможности признанной тектонической терминологии введением нового термина для обозначения ее и структур, ей тождественных.

Так, В. Д. Наливкин (Наливкин и др., 1965) среди структур, которые, по его мнению, являются переходными по интенсивности от платформенных к геосинклинальным, предлагал различать структуры, переходные в пространстве (перекратонные опускания и передовые, или краевые, прогибы), структуры, переходные во времени (развитые в так называемом промежуточном структурно-тектоническом этаже), и структуры, возникшие вдали от геосинклиналей или примыкающие к ним под большим углом (вытянутые — авлакогены и рахигены, округлые — фиалогены и арсигены).

Тектонотипом фиалогенов (от греческого слова φιαλη — чаша, т. е. чашей рожденные) В. Д. Наливкин считал Прикаспийскую впадину, которую рассматривал, как «...обособленную изометричную структуру, окруженную и нарушенную разломами, местами ступенчатыми, и весьма быстро погружавшуюся в верхнем палеозое» (Наливкин и др., 1965, стр. 69). Он подчеркивал, что редуцированность «гранитного» слоя и его ненормально высокая плотность сближает Прикаспийский фиалоген с авлакогенами, от которых он отличается формой, свидетельствующей об ином происхождении. Примерами того же типа структур, по мнению В. Д. Наливки-

на, является впадина Голф-Кост в Северной Америке [1], возможно, Черное море и южная часть Каспийского моря, но не Печорская впадина, которая в цитируемой работе именуется синеклизой (Наливкин и др., 1965, рис. 15). Аналогичными им, но положительными структурами — арсигенами (от греческого слова αρσις — поднятие, т. е. поднятием рожденные) В. Д. Наливкин считал эпиплатформенные орогенные области, выделенные С. С. Шульцем (Тянь-Шань и др.).

Существенные различия в амплитудах прогибания и, соответственно, в мощностях платформенного чехла Московской и Прикаспийской синеклиз В. Е. Хаин (1960) объяснял тем, что эти региональные отрицательные структуры расположены на разных ступенях платформы. Позднее В. Е. Хаин (1964) пришел к выводу, что, помимо синеклиз, выделения в качестве особого типа платформенных впадин заслуживают краевые, или узловые, синеклизы (батисинеклизы, по А. Л. Ставцеву [2]). Упомянутые впадины «...представляют собой огромные (до 1000 *км* и более в поперечнике) впадины с мощностью чехла до 8—10 и даже 12—15 *км*, т. е. фундамент здесь опущен гораздо ниже, чем в среднем в пределах плит. Не случайно от плит узловые синеклизы обычно отделены системами флексур, отражающих разломы в фундаменте» (Хаин, 1964, стр. 221).

В. Е. Хаин подчеркивал, что узловые синеклизы обычно расположены по периферии платформ и составляют один из элементов склонов последних, обращенных к смежным геосинклинальным поясам. Именно эти склоны платформ, по мнению В. Е. Хаина (1964, стр. 222), «... образуют как бы третью, после щитов и плит, ступень фундамента и нередко отделяются от плит системами разломов (преимущественно в фундаменте) и флексур (в чехле)».

Характерными представителями узловых синеклиз, по В. Е. Хаину, являются «...Прикаспийская и Печорская синеклизы Русской платформы, Польско-Германская синеклиза молодой Средне-Европейской платформы, Иркутская синеклиза Сибирской платформы, синеклиза Голф-Кост Северо-Американской платформы. Почти все они (кроме Польско-Германской) расположены в углах платформ, там, где встречаются под углом, близким к прямому, обрамляющие их геосинклинальные системы. Почти для всех этих синеклиз (из перечисленных кроме Печорской) типично мощное соленакопление, приводящее в дальнейшем к развитию соляной тектоники» (Хаин, 1964, стр. 221, 222).

Автор настоящей монографии неоднократно подчеркивал тождественность лежащих на внешних (по терминологии Н. С. Шатского, см. стр. 17) углах Европейской платформы Печорской, Прикаспийской и Североморской (Польско-Германской) впадин. Эти региональные отрицательные платформенные структуры он предлагал именовать не краевыми, или узловыми, а краеугольными, или экзогональными, впадинами (Журавлев, 1964а, 1965а, б, 1966в, г, 1967б, 1969а, г, 1970а—в; Shurawlew, 1965б, в, 1967; Žuravlev, 1970), считая, что этот термин более точно отражает специфику их структурного положения. Упомянутые впадины вовсе не являются простыми чашами, а следовательно, не должны называться фиа-

[1] В недавно предложенной классификации крупных платформенных структур США В. Д. Наливкин и его соавторы (Наливкин, Гостинцев, Гроссгейм, 1969, стр. 11) в пределах молодой эпипалеозойской платформы выделили погружение Мексиканского залива, которое «... не подходит ни под определение плит, ни под определение синеклиз». Однако термином «фиалоген» для его обозначения они не воспользовались.

[2] А. Л. Ставцев (1965) предлагал различать тафро-, орто-, и батисинеклизы. Тектонотипами этих структур он соответственно считал Пачелмскую тафросинеклизу, Днепровско-Донецкую ортосинеклизу, Московскую автосинеклизу и Северо-Каспийскую (Прикаспийскую) батисинеклизу.

логенами. В то же время они весьма резко отличаются от тех структур, которые принято выделять в качестве синеклиз.

Напомним, что синеклизы представляют собой обширные, изометричные или удлиненные в плане, погруженные части плит платформ. Площадь синеклиз определяется сотнями тысяч квадратных километров (площадь Московской синеклизы превышает 1 млн. $км^2$), поперечные размеры — многими сотнями километров, а мощность их платформенного чехла (глубина прогибания) — несколькими километрами. Такие обширные впадины в теле геоида имеют в поперечном сечении форму либо выпукловогнутой, либо выпукло-плоской линзы и только в геологическом смысле являются «отрицательными» структурами, в пределах которых слои платформенного чехла обладают центроклинальным залеганием. Наклон слоев на крыльях синеклиз, иногда приобретающих ступенчатый характер, обычно не превышает долей градуса. В самых погруженных частях синеклиз прослеживаются наиболее полные разрезы платформенного чехла, но по направлению к их крыльям намечается отчетливое изменение фациального состава пород и сокращение мощностей отдельных пачек, свит или формаций.

Классификация синеклиз древних платформ к настоящему времени пока не разработана, но можно думать, что отличающиеся по морфологии и истории развития Московская, Днепровско-Донецкая, Вилюйская, Балтийская и Глазовская синеклизы будут ее тектонотипами (Журавлев, 1966 г). Однако ни одному из них не соответствуют выделяемые нами в особую категорию региональных отрицательных платформенных структур экзогональные впадины Европейской платформы. Уже давно это прозорливо заметил Н. С. Шатский, который, в частности, указывал, что «...Прикаспийская синеклиза не принадлежит к тем простым структурным формам, которые принято называть синеклизами. Весьма вероятно, что это сложная структура, состоящая из синеклиз и подчиненных им антеклиз» (Шатский, 1948, стр. 5).

Для того чтобы различия между экзогональными впадинами и синеклизами стали более очевидными, попытаемся кратко охарактеризовать Московскую синеклизу, лежащую в центральной части Русской плиты Европейской платформы. Очертания этой синеклизы в процессе ее формирования изменялись. Она наметилась в конце позднего докембрия и заложилась над рассекающей фундамент Европейской платформы сетью грабенообразных прогибов (над Крестцовским, Московским, Ярославо-Галичским, отчасти Двинским), заполненных довендскими отложениями рифея. Очертания этой начальной, обширной и плоской впадины выявляются по контурам распространения выполняющих ее отложений волынской и валдайской серий. На юго-юго-восток она прослеживается до верховьев Дона, низовьев Оки и верховьев Камы, на северо-северо-запад — до Финского залива Балтийского моря, Онежского и Ладожского озер и Белого моря, а в северо-восточном направлении простирается от Белоруссии до Тиманского кряжа. Возможно, что с юго-юго-востока, от Воронежского и Волго-Уральского выступов фундамента (разобщенных Пачелмским грабенообразным прогибом), и с северо-северо-запада, от Балтийского выступа фундамента, эта начальная впадина была отделена системой разломов.

После накопления регрессивно залегающих отложений балтийской серии центральная часть Русской плиты испытала поднятие, о котором свидетельствует региональный перерыв, падающий на средний и поздний кембрий. Только в начале ордовика в опускание была вовлечена осевая часть начальной вендско-раннекембрийской впадины. Однако если в ордовике контур области осадконакопления на востоке достигал меридиана Вологды, то уже в начале силура он не распространялся на восток далее меридиана Чудского озера, а к концу силура — далее меридиана Риж-

ского залива. При этом общее простирание ордовикско-силурийской впадины было заметно более широтным.

В конце силура и в раннем девоне центральная часть Русской плиты испытала поднятие и вновь, как в среднем и позднем кембрии, стала областью размыва. Только в среднем девоне, унаследованно от ордовикско-силурийского прогиба, возобновилось ее опускание, охватившее западную часть начальной вендско-раннекембрийской впадины. В конце девона, в раннем и среднем карбоне область прогибания весьма расширилась: в опускание была вовлечена вся восточная часть Русской плиты, в том числе восточная часть начальной вендско-раннекембрийской впадины.

В конце карбона и в ранней перми наметилось новое общее воздымание Русской плиты, но восточная часть начальной вендско-раннекембрийской впадины продолжала прогибаться и заполнилась мощной толщей лагунных отложений нижней перми, морских отложений казанского яруса верхней перми и континентальных отложений татарского яруса верхней перми и нижнего триаса. Именно в конце палеозоя определились современные очертания Московской синеклизы, хотя ее осевая часть продолжала прогибаться еще в мезозое (от начала юры до сенона).

Таким образом, в контуры современной Московской синеклизы попадают части вендско-раннекембрийской и ордовикско-силурийской впадин. Однако последняя раскрывалась на запад, а современная Московская синеклиза, судя по стратоизогипсам по поверхности фундамента, погружается на северо-восток, причем ее крылья воздымаются на северо-запад — к Балтийскому щиту, на юго-запад — к Воронежской антеклизе и на юго-восток — к Волго-Уральской антеклизе и ее северному склону.

В отличие от Московской синеклизы очертания экзогональных впадин Европейской платформы на всех этапах их формирования были устойчивы и подчинены контурам вмещающих их внешних углов платформы. Интенсивность формирования экзогональных впадин четко обусловливалась направляющим влиянием обрамлявших геосинклинальных зон.

Сопоставление глубин залегания фундамента и одновозрастных или близких по возрасту горизонтов платформенного чехла экзогональных впадин Европейской платформы и ее Московской синеклизы раскрывает принципиальные различия этих структур. Максимальные глубины залегания фундамента в пределах Московской синеклизы не превышают 3 *км* (исключая лежащие в ее основе узкие грабенообразные прогибы), тогда как в Печорской и Североморской впадинах они втрое больше, в Прикаспийской впадине (уже в ее прибортовых зонах) — почти вчетверо больше, а в ее внутренних районах достигают 20—25 *км*.

Резкое погружение фундамента в экзогональных впадинах Европейской платформы сопровождается сокращением мощности или почти полной переработкой «гранитного» слоя, появлением окон «базальтового» слоя и существенным подъемом поверхности верхней мантии.

Наличие «базальтовых» окон доказано под рифейским складчатым фундаментом в погруженной под воды Баренцева моря части Печорской впадины и непосредственно под платформенным чехлом во внутренних районах Прикаспийской впадины. Их присутствие весьма вероятно и в Североморской впадине. Наряду с появлением «базальтовых» окон фиксируется заметное утонение «базальтового» слоя до 12—13 *км* в северо-западной части Печорской впадины и до 6—9 *км* в Прикаспийской впадине. Глубина залегания поверхности верхней мантии во внутренних районах Прикаспийской впадины не превышает 26—30 *км*. Отчетливое изменение состава земной коры отличает экзогональные впадины Европейской платформы от ее внутренних синеклиз и синеклиз других древних платформ Земли.

Напомним, что в Подмосковье глубина до поверхности Мохоровичича составляет около 40 *км* (Борисов, 1967), а средняя мощность консолидированной земной коры на Европейской платформе принимается равной 38 *км* (Деменицкая, 1967). Только в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена установлено отчетливое утонение земной коры от 50 *км* на его северном и южном бортах до 35—40 *км* в его осевой зоне. При этом мощность кристаллической части коры сокращается от 48 до 25—30 *км* за счет утонения «гранитного» и главным образом «базальтового» слоев (Субботин и др., 1963; Соллогуб, 1967; Соллогуб, Павленкова и др., 1966; Соллогуб, Чекунов и др., 1967).

В соответствии с резким увеличением глубины залегания фундамента в экзогональных впадинах Европейской платформы весьма велика мощность отложений платформенного чехла. Так, в Прикаспийской впадине мощность подсолевых докунгурских отложений ее платформенного чехла на междуречье Урала и Волги достигает 15 *км*, неискаженная пластическим перераспределением соли первоначальная мощность соленосных отложений достигает 4 *км* и более, а надсолевых доюрских отложений — 4 *км*. В Печорской впадине общая максимальная мощность доюрских отложений, составляющих основную часть ее платформенного чехла, равна 6,5 *км*. Наконец, по далеко еще не полным данным, общая мощность подсолевых, доцехштейновых, отложений в Североморской впадине местами (в частности, в районе г. Гамбурга) достигает 4 *км*. Между тем, в Московской синеклизе, за исключением лежащих в ее основе узких грабенообразных прогибов, общая мощность платформенного чехла не превышает 3 *км*.

Максимальная глубина залегания кровли верейского горизонта в Московской синеклизе не превышает 1,2 *км*, тогда как в Прикаспийской впадине, севернее пос. Калмыково, на глубине свыше 10 *км* прослеживается лишь подошва соленосных отложений кунгура. В Печорской впадине, в пределах Баренцева моря, подошва кунгура погружается до 8—9 *км*, а на континенте — до 7 *км*. В Североморской впадине подошва соленосных отложений цехштейна опускается до 7—8 *км* в Датско-Польской борозде, в низовьях р. Эльбы и в пределах коридора, разделяющего в Северном море поднятия Среднесевероморское и Рингкёбинг-Фюн. В той же впадине, в северной части Северного моря, подошва отложений палеогена опускается до глубины 3,5 *км*, превышающей глубину залегания поверхности фундамента в Московской синеклизе. Уже из этого сравнения следует, что экзогональные впадины Европейской платформы несравненно более глубоки, чем расположенная в центральной части Русской плиты Московская синеклиза.

В экзогональных впадинах Европейской платформы аномально велика мощность тех отложений платформенного чехла, которые по времени накопления синхронны геосинклинальному и орогенному этапам развития обрамлявших их геосинклинальных зон. Эти отложения являются более мощными в Прикаспийской впадине, обрамленной уралидами и ренидами, и менее мощными в Североморской и Печорской впадинах, одним из ограничений которых служат каледониды Британии и Скандинавии.

Глубинная структура экзогональных впадин Европейской платформы, по сравнению с ее внутренними синеклизами, гораздо более определенно подчинена блоковой тектонике их фундамента. В Печорской впадине это отчетливо заметно не только на ее окраинных взброшенных блоках фундамента Тиманского кряжа, но и в глубоко погруженной северо-восточной части, в пределах Большеземельской тундры. Линейность и угловатость рисунка стратоизогипс по поверхности фундамента и по подошве кунгура в Печорской впадине, по подошве пермских соленосных отложений в Прикаспийской и в Североморской впадинах явно свиде-

тельствуют о наличии разломов или флексур в платформенном чехле.

Такой же угловатый рисунок имеют впадины второго порядка, обособляющиеся в пределах экзогональных впадин Европейской платформы, как, например, намечающаяся по подошве кунгура на западе Прикаспийской впадины обширная погруженная область, простирающаяся от Азгирского разлома через междуречье Урала и Волги на северо-запад, к р. Утве. Направляющему влиянию разломов, несомненно, обязаны своей строгой линейной ориентировкой локальные структуры, созданные соляной тектоникой вдоль западного и северного, отчасти восточного бортов Прикаспийской впадины, а также в Куявско-Лодзинской, Альтмаркской, Гифхорнской, Ганза и Британской структурных зонах Североморской впадины. Дифференцированные движения блоков фундамента экзогональных впадин были наиболее активными в период существования мобильных геосинклинальных систем, обрамляющих раздробленные внешние углы Европейской платформы.

Само наличие экзогональных впадин является одной из отличительных особенностей Европейской платформы, обусловленной характером сопряжения ограничивающих ее палеозойских геосинклинальных систем. Между тем, экзогональные впадины, по-видимому, не являются единственными структурными формами, свойственными внешним углам древних платформ. Им прямо противоположны экзогональные поднятия — краеугольные глыбовые поднятия, отделенные от платформ системами диагональных разломов. К таковым относятся Оленекское поднятие Сибирской платформы, поднятие Алеппо Африканско-Аравийской платформы и поднятие Льяно Северо-Американской платформы, отделенные от платформ желобообразными прогибами — соответственно Кютингдинским (Журавлев, 1960а; Кутейников, Натапов, 1962; Кутейников, Сягаев, 1962; Виноградов, Кутейников, 1968), Пальмирским (Поникаров, Сулиди-Кондратьев и др., 1964; Поникаров, Казьмин, 1965; Поникаров, Казьмин и др., 1969) и Уичито (Шатский, 1946б), заложившимися в зонах упомянутых разломов. Сравнительный анализ экзогональных поднятий, несомненно, заслуживает особого рассмотрения. Однако необходимо отметить, что экзогональные впадины заложились на наращенных байкальской складчатостью внешних углах Европейской платформы, тогда как экзогональные поднятия возникли на скалывавшихся углах упомянутых древних платформ, по соседству или рядом с их участками, позднее вовлеченными в геосинклинальное развитие. Может быть, до некоторой степени они являлись компенсационными поднятиями по отношению к этим геосинклинальным опусканиям (Журавлев, 1969 г).

В экзогональных впадинах Европейской платформы гораздо четче, чем в ее внутренних синеклизах, намечаются структурные этажи платформенного чехла, отвечающие крупным этапам формирования этих впадин. Они сопоставимы, но не синхронны: верхнеплиоценово-четвертичному структурному этажу Печорской и Прикаспийской впадин соответствует кайнозойский структурный этаж Североморской впадины. Среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж Печорской впадины сопоставим с юрско-палеогеновым структурным этажом Прикаспийской впадины и с меловым структурным этажом Североморской впадины. Наконец, кунгурско-триасовый структурный подэтаж Печорской и Прикаспийской впадин отвечает верхнепермско-юрскому структурному этажу Североморской впадины. Сопоставимость и закономерность смены крупных этапов развития экзогональных впадин Европейской платформы свидетельствуют о тождественности и направленной последовательности их развития.

Наличие мощной пермской соленосной формации в Прикаспийской и Североморской впадинах и способность слагающей ее соли к пластическому перераспределению определили все многообразие локальных по-

ложительных и отрицательных структур, созданных в этих впадинах соляной тектоникой. Несмотря на ряд различий, эти структуры образуют сходные генетические ряды, а закономерности их пространственного размещения являются общими. В развитии этих структур намечаются крупные этапы, разделы между которыми совпадают с границами структурных этажей в составе платформенного чехла Прикаспийской и Североморской впадин.

Экзогональные впадины Европейской платформы являются ее крупнейшими нефтегазоносными провинциями. Их нефтегазоносность доказана уже давно, причем в каждой из них имеются введенные в эксплуатацию нефтяные и (или) газовые месторождения.

В составе платформенного чехла Печорской впадины нефтегазоносными толщами являются: поддоманиковая (преимущественно терригенная), верхнедевонская (карбонатная), турнейская (карбонатно-терригенная), нижневизейская (терригенная), нижнепермская (сульфатно-карбонатно-терригенная) и верхнепермская (терригенная). Основной из них является поддоманиковая продуктивная толща (песчаники эйфельского и живетского ярусов, пашийского и кыновского горизонтов), которая в южной наиболее изученной части Печорской впадины служит основным эксплуатационным и поисковым объектом на нефть и газ (Беловол и др., 1966). Приуроченные к ней крупные месторождения нефти выявлены на намечающихся по подошве кунгура (по кровле карбонатных отложений верхнего палеозоя) структурных террасах и осложняющих их локальных поднятиях (месторождения Западно-Тэбукское, Джьерское, Кынаиольское и др.), а также на цепочке пологих брахиантиклиналей Мичаю-Пашнинской зоны, протягивающейся вдоль западного борта Верхнепечорской ванны Предуральского краевого прогиба (месторождения Мичаюское, Северо- и Восточно-Савиноборское, Пашнинское).

Весьма перспективными оказались и структуры погруженой северовосточной части Печорской впадины — территории Большеземельной тундры. В 1967—1968 гг. на Усинской структуре Колвинского вала из поддоманиковых отложений с глубины 3200 *м* был получен фонтанный приток легкой нефти дебитом 660 *т* в сутки. Весьма важное значение для определения перспектив нефтегазоносности Большеземельской тундры имело получение притока газа из триасовых отложений и легкой нефти из известняков нижней перми на Шапкинской структуре.

Наконец, в Верхнепечорской ванне Предуральского краевого прогиба уже введено в эксплуатацию Вуктыльское газоконденсатное месторождение, приуроченное к известнякам перми и карбона, что позволило ввести в строй магистральный газопровод «Сияние Севера», проложенный от Вуктыла через Ухту на Торжок (Вассерман, 1969).

В пределах Прикаспийской впадины все известные нефтяные горизонты выявлены в надсолевых отложениях, причем из них промышленной нефтеносностью обладают отложения нижнего триаса, средней юры и нижнего мела (верхов баррема — низов апта). Явно перспективные в отношении нефтегазоносности верхнепермские отложения остаются пока почти совершенно неизученными. Все немногочисленные, находящиеся в эксплуатации нефтяные месторождения сосредоточены преимущественно в промысловом районе Южной Эмбы и приурочены исключительно к нормально развитым соляным куполам. Другие локальные структуры, созданные соляной тектоникой, разведочными работами практически не затронуты.

Подсолевые отложения в Прикаспийской впадине подсечены пока лишь единичными скважинами по ее окраинам — в районе слияния рек Эмбы и Темира, в низовьях р. Эмбы, на Южно-Эмбенском и Астраханском погребенных краевых поднятиях подсолевого ложа, а также в Саратовском Заволжье. Между тем, их перспективы в отношении га-

зоносности можно считать доказанными после недавнего открытия крупного газового месторождения в пределах смежного со впадиной Мертвосольского (Соль-Илецкого) блока. Для правильной ориентировки дальнейших геологоразведочных работ на подсолевой газ в Прикаспийской впадине необходим сравнительный анализ структуры ее подсолевого ложа, так как именно она при благоприятном литологическом составе пород должна определять закономерности пространственного размещения возможных крупных и крупнейших газовых и газоконденсатных залежей.

В континентальной части Североморской впадины, преимущественно в пределах ФРГ и Нидерландов, в надсолевых отложениях нижнего триаса, средней юры и нижнего мела не только на нормально развитых соляных куполах, но и на других локальных структурах, в частности на обращенных межкупольных поднятиях (Дюсте, Геммельте), выявлены и разрабатываются промышленные залежи нефти.

Выясненная возможность сравнения локальных структур, созданных соляной тектоникой, и наметившаяся зональность их распределения в Прикаспийской и Североморской впадинах могут послужить основой для определения перспектив нефтегазоносности надсолевых отложений обеих впадин. Однако основные надежды на обнаружение значительных по запасам газовых и газоконденсатных месторождений в этих впадинах, повидимому, следует связывать с подсолевыми отложениями (а в Прикаспийской впадине и с надсолевыми верхнепермскими отложениями).

Напомним, что по берегам Северного моря уже давно эксплуатировались небольшие залежи нефти в отложениях карбона (на 12 мелких месторождениях Англии), небольшие залежи газа в карбонатных породах низов цехштейна (в ФРГ, Нидерландах, Англии) и в отложениях триаса (в ФРГ), а также залежи нефти в породах триаса (в Англии), юры и мела (в ФРГ и Нидерландах). При этом залежи нефти в отложениях юры и мела служили основной базой нефтяной промышленности ФРГ, обеспечивая суточную добычу, равную 68 тыс. баррелей.

Перспективы всего региона в целом существенно изменились после того как в 1959 г. в северной части Нидерландов, близ побережья Северного моря, было открыто крупнейшее в Европе газовое месторождение Гронинген, приуроченное к подсолевым песчаникам ротлигендеса. Запасы его достигли 1650 млрд. $м^3$ (Van der Laan, 1968) и существенно изменили энергетический баланс всей Западной Европы. Несколько позднее на побережье Нидерландов и на Западно-Фризских островах были обнаружены залежи газа в песчаниках ротлигендеса и в карбонатных породах низов соленосного цехштейна с общими запасами 14 млрд. $м^3$, а в ФРГ — залежи газа в надсолевых песчаниках бунтсандштейна с общими запасам 71 млрд. $м^3$ (Kent, 1967б, в). В 1966 г. на крайнем северо-западе ФРГ близ Гронингена было выявлено крупное газовое месторождение Гроотхузен, связанное с терригенными отложениями ротлигендеса.

Доказанная промышленная газоносность ротлигендеса послужила основанием для начала интенсивных поисково-разведочных работ непосредственно в Северном море. В конце 1964 г. они привели к открытию первой морской газовой залежи у берегов Англии, в 78 *км* к востоку от устья р. Хамбер — месторождения Вест Сол с запасами газа, достигающими 30 млрд. $м^3$. В 1966 г. в английской части Северного моря к юго-востоку от Вест Сола было выявлено месторождение Леман. Оказалось, что по извлекаемым запасам газа, составляющим 330 млрд. $м^3$, оно является самым крупным в мире газовым месторождением, открытым под морскими водами. В том же году в 40 *км* к северо-востоку от Лемана было открыто месторождение Индифэтигейбл с извлекаемыми запасами газа, превышающими 225 млрд. $м^3$, а в 128 *км* к востоку от устья р. Хамбер — месторождение Анн, в скважине-открывательнице которого дебит газа был равен 480 тыс. $м^3$ в сутки (Kent, Walmsley, 1970).

Уже к марту 1967 г. в Северном море были пробурены или находились в бурении 69 скважин: 55 — в английских водах, 2 — в норвежских, 1 — в датских и 11 — в водах ФРГ (Kent, 1967). К концу 1967 г. разведанные запасы газа в английской части Северного моря достигли 283 млрд. $м^3$. Допускалось, что его возможные запасы здесь могут составлять 1133 млрд. $м^3$ (Купер, Гескелл, 1968; Kent, 1967б, в; Rooke, 1967—1968). Уже в 1969 г. добыча газа здесь превысила 5 млрд. $м^3$, а в 1970 г. еще более возросла. Ее дальнейшее увеличение зависит теперь лишь от пропускной способности морских газопроводов, проложенных к берегам Англии.

Промышленно газоносными в Северном море являются подсолевые терригенные отложения ротлигендеса. Газовые залежи в них, по-видимому, образовались в результате миграции газа из подстилающих угленосных отложений карбона (Bartenstein, 1968; Groen, Steenken, 1968; Kent, Walmsley, 1970). Покрышкой для них служат соленосные отложения цехштейна, причем глубина залегания продуктивных горизонтов на Вест Соле составляет 2750 *м*, на Лемане — 1830 *м*, на Индифэтигейбле — 2400—2700 *м*, на Анн — 3355 *м*.

Промышленные притоки нефти в Северном море были получены из известняков цехштейна только в единственной скважине, дебит которой был равен 52 *т* в сутки, при дебите газа из тех же известняков до 200 тыс. $м^3$ в сутки (Купер, Гескелл, 1968). Недавно доказана промышленная газоносность отложений палеогена, распространенных в английской и норвежской частях Северного моря — в Варяжской структурной зоне (Davis, 1968).

Анализ результатов разведочных работ, проведенных в английской части Северного моря, показал, что каждая третья скважина, а к югу от 54° с. ш. каждая вторая, дает промышленный газ. Сейчас скважинами уже вскрыты перспективные на газ отложения карбона, а в районе Доггер-банки, по непроверенным данным, даже отложения девона. Первым объектом исследований пока остаются подсолевые песчаники ротлигендеса, а дополнительными — отложения триаса (бунтсандштейна), юры, мела и кайнозоя в убывающем порядке (Gill, 1967).

В континентальной части Североморской впадины, в ее Восточно-Эльбской структурной зоне, в пределах ФРГ близ ее восточной границы (к северу от г. Зальцведель, ГДР) в 1966 г. было открыто газовое месторождение Вустров. Скв. Вустров Z-1 пересекла соляной массив одноименного купола и вошла в подсолевые песчаники ротлигендеса, к которым приурочена залежь газа с высоким содержанием азота (Malzahn, 1967). Несомненно, что в подсолевых отложениях ГДР и Польши будут также обнаружены промышленные залежи газа. Однако пока самые перспективные газоносные площади Североморской впадины, за исключением района Гронингена, лежат в ее наиболее погруженной части — в пределах Северного моря.

Наметившиеся черты сходства экзогональных впадин Европейской платформы позволяют более обоснованно подходить к оценке перспектив нефтегазоносности этих глубочайших депрессий. Их недра, несомненно, заключают крупные и крупнейшие газовые и газоконденсатные месторождения, которые в Прикаспийской и Североморской впадинах окажутся приуроченными к подсолевым отложениям. В Печорской впадине заведомо нефтегазоносной является ее погруженная северо-восточная часть — территория Большеземельской тундры.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А. 1968. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня.— Вестн. АН КазССР, № 8 (280).

Абрамов В. П. 1964. О современном рельефе поверхности досреднеюрских отложений Печорской синеклизы в связи с поисками нефти и газа.— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».

Авров В. П., Булекбаев З. Е., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Посадская А. С. 1969. Обращенные межкупольные поднятия восточной окраины Прикаспийской впадины и перспективы их нефтеносности.— Геол. нефти и газа, № 11.

Авров В. П., Гончаренко Б. Д., Журавлев В. С., Свиточ А. А. 1965. Применение сейсморазведки для изучения новейшей тектоники междуречья Урала и Волги.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.

Авров В. П. 1966. О генезисе солянокупольных структур Прикаспийской впадины и основных принципах формирования в них нефтяных и газовых месторождений.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».

Авров П. Я., Бровар И. М. 1966. Особенности расположения локальных структур северной части междуречья Урала и Волги.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 5.

Авров П. Я., Бровар И. М., Шмайс И. И. 1966. Особенности соляной тектоники и нефтегазоносности центральной части Прикаспийской впадины.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».

Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Мулдакулов Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е. 1965. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям.— Геотектоника, № 1.

Авров П. Я., Буялов Н. И., Давидович Я. Л., Пермяков И. Г., Руженцев В. Е., Скворцов В. П., Смирнов Л. П., Федотов И. К., Храмов Н. А., Шнеерсон Б. Л., Шумилин С. В. 1935. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. М.— Л., ОНТИ.

Авров П. Я., Космачева Л. Г. 1960. Механизм образования солянокупольных структур Северо-Прикаспийской впадины.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (38).

Айзенштадт Г. Е.-А. 1948. Об одной особенности сбросовых нарушений на Эмбенских соляных куполах.— Докл. АН СССР, 59, № 6.

Айзенштадт Г. Е.-А. 1955. К вопросу о нахождении соляных карнизов на Эмбенских куполах.— Геол. сб. III (IV) Науч. инж.-техн. об-ва нефтяников при ВНИГРИ. Л., Гостоптехиздат.

Айзенштадт Г. Е.-А. 1956. Схема классификации соляных куполов Южной Эмбы.— Труды ВНИГРИ, вып. 95, геол. сб. 2.

Айзенштадт Г. Е.-А. 1958. К истории тектонического развития Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 126, геол. сб. № 3.

Айзенштадт Г. Е.-А. 1959. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия.— Геол. нефти и газа, № 8.

Айзенштадт Г. Е.-А. 1964. Типы соляных куполов и нефтяных залежей Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.

Айзенштадт Г. Е.-А. 1969. Строение межкупольных прогибов солянокупольной области Северного Прикаспия.— В кн. «Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Материалы 2-го симпозиума по соляной тектонике», ч. II. Киев. «Наукова думка».

Айзенштадт Г. Е.-А., Антонов К. В. 1963. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы.— Труды ВНИГРИ, вып. 207.

Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И. 1963. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 151, № 5.

Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В. 1965. Тектоника и нефтеносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин.— Труды ВНИГРИ, вып. 246.

Айзенштадт Г. Е.-А., Колтыпин С. Н., Размыслова С. С., Соколова Е. И., Торгованова В. Б., Пинчук И. А., Поморнацкий М. А., Семина И. В. 1967. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 253.

Айзенштадт Г. Е.-А., Неволин Н. В., Эвентов Я. С. 1964. Геологическое строение Прикаспийской впадины и ее нефтегазоносность.— В кн. «Геология нефти». (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1). М., Изд-во АН СССР.

Аляев С. А. 1947. Новые данные о тектонике Керченского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Андерсон Д. Г. К. 1968. Докембрий Британских островов.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир».

Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. М., Морозов М. Д., Эйдлин Р. А. 1966. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным.— Сов. геол., № 6.

Андрусов Н. И. 1893. Геотектоника Керченского полуострова.— Материалы для геол. России, 16. СПб.

Андрусов Н. И. 1902. Материалы к познанию Прикаспийского неогена, ч. I. Акчагыльские пласты.— Труды Геол. ком., 15, № 4.

Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Чарыгин М. М. 1965. О продолжении Предуральского передового прогиба в пределах Прикаспийской впадины.— Сов. геол., № 7.

Арабаджи М. С., Скворцов И. И., Чарыгин М. М. 1966. К вопросу о мощности гидрохимических образований в Прикаспийской впадине.— Труды МИНХиГП, вып. 61.

Арган Э. 1935. Тектоника Азии. Доклад на Брюссельской (XII) сессии Международного геологического конгресса в 1922 г., М.— Л., ОНТИ.

Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России. М. Госиздат.

Архангельский А. Д. 1923—1924. Несколько слов о тектонике Русской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, вып. 3.

Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. Л.— М., ОНТИ.

Архангельский А. Д. 1934. Геологическое строение СССР. Западная часть, вып. 1, 2. М..— Л., ОНТИ.

Архангельский А. Д. 1939а. Геологическое строение и геологическая история СССР.— В кн. «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2. М.— Л., ГОНТИ.

Архангельский А. Д. 1939б. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Архангельский А. Д. 1940. О строении Русской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 3—4.

Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.— Л., Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и горно-топл. пром-сти.

Архангельский А. Д., Блохин А. А., Меннер В. В., Осипов С. С., Соколов М. И., Чепиков К. Р. 1930. Краткий очерк нефтяных месторождений Керченского полуострова.— Труды Глав. геол.-развед. упр., вып. 13.

Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В., Люстих Е. Н. 1937. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 11, вып. 4.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Атлас землетрясений в СССР. (Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР, 1911—1956 гг.). 1962. М., Изд-во АН СССР.

Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Егиазаров Б. Х., Зимкин А. В., Романович Б. С. 1964. Новая тектоническая карта Арктики.— Докл. АН СССР, 156, № 6.

Афанасьев Б. Л. 1968. Палеотектоника и угленосность. М., «Недра».

Ахлестина Е. Ф., Востряков А. В., Жидовинов Н. Я., Кармишина Г. И., Курлаев В. И., Седайкин В. М. 1965. Отражения структурного плана в составе и строении плиоценовых отложений Северного Прикаспия.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.

Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П. 1968. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта.— Сов. геол., № 2.

Банера Н. И. 1964. Некоторые вопросы соляной тектоники Прикаспийской впадины по геофизическим данным.— Труды ВНИИГ, вып. 45.

Баренбойм М. И. 1955. Схема строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 101, № 1.

Бархатова В. П. 1959. К стратиграфии каменноугольных отложений Северного Тимана.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.

Бархатова В. П. 1963. Каменноугольная и пермская системы Тимана.— В кн. «Геология СССР, т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР, ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
Батурин В. П. 1947. Происхождение пород кепрока соляных куполов.— Сов. геол., сб. 18.
Бахвалова О. Н. 1940. Материалы к литологическому изучению верхней соляной толщи озер Баскунчак.— Труды Центр. науч.-исслед. соляной лабор. Глав. упр. солян. пром-сти, вып. 1.
Безруков П. Л. 1936. О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от г. Уральска.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 14, вып. 2.
Безруков П. Л. 1937. Новые данные о геологическом строении северной части Урало-Эмбенской области.— В кн. «Большая Эмба», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Бейсенов Б. Б. 1964. О формировании межкупольных поднятий восточного борта Прикаспийской впадины.— Вестн. АН КазССР, № 10.
Беккер Ю. Р. 1958. О стратиграфическом положении укских отложений на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 122, № 5.
Белкин В. И. 1970. Юра, мел и палеоген Печорского угольного бассейна и прилегающих районов.— Автореф. канд. дисс. Пермский гос. ун-т.
Беловол И. И., Богацкий В. И., Войтович А. К., Вассерман Б. Я., Дубровинский Д. Л., Еловников С. И., Иванов А. В., Кремс А. Я., Кузнецова Н. В., Кушнарева Т. И., Матвиевская Н. Д., Махоткин И. А., Моделевский М. Ш., Попова К. В., Саар Д. А., Сазонов Н. В., Шафран Е. Б. 1966. Поиски месторождений нефти и газа в Коми АССР и Ненецком национальном округе. М., ВНИИОЭНГ.
Белянкина М. Н., Долгинов Е. А., Казаков Г. А. 1968. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема бакальского цикла.— Геотектоника, № 3.
Бенц А. 1959. Нефтегазоносные площади Федеративной Республики Германии.— Введение в кн. «Материалы по геологии нефти, т. 2. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Березовская В. Л. 1961. Новые месторождения нефти Южной Эмбы.— Труды ВНИГРИ, вып. 186, геол. сб. 6.
Берето Я. А., Медведев Н. Ф., Яковлев Ю. И. 1968. Некоторые данные о строении Предуральского прогиба в связи с поисково-разведочными работами на газ.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 3.
Берман Р. Б. 1959. Рейтброк и Мекельфельд — два месторождения нефти в окрестностях Гамбурга, связанные с соляными куполами.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. II. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Бертельс-Успенская И. А. 1966. История формирования плиоценовой структуры восточной части Прикаспийской впадины в свете нефтегазоносности.— Сов. геол., № 10.
Блохин П. А., Гелевер Д. А., Ефимкина С. С., Панкратов А. П., Тагай Е. Д., Шнеерсон М. Б., Фуфаев Н. М. 1964. Результаты геофизических работ в зоне северо-восточного обрамления Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз.. вып. 2.
Бобух В. А., Федоров Д. Л. 1964. Некоторые новые данные о геологическом строении юго-западной части бортовой Прикаспийской впадины— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.
Богданов А. А. 1947. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы.— Вопросы теоретич. и прикл. геол., сб. 4.
Богданов А. А. 1955. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. МГУ, серия геол. и геогр., № 8.
Богданов А. А. 1961. О некоторых проблемах тектоники Европы (в связи с составлением первой Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000). Статья 1.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 5.
Богданов А. А. 1963. О термине «структурный этаж» (в связи с составлением Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000). Статья 3.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 1.
Богданов А. А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).— Сов. геол., № 9.
Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 1.
Богданов А. А. 1968а. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 1.
Богданов А. А. 1968б. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 5.
Богданов А. А., Кёльбель Г., Зноско Е. 1964. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. Дискуссия, проведенная редакционным комитетом Международной тектонической карты Европы в сентябре 1963 г. в г. Закопане.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 2.
Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. 1963. Об основных структурных элемен-

тах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000).— Бюлл. МОИП, 38, вып. 3.

Бойгк Г. 1957. Нижнесаксонский бассейн западнее Эмса.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. II. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.

Бондарев В. И. 1960. Ордовик Советской Арктики.— В кн. «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7). Л., Гостоптехиздат.

Борисов А. А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра».

Борисов А. А., Буялов Н. И. 1938. К механике образования грабенов Эмбенских куполов.— Нефт. хоз-во, № 5.

Борисов А. А., Буялов Н. И., Фотиади Э. Э., Черепанов Н. Н. 1935. Новые данные о тектонике Эмбенской нефтеносной области.— Нефт. хоз-во, № 6.

Борисов А. А., Косыгин Ю. А. 1961. Применение геофизических методов исследований при изучении тектонических структур.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.

Борисов А. А., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1963. О границе разновозрастных платформ в Северном Прикаспии.— Докл. АН СССР, 148, № 4.

Борисов А. А., Фотиади Э. Э. 1937. Некоторые выводы из общей гравитационной съемки области Прикаспийской депрессии.— Нефт. хоз-во, № 12.

Боровко Н. Г., Келль Г. Н., Смирнов Ю. Д. 1964. Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 119.

Бражников Г. А., Воронков А. В., Салов Ю. А., Ларин А. П., Кныр Л. Г., Лангборт Е. А. 1965. Тектоническое районирование Волгоградской области.— Труды Волгоградск. науч.-исслед. ин-та нефт. и газ. пром-сти, вып. 3.

Бражников Г. А., Салов Ю. А., Мушникова З. Ф., Фоменко И. Р., Пескова А. Я. 1965. Структурный план западной окраины Прикаспийской впадины.— Труды Волгоградск. науч.-исслед. ин-та нефт. и газ. пром-сти, вып. 3.

Бровар И. М. 1968. Тектонические особенности и перспективы нефтегазоносности северной части междуречья Урала и Волги.— Сов. геол., № 10.

Бровар И. М., Шмаис И. И. 1968. Особенности тектоники подсолевого ложа северной части междуречья Урала и Волги.— Геотектоника, № 1.

Брод И. О. 1945. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 10, № 6.

Брод И. О. 1946. К проблеме поисков погребенных структур на южной окраине Русской платформы и в Предкавказье в связи с нефтегазоносностью.— Уч. зап. МГУ, вып. 108, геол., 1, кн. 1.

Брод И. О. 1947. О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР.— Сов геол., сб. 13.

Брод И. О. 1962. О сравнительной оценке перспектив нефтегазоности районов Северного и Северо-Восточного Прикаспия— В кн. «Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и Северный Прикаспий». (Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8). Л., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Васильев В. Г. 1949. Саратовское и Сталинградское Заволжье — объект первоочередной разведки на газ и нефть.— Новости нефт. техн., геол., № 2.

Брод И. О., Еременко Н. А. 1953. Основы геологии нефти и газа. Изд. 2-е. М., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Еременко Н. А. 1957. Основы геологии нефти и газа. Изд. 3-е. М., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Злизина А. Г. 1962. Основные структурные элементы области Северокаспийского прогибания в связи с перспективами нефтегазоносности Узени-Ичкинского кряжа.— В кн. «Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и Северный Прикаспий». (Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8). Л., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Левин Л. Э., Розанов Л. Н., Сальман Г. Б., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1963. Основные структурные элементы фундамента Северокаспийского нефтегазоносного бассейна.— В кн. «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы». М., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Несмеянов Д. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1962. Об основных структурных элементах юго-западной части Северокаспийского нефтегазоносного бассейна (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности).— В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Л., Гостоптехиздат.

Бубнов С. Н. 1960. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ.

Булекбаев З. Е., Горецкий Р. Г., Дальян И. Б., Муравьев В. И., Николаев В. Г., Сапожников Р. Б., Тасыбаев Б. С., Шлезингер А. Е. 1970. Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М., «Наука».

Бурк Х. Д. М., Ван-Эрде Л. А., Харсвеллт Х. М., Ван-Дер-Хейде С., Де Йонг Я. Д.,

Паннекук А. И., Ван-Вортхёйзен, И. Х., Тер-Ве М. В., Загвейн В. Х., Зонневельд И. И. С. 1959. Геология Нидерландов. М., ИЛ.
Бурманн Г. 1968. Органические микрофоссилии и проблематики докембрийских и нижнепалеозойских отложений ГДР, их стратиграфическое значение и методика изучения.— Автореф. канд. дисс., ЛГУ.
Бутковский Ю. М. 1968. Структурные особенности северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в связи с вопросами нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. Моск. ин-т нефтехим. и газ. пром-сти.
Бутковский Ю. М., Кожевников И. И. 1962. Новые данные по тектонике и нефтегазоносности Зауральских Сыртов (Западно-Казахстанский край).— Новости нефт. техн., геол., № 10.
Бутковский Ю. М., Кожевников И. И. 1964. Солянокупольная тектоника Зауральских Сыртов.— В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». (Труды треста Союзбургаз, вып. 4). М., «Недра».
Бутковский Ю. М., Кожевников И. И., 1967. Тектоника полосы сочленения Общего и Зауральских Сыртов.— Труды ВНИГНИ, вып. 50.
Бутковский Ю. М., Омельченко Д. А. 1968. Геология и перспективы нефтегазоносности северной бортовой зоны Прикаспийской впадины и ее центральной части.— В кн.: «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР и вопросы подземного хранения газа». (Труды треста Союзбургаз, вып. 7). М., «Недра».
Буш Э. А., Быстрицкая П. М., Кузнецов В. Г., Рябченко Ф. М., Соколов В. Л., Шорников Б. Я. 1968. Геологическое строение и объекты разведки на газ бортовой зоны Прикаспийской впадины в Нижнем Поволжье.— Геол. нефти и газа, № 5.
Буш Э. А., Кузнецов В. Г., Соколов В. Л. 1967. Позднедевонский этап развития Прикаспийской впадины.— Геол. нефти и газа, № 2.
Буялов Н. И. 1937. Соляные купола Урало-Эмбенской области и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: «Большая Эмба», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Буялов Н. И. 1941. Поиски нефти в межкупольных зонах Эмбенской области.— Разведка недр, № 6.
Вайнблат А. Б. 1962. Верхнепермские и триасовые отложения купола Кенкияк.— Труды ВНИГРИ, вып. 190, геол. сб. 7.
Вайнблат А. Б. 1964. Стратиграфия и литология верхнепермских и триасовых отложений Кенкияк-Шенгельшийского района (Западное Примугоджарье).— Труды ВНИГРИ, вып. 237.
Варданянц П. А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР.
Варсанофьева В. А. 1961. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
Вартанов С. П., Корнев В. А. 1961. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия (по результатам морских сейсмических исследований).— Докл. АН СССР, 136, № 5.
Василенко В. К. 1945. Структура грабенов Эмбенских соляных куполов.— Нефт. хозво, № 5—6.
Василенко В. П., Миклухо-Маклай А. Д. 1964. Новые данные о верхнемеловых отложениях Усинско-Роговского междуречья.— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. Л., Гостоптехиздат.
Васильев В. С. 1937. Кепроки соляных куполов Эмбы и Заволжья.— В кн. «Большая Эмба», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Васильев Г. А. 1953. Воды речек как источник накопления солей в озере Эльтон.— Труды ВНИИГ, вып. 28.
Васильев Г. А. 1955. Четвертичные отложения озера Эльтон и история их образования.— Труды ВНИИГ, вып. 30.
Васильев Ю. М. 1951. К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 81, № 5.
Васильев Ю. М. 1953. К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 81, № 5.
Васильев Ю. М. 1968. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах.— Труды МИНХиГП, вып. 77.
Васильев Ю. М., Гибшман Н. Б., Ли К. А., Парамонов В. С., Прошляков Б. К., Чарыгин М. М. 1968. Ультрамощный разрез кайнозоя в центральной части Прикаспийской солянокупольной области.— В кн. «Поиски и освоение нефтяных и газовых месторождений солянокупольных областей в пределах СССР» (Тезисы межвуз. науч. конф.). М.
Васильев Ю. М., Гибшман Н. Б., Ли К. А., Парамонов В. С., Прошляков Б. К., Чарыгин М. М. 1969. Уникальный разрез кайнозоя в Прикаспийской впадине.— Сб. материалов Науч.-техн. совета по глубокому бурению, вып. 13. М., «Недра».
Васильев Ю. М., Демидов В. А., Чарыгин М. М. 1966. К вопросу о тектоническом строении Хобдинской зоны Прикаспийской впадины.— Труды МИНХ и ГП, вып. 61.

Васильев Ю. М., Обрядчиков О. С. 1962. Перспективы газонефтеносности плиоценовых отложений Прикаспийской впадины. М., Гостоптехиздат.

Васильев Ю. М., Скворцов И. И. 1964. Структурная схема мезозойского комплекса Прикаспийской впадины в связи с его нефтегазоносностью.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 4.

Вассерман Б. Я. 1969. Основные результаты геологоразведочных работ и наиболее перспективные направления поисков крупных газовых месторождений в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.— В кн.: «Освоение Вуктыльского газоконденсатного месторождения и развитие газовой промышленности Коми АССР». М., Изд-во ВНИИЭГАЗПРОМ.

Вассерман Б. Я., Богацкий В. И. 1964. Геологическое строение Курьинской депрессии.— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».

Вассерман Б. Я., Журавлев В. С., Филимонов П. М., Черный В. Г. 1968. Интрузии гранитов в составе фундамента Печорской впадины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 1.

Вассерман Б. Я., Литвиненко Н. И. 1971. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности севера Тимано-Печорской провинции.— Геол. нефти и газа, № 9.

Вахрушев Г. В., Рождественский А. П. 1953. О тектонике северной части Прикаспийской депрессии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Вебер В. В. 1947. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений (к методике поисков нефти). Л.— М., Гостоптехиздат.

Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. 1940. К вопросу о сейсмической характеристике Урала.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 104.

Веселинович М., Крстич Б. Д. 1965. Геологический разрез нижнего палеозоя Восточной Сербии.— В кн. «Доклады VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации, ч. II, секция стратиграфии, литологии и палеонтологии», т. I. София.

Виленчик А. М., Голубков В. В. 1965. Применение метода магнитотеллурических зондирований на территории Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.

Виноградов В. А., Кутейников Е. С. 1968. Тектонические предпосылки нефтегазоносности Кютюнгдинского грабена.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы». (Материалы Всес. совещ. по оценке перспектив нефтегазоносности территории Якутии). М., «Недра».

Владимирская Е. В. 1955. Додевонские отложения Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, вып. 90.

Водорезов Г. И., Яншин А. Л. 1947. Объяснительная записка к листу М-40 (Чкалов) Геологической карты СССР. М., Госгеолиздат.

Воллосович К. К. 1944. Объяснительная записка к листу Р-38 (Сыктывкар) Геологической карты СССР. М., Госгеолиздат.

Волож Ю. А., Камарянский М. В. 1964. Методика и результаты геофизических работ в междуречье Урал — Волга.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.

Волочаев Ф. Я., Кукушкин А. И., Львов К. А. 1967. К стратиграфии древних толщ Тимана.— Докл. АН СССР, **173**, № 6.

Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С. 1965. Структурные соотношения между куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляных куполов Санкебай-Круглый) — Геотектоника, № 2.

Волчегурский Л. Ф., Саркисова Н. П. 1967. Тектоническое строение подсолевого ложа северо-востока Прикаспийской впадины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 1.

Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. 1966. Тектоника Туранской плиты.— Труды ГИН АН СССР, вып. 165.

Востряков А. В. 1960. Погребенный карстовый рельеф южного Общего Сырта и прилежащих частей Прикаспийской низменности.— Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, 74.

Востряков А. В. 1963. Древний карст на территории Прикаспийской впадины и смежных областей и методы его изучения.— В кн. «Труды Всесоюзного совещания по методике изучения карста. Методика изучения карста, вып. 4. Палеокарст и карст». Пермь.

Востряков А. В. 1967. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Изд-во Саратовск. ун-та.

Высоцкий Б. П. 1956. О строении соляных мульд в межкупольных зонах Темирского солянокупольного района (Эмба).— Сб. статей Всес. заочн. политехн. ин-та, вып. 13.

Вялов О. С. 1933. О тектонике Устюрта.— Зап. Всес. минер. об-ва, **62**, вып. 1.

Вялов О. С. 1955. К геологии фундамента Предкарпатского передового прогиба.— Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, **35**, серия геол., вып. 8.

Вялов О. С. 1959. Про вік зелених філітів у гальці моласових конгломератів Прикарпаття.— Геол. ж., **19**, № 6.
Вялов О. С. 1967. Некоторые вопросы истории развития Карпат.— Геотектоника, № 4.
Вялов О. С., Линецкая Л. В. 1960. Об ископаемых инфузориях из мезозоя Карпат.— Докл. АН СССР, **131**, № 6.
Гавличек В., Горный Р., Хлупач И., Шнайдр М. 1958. Геологические экскурсии по Баррандиену. Маршрутный путеводитель. Прага.
Гарань М. И. 1959. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 32.
Гарань М. И. 1960. Докембрий и кембрий Урала.— В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
Гарань М. И. 1963. Западный склон и Центральная зона Южного Урала. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
Гарецкий Р. Г. 1959. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинали к югу от Мугоджар.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **34**, вып. 5.
Гарецкий Р. Г. 1962. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, вып. 60.
Гарецкий Р. Г., Егоров И. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1961. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения района Жанасу (Южно-Эмбенский гравитационный максимум).— Докл. АН СССР, **136**, № 3.
Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1962. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических работ.— В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и южного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды ГИН АН СССР, вып. 44.
Гафаров Р. А. 1963а. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований.— Труды ГИН АН СССР, вып. 85.
Гафаров Р. А. 1963б. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Гафаров Р. А. 1966. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы.— **Геотектоника, № 4.**
Геерманн О. 1959. Нижнесаксонский бассейн между Везером и Эмсом.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. 2. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Гейслер А. Н. 1951. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур.— Докл. АН СССР, **57**, № 6.
Гейслер А. Н. 1956. Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности.— Материалы ВСЕГЕИ, вып. 14.
Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине (методы и результаты исследований). 1968. Изд-во МГУ.
Герасимов И. П. 1943. Современные проблемы геоморфологии Казахстана (лекции, прочитанные для аспирантов КазФАН СССР 5—13 марта 1943 г. в г. Алма-Ата). Алма-Ата.
Гертнер Р.-Р., Порт Г. 1964. Платформенный чехол в пределах Федеративной Республики Германии.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000)». М., «Наука» и «Недра».
Гехт Ф. 1959. Нефтяные месторождения Шлезвиг-Гольштейна и Гамбурга.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. 2. Страны Европы и Турция. (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х. 1971. Газоносность нижнепермских отложений Северо-Западной Европы.— Геол. нефти и газа, № 9.
Голов А. А., Кожевников И. И., Соловьев Б. А. 1967. Главные и вторичные соляные купола центральной части Прикаспийской впадины и их перспективы в отношении нефтегазоносности.— Труды ВНИГНИ, вып. 50.
Голов А. А., Соловьев Б. А. 1966. О генетических типах соляных структур в Прикаспийской впадине и перспективах их нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, № 4.
Голованов Н. П., Раабен М. Е. 1967. Об аналогах верхнего рифея на архипелаге Шпицберген.— Докл. АН СССР, **173**, № 5.
Голуб Д. П., Эфендиева М. А. 1970. Некоторые черты геологического строения Северного моря по магнитным данным.— Океанология, т. X.
Горецкий Г. И. 1964. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., «Наука».

Горохов С. С. Рифей хребта Урал-Тау.— Труды ГИН АН СССР, вып. 124.
Грачев Н. В. 1968. Сводный геолого-геофизический разрез палеогеновых отложений центрального междуречья Урал — Волга.— В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР и вопросы подземного хранения газа». (Труды треста Союзбургаз, вып. 7). М., «Недра».
Грачев Р. И., Джумагалиев Т. Н. 1956. Геологическое строение восточной части междуречья Урал — Волга.— Труды Ин-та нефти АН КазССР, 1.
Грачевский М. М. 1961. О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия.— Новости нефт. техн., № 11.
Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовской И. Т., Ульмишек Г. Ф. 1969. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра».
Грачевский М. М., Ульмишек Г. Ф. 1966. Депрессионные циклы.— Информ. сообщение. Серия геол. месторожд. полезн. ископ., регион. геол., вып. 2. ВИЭМС.
Григораш Н., Петруц И., Попеску М. 1963. Добавление к познанию геологической эволюции Мизийской платформы на территории Румынской Народной Республики.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, V съезд, т. 4. Научные сообщения, секция 3. Тектоника». София.
Дедеев В. А. 1965. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной области.— В кн. «Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала». (Труды VI геол. конф. Коми АССР, ч. 1). Сыктывкар.
Дедеев В. А., Заломина Н. М., Запольнов А. К., Кравец В. С., Матвеева Т. А., Сафронов П. М., Сорокин В. А., Ференс-Сороцкий А. А. 1965. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области.— Труды ВНИГРИ, вып. 245.
Деменицкая Р. М. 1967. Кора и мантия Земли. М., «Недра».
Демокидов К. К., Романович Б. С., Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д. 1957. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Вайгач.— Труды НИИГА, вып. 81.
Джумагалиев Т. Н., Авров П. Я., Мойсик В. Г., Имашев Н. У. 1960. О газоносности солянокупольного поднятия Джамбай.— Вестн. АН КазССР, № 12 (189).
Дзенс-Литовский А. И. 1955. О формировании и классификации подземных вод соляных месторождений и соляных озер.— Сов. геол., сб. 44.
Днепров В. С. 1959. Нефтяные месторождения и разведочные площади Эмбенской нефтеносной области.— Труды ВНИГРИ, вып. 138.
Добротворская Л. В. 1959. Девонские отложения Печорской гряды и их нефтегазоносность.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.
Долицкий В. А. 1962. Некоторые особенности строения соляных куполов Прикаспийской синеклизы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Дранник А. С. 1968. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита.— Геотектоника, № 3.
Дудек А., Сук М. 1966. Обзор геологического развития Молдануубикума.— Сов. геол., № 1.
Егоров А. И. 1944. Угленосность Эмбенских солянокупольных структур.— Изв. ФАН Каз.ССР, № 2—3.
Есипов П. М. 1963. Северный и Средний Урал. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
Живодеров А. Б., Липовецкий И. А., Матвеев В. Д., Неволин Н. В. 1964. Новые данные о геологическом строении подсолевых отложений Прикаспийской впадины.— Прикл. геофиз., вып. 39.
Жидовинов Н. Я., Курлаев В. И. 1966. Верхнеплиоценовые отложения Северного Прикаспия.— В кн. «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 3, ч. 3. Кайнозой». Изд-во Саратовск. гос. ун-та.
Жидовинов Н. Я., Курлаев В. И., Коваленко Н. Д. 1966. О доакчагыльских плиоценовых отложениях Северного Прикаспия.— В кн. «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 3, ч. 3. Кайнозой». Изд-во Саратовск. гос. ун-та.
Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
Жолтаев Г. Ж. 1966. Морфологические типы скопления соли в восточной части Прикаспийской синеклизы.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 2.
Жолтаев Г. Ж. 1967. Типы локальных поднятий восточной части Прикаспийской синеклизы.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
Жуков М. М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины.— В кн. «Проблемы Западного Казахстана», т. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Журавлев В. С. 1957а. Морские отложения верхнего альба в Прикаспийской синеклизе.— Докл. АН СССР, 113, № 1.
Журавлев В. С. 1957б. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 22, № 3.
Журавлев В. С. 1960а. К вопросу геологии междуречья Оленек — Лена.— Труды Ин-та геол. Якутск. фил. СО АН СССР, вып. 7.
Журавлев В. С. 1960б. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 42.

Журавлев В. С. 1960в. Стратиграфия верхней юры северо-восточной части Прикаспийской синеклизы.— Бюлл МОИП, отд. геол., 35, вып. 2.
Журавлев В. С. 1962а. Роль подземных вод в процессе формирования надсолевых структур на соляных куполах Прикаспийской впадины (Автореф. докл.)— Бюлл. МОИП, отд. геол., 37, № 2.
Журавлев В. С. 1962б. Тектоническая карта Европы.— В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Л., Гостоптехиздат.
Журавлев В. С. 1963а. Сравнительная тектоника краевых впадин Русской платформы.— В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники (1—6 февраля 1963 г.)». М., Изд-во АН СССР.
Журавлев В. С. 1963б. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
Журавлев В. С. 1964а. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Междунар. геол. конгр. XXII сесия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., «Наука».
Журавлев В. С. 1964б. Сравнительная характеристика периклинальных прогибов Уральской складчатой системы и особенности их современного рельефа. (Автореф. докл.)— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 5.
Журавлев В. С. 1965а. Положение Карпат на юго-западном ограничении Русской платформы.— В кн. «Доклады VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации, ч. 1. Секция геотектоника». София.
Журавлев В. С. 1965б. Сравнительный анализ структурного положения, внутреннего строения и перспектив нефтегазоносности Печорской экзогональной впадины.— В кн. «Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала». (Труды VI геол. конф. Коми АССР, ч. 1). Сыктывкар.
Журавлев В. С. 1965в. Тектонические ограничения платформ. Автореф. докл.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 4.
Журавлев В. С. 1966а. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины.— В кн. «Материалы по геологи и полезным ископаемым Западного Казахстана, сб. 3». Алма-Ата, «Наука».
Журавлев В. С. 1966б. Компенсационные мульды и мульды оседания Прикаспийской впадины — индикаторы локальных и региональных проявлений новейшей тектоники.— Труды ВНИГРИ, вып. 54.
Журавлев В. С. 1966в. Сравнительный анализ структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской и Польско-Германской впадинах.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума по соляной тектонике, ч. 1». Киев, «Наукова думка».
Журавлев В. С. 1966г. Чехол древних платформ.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука».
Журавлев В. С. 1967а. Допалеозойская история развития территории Карпато-Балканской складчатой системы.— В кн. «Association Geologique Carpato-Balkanique. VIII Congress, Geotektonika, Stratigrafija, Paleogeografija, Paleontologija, t. 1. Beograd.
Журавлев В. С. 1967б. Положение Карпат на юго-западном ограничении Русской (Восточно-Европейской) платформы.— В кн. «Материалы VII съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. (Докл. сов. геол.)». Киев, «Наукова думка».
Журавлев В. С. 1968а. Геоморфологические признаки вдавленных компенсационных мульд Прикаспийской впадины.— В кн. «Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине». Изд-во МГУ.
Журавлев В. С. 1968б. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской и Североморской впадин.— В кн. «Поиски и освоение нефтяных и газовых месторождений солянокупольных областей в пределах СССР» (Тезисы межвуз. науч. конф). М.
Журавлев В. С. 1969а. Главный этап формирования соляных куполов и связанные с ним закономерности размещения залежей нефти и газа в Прикаспийской и Польско-Германской экзогональных впадинах.— В кн. «Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Материалы Второго симпозиума по соляной тектонике», ч. 1. Киев, «Наукова думка».
Журавлев В. С. 1969б. Перспективы обнаружения обращенных межкупольных поднятий на северной и западной окраинах Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 13.
Журавлев В. С. 1969в. Роль конседиментационной тектоники в распределении фаций и мощностей пермских и триасовых отложений Прикаспийской впадины.— Труды МИНХ и ГП, вып. 83.
Журавлев В. С. 1969г. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы.—Автореф. докт. дисс. ГИН АН СССР.
Журавлев В. С. 1970а. Глубинное геологическое строение территории Западного Казахстана в свете геофизических данных. Прикаспийская впадина— В кн.: «Геология СССР, т. XXI. Западный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание», кн. 2. М., «Недра».

Журавлев В. С. 1970б. Прикаспийская впадина.— В кн. «Геология СССР, т. XXI. Западный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание», кн. 2. М., «Недра».
Журавлев В. С. 1970в. Тектоника и нефтегазоносность Североморской и Прикаспийской впадин.— Труды МИНХ и ГП, вып. 90.
Журавлев В. С. 1971. Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины.— В кн. «Вопросы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука».
Журавлев В. С., Волчегурский Л. Ф. 1965. Особенности тектоники и перспективы нефтеносности соляных куполов Юго-Восточной прибортовой структурной зоны Прикаспийской впадины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 6.
Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1959а. Основные черты тектоники северо-востока Русской платформы (Автореф. докл.).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, № 5.
Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1959б. Схема тектоники северо-востока Русской платформы— Докл. АН СССР, 128, № 5.
Журавлев В. С., Забродин В. Е., Раабен М. Е., Черный В. Г. 1966. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 2.
Журавлев В. С., Зарх В. П., Кушнарева Т. И. 1967. Стратиграфическое положение и условия формирования досилурийских отложений осадочного чехла Печорской впадины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 6.
Журавлев В. С., Кузьмин Ю. Я. 1960. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги.— Докл. АН СССР, 130, № 2.
Журавлев В. С., Лифанов Б. А., Шлезингер А. Е. 1959. Новые данные о кунгурских отложениях зоны Хобдинского гравитационного максимума в Прикаспийской синеклизе.— Докл. АН СССР, 129, № 6.
Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1960. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, вып. 3.
Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1962. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана.— Докл. АН СССР, 146, № 5.
Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1963. Тиманский кряж и полуостров Канин. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2, Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1965. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5.
Журавлев В. С., Раабен М. Е. 1968. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития.— В кн. «Орогенические пояса». (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М.. «Наука».
Журавлев В. С., Самодуров В. И. 1960. Проявления вторичной соляной тектоники на открытых куполах восточной части Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 132, № 4.
Журавлев В. С., Ситоч А. А. 1971. О первоначальной мощности пермских соленосных отложений в Прикаспийской впадине.— В кн. «Проблемы геологии Западного Казахстана». Алма-Ата, «Наука».
Журавлев В. С., Соколова-Кочегарова А. А. 1968. Геоморфологические признаки сбросовой сети в межкупольных депрессиях восточной части Прикаспийской впадины.— В кн. «Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине». Изд-во МГУ.
Журавлев В. С., Соловьев Б. А. 1968. Основные черты доакчагыльского рельефа северо-востока Прикаспийской низменности.— Сов. геол., № 12.
Журавлев В. С., Шлезингер А. Е. 1962. Особенности тектоники и перспективы нефтегазоносности северо-восточной части солянокупольной территории Западного Казахстана.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и южного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
Забродин В. Е. 1968. Катаграфии группы *Vesicularites* Reitlinger, их диагностические признаки и методика изучения.— Труды ГИН АН СССР, вып. 168.
Залипухин М. И. 1963. Новые данные по геотектоническому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным).— В кн. «Аэромагнитная съемка в геологии». Сб. статей, посвященный 25-летию аэромагнитной съемки в СССР. М., Госгеолтехиздат.
Замаренов А. К. 1962. Верхний палеозой Актюбинского Приуралья. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра».
Знаменский В. В., Леонтьев Д. Н., Погребинский С. А., Рябинкин Л. А., Фоменко К. Е., Хвилевицкий М. О. 1967. Сейсморазведка МОВ — МРНП в северо-восточной части Прикаспийской впадины с применением сейсмостанции «Поиск»-I-24 МОВ ОВ.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 9.
Знаменский В. В., Леонтьев Д. Н., Погребинский С. А., Хвилевицкий М. О. 1968. Глу-

бинное строение Темир-Иттасайской зоны по данным МРНП.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 6.
Знаменский В. В., Погребинский С. А., Рябинкин Л. А., Фоменко К. Е., Хвилевицкий М. О., Шумилов В. А. 1966. Геологическая эффективность МРНП при региональных сейсмических исследованиях в восточной части Прикаспийской впадины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 9.
Знаменский В. В., Хвилевицкий М. О., Дьяконов Г. А., Погребинский С. А., Фоменко К. Е., Калинин В. Н. 1968. Результаты глубинных исследований МРНП по маршруту Актюбинск — Арал-Сор.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 11.
Зноско Е. 1964. Строение фундамента внекарпатской части Польши.— Сов. геол., № 2.
Зоргенфрей Т. 1964. Дания.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000)». М., «Наука» и «Недра».
Зорькин Л. М., Юрин Г. А. 1965. О гидрохимии пластовых вод пермо-триасовых отложений Северного Прикаспия (в связи с оценкой перспектив газонефтеносности).— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 6.
Иванов А. В., Фотиева Н. Н., Осипова Р. П., Коновалова М. В. 1959. Стратиграфия и нефтегазоносность пермских отложений юго-восточной части Печорской депрессии и бассейна Верхней Печоры.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.
Иванов С. С. 1968. Глубинное строение континентального шельфа Северной Европы по геофизическим данным.— Автореф. канд. дисс. МГУ.
Иванов Ю. А., Гусев О. Н., Демчук Л. В., Ефремова Г. Д., Сметанина В. П. 1967. Верхнепермские и триасовые отложения восточной части Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 50.
Ивенсен Ю. П. 1960. О возрасте магматических образований п-ова Канин и Северного Тимана.— Труды Коми фил. АН СССР, вып. 10.
Ивенсен Ю. П. 1964. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.— Л., «Наука».
Иголкина И. С. 1965. Глубинное строение Западного Притиманья.— В кн. «Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала». (Труды VI геол. конф. Коми АССР, ч. 1). Сыктывкар.
Иллис Г. 1957. Плейстоценовые движения соляных штоков в Северной Германии и их региональное распространение.— В кн. «Живая тектоника». М., ИЛ.
Ильин В. Д., Бояринова Л. А., 1954. Геологическое строение окрестностей озера Эльтон.— Труды ВНИГРИ, сб. 4.
Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. 1967. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области.— Геохимия, № 4.
Казаков М. П. 1963. Главнейшие особенности тектоники Прикаспийской впадины и Устюрта.— Труды МИНХ и ГП, вып. 43.
Казаков М. П., Знаменский В. В. 1957. К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы.— Труды МИНХ и ГП, вып. 19.
Казаков М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И., Васильев Ю. М., Знаменский В. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1958. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины. М., Гостоптехиздат.
Калинин Н. А. 1954. К тектонике юго-востока Русской платформы.— Нефт. хоз-во, № 10.
Калинин Н. А. 1958. Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана.— Геол. нефти, № 9.
Калинин Н. А. 1963. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана.— Труды ВНИГРИ, вып. 213.
Калинина О. А. 1959. Сводные данные о плотности и пористости пород и опыт их геологического истолкования.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.
Калинина О. А., Фотиади Э. Э. 1959. Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным.— Труды ВНИГРИ, вып. 101.
Кальберг Э. А. 1948. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана.— Сов. геол., сб. 33.
Кальберг Э. А., Вологдин А. Г. 1947. О возрасте метаморфической толщи Тимана.— Докл. АН СССР, 58, № 1.
Калюжный В. А. 1956. К характеристике петрографической провинции Тимана.— Докл. АН СССР, 109, № 2.
Калюжный В. А. 1959. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Камалетдинов М. А. 1962. О клиппенах на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 146, № 5.
Камалетдинов М. А. 1965а. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника, № 1.
Камалетдинов М. А. 1965б. Новые данные о геологическом строении Южного Урала.— Докл. АН СССР, 162, № 6.
Камалетдинов М. А., Кудашев А. Ш. 1968. О новых надвигах на западном склоне Урала.— Геотектоника, № 2.

Каменский Г. Н. 1952. Вопросы гидрохимического режима районов оросительных систем Прикаспийской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Карпинский А. П. 1939а. К тектонике Европейской России.— Собр. соч., т. II. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Карпинский А. П. 1939б. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях.— Собр. соч., т. II. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Касаткин Д. П. 1966а. Геологические результаты аэромагнитной съемки юго-восточной части Русской платформы и ее складчатого обрамления.— Сов. геол., № 10.
Касаткин Д. П. 1966б. Структура кристаллического фундамента юго-восточной части Русской платформы и ее обрамления по данным аэромагнитной съемки (ΔТ).— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
Касаткин Д. П., Комиссарчик Б. С., Троянский В. Т., Цведель Ю. Л., Шарапова Л. В., Юрченко Б. И. 1964. Методика и результаты региональных геофизических работ в юго-западной части Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.
Касаткин Д. П., Шарапова Л. В., Троянский В. Т., Комиссарчик Б. С., Цведель Ю. Л., Черкасов Н. Ф., Юрченко Б. И. 1965. Тектоника юго-западного обрамления Прикаспийской впадины по сейсмогравитационным данным.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.
Кассин Н. Г. 1947. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды ИГН АН СССР, серия геол. (№ 37), вып. 109.
Келлер Б. М. 1966. Вендский комплекс Урала.— Сов. геол., № 5.
Келлер Б. М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд).— В кн. «Очерки по региональной геологии СССР», вып. 2. Изд-во МГУ.
Келлер Б. М., Копелиович А. В., Соколов Б. С. 1963. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., Госгеолиздат.
Кёльбель Г. 1964. Строение фундамента Польско-Германской низменности.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000)». М., «Наука» и «Недра».
Китык В. И. 1966. К проблеме соляного тектогенеза.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».
Климов П. И. 1935. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 13, № 2.
Клитин К. А. 1960. О тектонике Шпицбергена.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
Клитин К. А. 1964. Каледониды Шпицбергена.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000)». М., «Наука» и «Недра».
Ковда В. А. 1947. Происхождение и режим засоленных почв. т. I—II. М., Изд-во АН СССР.
Кожевников И. И. 1958. Геологическое строение полосы сочленения Общего Сырта и Прикаспийской низменности.— В кн. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». М., Гостоптехиздат.
Кожевников И. И. 1959. Основные черты глубинной тектоники и перспективы нефтегазоносности северной части области Северо-Каспийского прогибания.— Геол. нефти, № 1.
Кожевников И. И. 1962а. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты).— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
Кожевников И. И. 1962б. О формировании локальных поднятий на северном обрамлении Прикаспийской плиты.— В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Л., Гостоптехиздат.
Кожевников И. И. 1964. Солянокупольная тектоника междуречья Урала и Волги по данным комплексного геологического картирования.— В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». (Труды треста Союзбургаз, вып. 4). М., «Недра».
Кожевников И. И., Дрейсин А. Г., Бутковский Ю. М., Соловьев Б. А. 1966. О методологии изучения и необходимости систематического обобщения результатов региональных исследований солянокупольных областей.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. II. Киев, «Наукова думка».
Козленко С. П., Никонова Н. А. 1957. Некоторые геофизические данные о глубинной тектонике в зоне северо-западного ограничения Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 112, № 6.
Колбин М. В. 1948. Новые данные по геоморфологии, тектонике и гравитационной

характеристике куполовидных поднятий на правобережье р. Волги ниже г. Сталинграда.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 6.
Колесников В. П. 1940. Верхний миоцен.— В кн. «Стратиграфия СССР», т. 12. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Колотухина С. Е. 1964а. Основные черты тектонического развития Африки в докембрии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Колотухина С. Е. 1964б. Стратиграфия докембрия Африканской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, вып. 2.
Колотухина С. Е. 1966. Стратиграфия докембрия Бразильского щита.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 4.
Колпаков В. Б., Джангирьянц Д. А. 1959. Некоторые гидрогеологические закономерности в Южно-Эмбенском артезианском бассейне.— Труды Ин-та нефти АН КазССР, 3.
Колтыпин С. Н. 1957. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья.— Труды ВНИГРИ, вып. 109.
Колтыпин С. Н. 1966. Глубоко погруженные межкупольные мульды юга Прикаспийской впадины.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. 1. Киев, «Наукова думка».
Конкашпаев Г. К. 1951. Казахские народные географические термины.— Изв. АН КазССР, серия геогр., вып. 3.
Коновалова М. В., Сливкова Р. П. 1964. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Тимано-Печорской провинции.— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».
Кононов А. И., Ракитов А. И., Кулаков С. И. 1967. К вопросу о строении зоны сочленения Русской платформы и Скифской плиты в связи с оценкой ее нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, № 8.
Кононов Ю. С. 1961. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы.— Труды Ин-та нефти АН КазССР, 3.
Кононов Ю С., Джумагалиев Т. Н. 1966. Особенности формирования и распределения соляных куполов в Прикаспийской впадине в связи с их нефтегазоносностью.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».
Кореневский С. М., Воронова М. И. 1966. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., «Недра».
Корнев В. А., Луцук Е. М., Сунгуров А. М. 1962. Основные черты тектоники Каспийского моря по данным морских геофизических исследований.— Сов. геол., № 12.
Коробов С. С. 1960. Некоторые новые данные по геологии Индерского поднятия.— Труды ВНИИГ, вып. 40.
Коробов С. С. 1962. О структурах течения соли в ядрах соляных куполов.— Докл. АН СССР, 146, № 3.
Короткевич Г. В. 1967. Скорость развития соляного карста.— Труды ВНИИГ, вып. 53.
Коссовой Л. С. 1959. К стратиграфии девона Северного Тимана.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.
Косыгин Ю. А. 1940а. Механизм образования сбросов на солянокупольных поднятиях Эмбенской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 5—6.
Косыгин Ю. А. 1940б. Основные черты тектоники северо-восточной окраины Эмбенской нефтеносной области.— Труды Моск. нефт. ин-та, вып. 2.
Косыгин Ю. А. 1940в. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Косыгин Ю. А. 1941. Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины как возможные новые нефтеносные бассейны.— Нефт. пром-сть СССР, № 1.
Косыгин Ю. А. 1943. Пермские соленосные свиты.— В кн. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области», ч. 1—2. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Косыгин Ю. А. 1946. Общетектоническая классификация соляных куполов.— Нефт. хоз-во, № 6—7.
Косыгин Ю. А. 1950. Соляная тектоника платформенных областей. М.— Л., Гостоптехиздат.
Косыгин Ю. А. 1951. О предполагаемом поднятии верхнекаменноугольных слоев в западной части Прикаспийской низменности севернее Баскунчака.— Докл. АН СССР, 76, № 1.
Косыгин Ю. А. 1952. Основы тектоники нефтеносных областей. М.— Л., Гостоптехиздат.
Косыгин Ю. А. 1960а. Особенности изучения соляной тектоники.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. II. М., Изд-во АН СССР.
Косыгин Ю. А. 1960б. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей.— Труды ГИН АН СССР, вып. 29.
Косыгин Ю. А. 1961. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., № 1.

Косыгин Ю. А. 1962. Развитие Сибирской платформы в докембрии.— Геол. и геофиз., № 7.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М. 1968. Структуры ограничений докембрийских платформ.— В кн. «Геология докембрия». (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). Л., «Наука».

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. 1961. Структуры ограничений древних платформ.— Геол. и геофиз., № 10.

Косыгин Ю. А., Рябухин Г. Е. 1951. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины и главные задачи по изучению ее глубинной геологии.— Труды Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 2.

Косыгин Ю. А., Швембергер Н. А., Никитина Ю. П. 1948. О некоторых закономерностях расположения соляных куполов Южной Эмбы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 2.

Коцюба О. Д. 1968. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности юго-восточной части бортовой зоны Прикаспийской впадины и направление дальнейших геолого-геофизических работ.— Геол. нефти и газа, № 5.

Кочетков О. С. 1963. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.

Краев П. И. 1959. Новые данные о глубинном строении соляных куполов Эмбы.— Геол. нефти и газа, № 3.

Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.

Красильщиков А. А., Голованов Н. П., Мильштейн В. Е. 1965. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений района Мерчисон-фьорда (Северо-Восточная Земля).— В кн. «Материалы по геологии Шпицбергена». Л. (ротапринтное изд. НИИГА).

Краснов И. И. 1947. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 9.

Кремс А. Я. 1948. Природа и происхождение структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти.— В кн. «Материалы 3-й геологической конференции Коми АССР». Сыктывкар.

Кремс А. Я. 1958. Основные черты геологического строения Тимано-Печорской провинция и перспективы поисков богатых залежей нефти и газа.— Геол. нефти, № 10.

Кричевский Г. Н. 1963. Особенности строения межкупольных зон Прикаспийской впадины в связи с поисками крупных месторождений газа в надсолевом комплексе.— Труды ВНИИГаз, вып. I.

Кричевский Г. Н., Комиссарова И. Н., Лопакова И. А. 1968. Изучение солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины путем построения карт срезов.— Труды ВНИИГаз, вып. VIII.

Ксёнжкевич М., Самсонович Я. 1956. Очерки геологии Польши. М., ИЛ.

Ксёнжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. 1968. Очерк геологии Польши. М., «Недра».

Кузнецов В. Г., Хенвин Т. И. 1967. Некоторые черты геологического строения Южноуметского рифа (Нижнее Поволжье).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 2.

Кукабаев Б. И., Садыков Ж. С. 1962. Гидрохимия подземных вод пермо-триасовых отложений юго-западной части междуречья Урала и Эмбы.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 4 (49).

Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б. 1965. Строение юго-восточной окраины Прикаспийской впадины.— Геотектоника, № 6.

Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б. 1969. К вопросу о тектонике, перспективах нефтегазоносности и природе магнитных и гравитационных аномалий Южно-Эмбенского района.— В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука».

Купер Б., Гескелл Т. Ф. 1968. Есть ли нефть в Северном море? М., «Мир».

Кутейников Е. С., Натапов Л. М. 1962. Тектоническое строение крайней северо-восточной части Сибирской платформы.— Труды ВАГТ, вып. 8.

Кутейников Е. С., Сягаев Н. А. 1962. Тектоническое строение и история развития Кютингдинского поперечного прогиба.— Труды НИИГА, 130.

Кушнарева Т. И. 1959. Стратиграфия, литология и нефтеносность девонских отложений.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.

Кушнарева Т. И. 1960. О нефтегазоносности Печорской гряды.— Докл. АН СССР, 135, № 1.

Кушнарева Т. И. 1967. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне.— Геотектоника, № 1.

Кушнарева Т. И., Журавлев В. С., Зарх В. П., Саар А. А. 1965. К стратиграфии и тектонике фундамента Юго-Западного Притиманья.— Докл. АН СССР, 162, № 5.

Кушнарева Т. И., Россик Я. Д. 1960. Новые данные о геологическом строении Печорской депрессии.— Докл. АН СССР, 133, № 4.

Левин Л. Э., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Толстой Н. С. 1964. Отражение строения фунда-

мента в структуре осадочного чехла на юго-востоке Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
Левин Л. Э., Толстой Н. С. 1966. О структурном плане юрских и меловых отложений Волгоградско-Саратовского Поволжья (в связи с перспективами нефтегазоносности).— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Левченко В. А. 1958. О границе герцинской платформы в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне.— Новости нефт. техники, геол., № 11.
Линецкая Л. В., Утробин В. Н. 1961. Рифейские отложения фундамента Предкарпатского прогиба.— Докл. АН СССР, 140, № 5.
Лінецька Л. В. 1958. Про склад гальки ямненьских конгломерат в північно-західної частини Скибової зоні Радяньских Карпат.— Доп. АН УССР, № 7.
Лінецька Л. В., Утробін В. М. 1963. Умови залягання і розповсюдження рифейських відкладів в Радянському Передкарпатті.— Геол. журн., 23, вып. 6.
Липатова В. В. 1967. О германском типе триаса в Прикаспийской впадине.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Литвиненко И. В. 1968. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря.— В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
Лычагин Г. А. 1952. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 4.
Люткевич Е. М. 1953. Геология Канина полуострова.— Труды ВНИГРИ, вып. 4.
Маймин З. Л. 1957. Третичные отложения Крыма. Л., Гостоптехиздат.
Малашевский В. Н., Попович Н. И. 1961. Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 67.
Мальков Б. А., Пучков В. Н. 1963. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, № 4.
Мальцев В. И., Юрченко Б. И. 1964. О сочленении Русской и Предкавказской платформ в связи с перспективами нефтегазоносности Астраханского Поволжья.— Геол. нефти и газа, № 2.
Манилов С. А., Фоменко К. Е. 1964. Основные результаты геофизических работ в Прикаспийской впадине и юго-восточной части ее бортовой зоны и план работ на 1963 год.— Труды Нижне-Волжского науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.
Манилов С. А., Фоменко К. Е. 1965. Строение подсолевого ложа Прикаспийской впадины по данным региональных геофизических исследований.— Труды Нижне-Волжского науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.
Марков М. С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
Матвиевская Н. Д. 1961. Основные черты тектоники осадочного чехла южной части Печорской депрессии.— Докл. АН СССР, 136, № 1.
Матвиевская Н. Д. 1964. Основные черты тектонического строения южной и центральной частей Печорской впадины.— В кн. «Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции». М., Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз.
Матвиевская Н. Д., Журавлев В. С. 1965. Печоро-Кожвинский вал.— Докл. АН СССР, 161. № 4.
Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. Сост. под руководством Н. С. Шатского, Г. Штилле, А. А. Богданова, Ф. Блонделя. М., ГУГК ГГК СССР, 1964.
Миклухо-Маклай А. Д. 1961. Проявление вулканизма на площади Печорского угольного бассейна и западного склона Полярного Урала.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., Гостоптехиздат.
Милановский Е. Е. 1963. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 3.
Миловский А. В., Фонарев В. И., Гетлинг Р. В., Рошкован Г. Р. 1966. Основные черты строения и состава докембрийских метаморфических толщ Мугоджар.— В кн. «Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. V. Метаморфизм». Свердловск.
Милорадович Б. В. 1938. Геологическое строение Джеджимской Пармы (Южный Тиман).— Труды НГРИ, серия А, вып. 53.
Миронов С. И. 1920. Уральский нефтеносный район и условия его развития.— Нефт. и сланц. хоз-во, № 1—3.
Михайлов Н. П., Густомесов В. А. 1964. Бореальные позднеюрские головоногие.— Труды ГИН АН СССР, вып. 107.
Мобус Г. 1966. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Мовшович Е. В. 1968. О мощности соленосных образований в Северо-Каспийской синеклизе.— В кн. «Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского и сопредельных регионов». Волгоград.
Можаровский Б. А. 1938. Основные черты геоструктуры северо-восточной окраины

Саратовской области в связи с перспективами промышленного развития Озинского района.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Саратов. гос. ун-та, 2, вып. 2—3.
Можаровский Б. А. 1945. О формировании главнейших элементов геоструктур Юго-Востока.— Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, 16, вып. 2.
Муратов М. В. 1955. История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 5.
Муратов М. В. 1965а. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, № 1.
Муратов М. В. 1965б. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, № 6.
Муратов М. В. 1966. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. Высш. учеб. завед., геол. и развед., № 3.
Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. Высш. учеб. завед., геол. и развед., № 11.
Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. 1967. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 5.
Мурчисон Р. И., Вернейль Э., Кейзерлинг А. А. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. ч. 1—2, т. II. Пер. А. Д. Озерского. СПб.
Мухин Ю. В. 1961. О гидрогеологической обстановке в Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне.— Новости нефт. и газ. техн., геол. сб. 11.
Найдин Д. П., Петренко В. С. 1961. Структурное положение верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
Наливкин А. Б. 1962. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана.— В кн. «Труды Совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (додевон)». М., Гостоптехиздат.
Наливкин В. Д. 1965. О классификации тектонических структур.— Геотектоника, № 3.
Наливкин В. Д., Гостинцев К. К., Гроссгейм В. А. 1969. О типах крупных платформенных структур США.— Геотектоника, № 6.
Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В. 1965. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит.— Труды ВНИГРИ, вып. 236.
Неволин Н. В. 1947. К вопросу геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 55, № 8.
Неволин Н. В. 1951. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Л.— М., Гостоптехиздат.
Неволин Н. В. 1958а. Тектоника Прикаспийской впадины.— Геол. нефти, № 9.
Неволин Н. В. 1958б. Тектоника Устюрта.— Геол. нефти, № 7.
Неволин Н. В. 1961. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат.
Неволин Н. В. 1965. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., «Недра».
Неволин Н. В., Аввакумов В. А., Козлова Е. Ф., Матвеев В. Д., Шахалов И. В. 1962. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Мугоджар и сопредельных районов.— Сов. геол., № 10.
Неволин Н. В., Блохин П. А., Липовецкий И. А. 1962. Глубинное геологическое строение Прикаспийской впадины.— В кн.: «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Л., Гостоптехиздат.
Неволин Н. В., Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В., Ртищева В. Ф., Серова А. Д. 1968. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Наука».
Нечитайло С. К. 1960. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности новых районов северо-восточной части Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
Никитина Ю. П. 1948. Палеогеографические условия осадконакопления в Эмбенской нефтеносной области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 2.
Никитина Ю. П. 1958. О майкопских отложениях Южно-Эмбенского нефтеносного района.— Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 3.
Новикова А. С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое.— Геотектоника, № 1.
Новикова А. С., Чахмачев В. Г. 1967. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций.— Геотектоника, № 4.
Новосильцев А. Н. 1901. На низовьях Печоры.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 38.
Новосильцев А. Н. 1907. Большеземельская тундра и Ледовитый океан.— Зап. по гидрографии, вып. 28.
Нурпеисов А. 1969. Там, у седого Каспия.— «Правда» от 23 декабря.
Олли А. И. 1937. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале и об источниках терригенного материала, слагающего их.— Труды Башкирск. геол.-развед. треста, вып. 6.

Осада М. А. 1968. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным.— Геотектоника, № 1.
Оффман П. Е. 1945. Основные черты структуры Среднего Тимана.— Бюлл. МОИП. отд. геол., 20, вып. 5—6.
Оффман П. Е. 1946. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Оффман П. Е. 1949. Новые данные по истории развития Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Оффман П. Е. 1961. Происхождение Тимана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 58.
Павлов А. П. 1902. Некоторые новые данные относительно тектоники бассейна р. Медведицы и Нижней Волги (Предварительная заметка).— Bull. Soc. natur. de Moscou, 15, (1901).
Павлов А. П. 1909. Некоторые новые данные по тектонике Притиманской части Печорского края.— Ежегодн. геол. и минерал. России, 11, вып. 1—3.
Павловский Е. В. 1959. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
Павловский Е. В. 1960. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
Павловский Е. В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Материалы Совещания по проблемам тектоники». М., «Наука».
Павловский Е. В., Марков М. С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— Труды ГИН АН СССР, вып. 93.
Павловский Е. В., Марков М. С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Доклады сов. геол. Проблема 4). М., «Наука».
Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. 1964. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума.— В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Материалы совещания по проблемам тектоники. М., «Наука».
Паркер Т. Д., Мак-Доуэлл А. Н. 1957. Экспериментальное изучение солянокупольной тектоники.— В кн. «Вопросы экспериментальной тектоники». М., ИЛ.
Певнев А. К. 1961. Результаты повторного нивелирования в районе Баскунчакского соляного купола.— В кн. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». М., Изд-во АН СССР.
Пейве А. В. 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Пермяков И. Г. 1937. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области.— В кн. «Большая Эмба», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Пермяков И. Г., Ульянов А. В., Хельквист Г. А. 1951. Общая и нефтяная геология. М., Гостоптехиздат.
Перфильев А. С. 1968. Особенности тектоники севера Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 182.
Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1964. Урал.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000»). М., «Наука» и «Недра».
Погребнов Н. И. 1965. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Калмыцкой АССР и Астраханской области.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.
Подоба Н. В., Серова А. Д. 1962. Состав и строение складчатого основания восточной части Русской платформы.— Прикл. геофиз., вып. 34.
Подоба Н. В., Серова А. Д. 1964. О структуре кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы.— В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Материалы Совещания по проблемам тектоники. М., «Наука».
Пожарыский В. 1960а. Фундамент северо-западной Польши на фоне обрамляющих структур.— В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
Пожарыский В. 1960б. Юго-западный край Фенносарматии.— В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
Пожарыский В., Томчик Г. 1968. Структурно-фациальные зоны в палеозое северной и восточной Польши.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 2.
Полетаев Б. Д., Розенберг В. Н., Яцук В. И. 1968. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба.— Геотектоника, № 5.
Полканов А. А. 1956. Геология хогландия — иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.

Померанцева И. В., Марготьева М. В. 1962. К вопросу о природе волн, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании.— В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат.
Поникаров В. П., Казьмин В. Г. 1965. Докембрий и палеозой северной части Аравийского полуострова.— Сов. геол., № 3.
Поникаров В. П., Казьмин В. Г., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д. 1969. О некоторых особенностях развития Альпийско-Гималайской складчатой системы в позднем докембрии и палеозое.— Геотектоника, № 1.
Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. 1964. Тектоника северной части Аравийской платформы.— Сов. геол., № 1.
Православлев П. А. 1902. К познанию геологического строения Елтонского озера. Варшава.
Православлев П. А. 1908. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. Варшава.
Православлев П. А. 1930. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области.— В кн. «Труды III Всесоюзного съезда геологов». Ташкент.
Православлев П. А. 1934. О новейших движениях земной коры между Нижней Волгой и р. Уралом в связи с изменениями уровня Каспийского моря.— В кн. «Проблемы Волго-Каспия», т. 2. Л., Изд-во АН СССР.
Прошляков Б. К., Васильев Ю. М. 1962. Рифогенные образования на Южной Эмбе.— Труды МИНХ и ГП, вып. 37.
Пущаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды ГИН АН СССР, вып. 28.
Пущаровский Ю. М. 1960. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-восточной Азии. В кн. «Тектоника СССР», т. 5. М., Изд-во АН СССР.
Пущаровский Ю. М. 1969. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, № 1.
Раабен М. Е. 1964. Строматолиты верхнего рифея Полюдова кряжа и их вертикальное распространение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 3.
Раабен М. Е. 1968. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды).— Труды ГИН АН СССР, вып. 203.
Раабен М. Е., Журавлев В. С. 1962. Сопоставление разрезов рифея Полюдова кряжа и Южного Урала.— Докл. АН СССР, 147, № 2.
Разницын В. А. 1960. О тектонике Тимана.— Труды Коми фил. АН СССР, № 10.
Разницын В. А. 1961. Привзбросовые дислокации Джежим-Пармы Южного Тимана.— Докл. АН СССР, 140, № 2.
Разницын В. А. 1962а. Древние этапы развития и структурные связи Тимана.— Изв. Высш. учебн. завед., геол. и развед., № 11.
Разницын В. А. 1962б. Рифейские отложения Тимана.— Труды НИИГА, 130, вып. 19.
Разницын В. А. 1963. Тектоническая карта Коми АССР и сопредельных районов.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. М.— Л., «Наука».
Разницын В. А. 1965. К вопросу о возрасте кислоручейской свиты рифейского складчатого фундамента Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Разницын В. А. 1968. Тектоника Среднего Тимана. Л., «Наука».
Ракитов А. И., Самойлович В. Л. 1969. Некоторые особенности геологического строения солянокупольной области Нижнего Поволжья.— В кн. «Солянокупольные районы СССР и их нефтегазоносность. Материалы Второго симпозиума по соляной тектонике», ч. II. Киев, «Наукова думка».
Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А., Воронова Л. Г., Крылов И. Н., Келлер Б. М., Королюк И. К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н. Г., Сидоров А. Д. 1969. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия— Труды ГИН АН СССР, вып. 206.
Розанов Л. Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Левин Л. Э., Сальман Г. Б. 1965. Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы. М., «Недра».
Ролл А. 1959. Бройштедт-Гамбургский нижнедоггерский трог.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. II. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Руженцев В. Е. 1930. Основы тектоники Урало-Эмбенского района.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 8, вып. 1—2.
Руженцев В. Е. 1936. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах.— Проблемы сов. геол., № 2.
Рябинкин Л. А., Знаменский В. В., Хвилевицкий М. О. 1964. Результаты глубинной сейсморазведки методом РНП в районе Арал-Сорской сверхглубокой скважины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 1.
Рябухин Г. Е. 1945. Перспективы нефтеносности Северной Эмбы.— Нефт. хоз-во, № 7.
Рябченко Ф. М., Пахомов И. Б., Хомутов В. И. 1964. Региональные работы КМПВ в северной части бортовой зоны Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.
Сазонов Н. В. 1959. Мезозойские отложения южной части Печорской депрессии.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.
Салтыкова Н. П., Шлезингер А. Е. 1959. Морские альбские отложения в бассейнах

рек Уила, Большой Хобды и Илека (Западный Казахстан).— Докл. АН СССР, 129, № 5.

Самарина В. С. 1963. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Изд-во ЛГУ.

Седлецкий С., Семененко Н. П. Зайдис Б. Б., Демиденко С. Г. 1965. Абсолютный возраст метаморфических сланцев домезозойского фундамента Польских Карпат и Свянтошинских гор.— В кн. «Доклады VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации, ч. III, секция минералогии, петрологии, геохимии и рудных полезных ископаемых». София.

Седлецкий С., Семененко Н. П., Зайдис Б. Б., Демиденко С. Г. 1966. Абсолютный возраст метаморфических сланцев домезозойского фундамента Польских Карпат и Свянтошинских гор.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» (Труды XIII сессии Комисс. по опред. абс. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР). М., «Наука».

Семененко Н. П. 1964а. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР.

Семененко Н. П. 1964б. Фундамент Русской плиты.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной карте Европы масштаба 1 : 2 500 000)». М., «Наука» и «Недра».

Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. 1963. Галицийская складчатая область рифеид и каледонид и их предгорный прогиб.— В кн. «Резюме сообщений VI конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации». Варшава — Краков.

Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. 1965. Галицийская складчатая область рифеид и каледонид и их предгорный прогиб.— В кн. «Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации (Доклады советских геологов)». Киев, Изд-во АН УССР.

Семихатов А. Н. 1929. О находках девонской фауны на Эльтоне и Баскунчаке.— Изв. Геол. ком., 48, № 4.

Семихатов А. Н. 1933. Материалы для геологии Баскунчакского озера.— Труды Всес геол.-развед. объедин., вып. 284.

Сердюченко Д. П. 1959. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд-во АН СССР.

Серебрянный Л. Р. 1967. Физическая география и четвертичная геология Дании. М., «Наука».

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. 1963. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 85.

Миттер Л. У. 1960. Структурная геология. М., ИЛ.

Славин В. И. 1962. Стратиграфия палеозоя внутренней части Карпато-Балканского сооружения.— В кн. «Материалы I съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации (Доклады советских геологов)». Киев, Изд-во АН УССР.

Слепакова Г. И. 1961. Подсолевые структуры второго порядка Прикаспийской впадины по геофизическим данным.— Труды ВНИГРИ, вып. 186, геол. сб. 6.

Соболев Д. Н. 1926. Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандо-России.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 4, вып. 3—4.

Соколов В. Л. 1962. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы.— В кн. «Тектоническое строение Нижнего Поволжья». Л., Гостоптехиздат.

Соколов В. Л. 1964. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы.— В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Материалы Совещания по проблемам тектоники. М., «Наука».

Соколов В. Л. 1965. О направлении и выборе объектов поисково-разведочных работ на газ в бортовой зоне Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.

Соколов В. Л. 1968. Прикаспийская впадина. Проблемы нефтегазоносности, истории развития и тектоники. Автореф. докт. дисс. М., ВНИИГаз.

Соколов В. Л. 1970. Проблема газоносности Прикаспийской впадины. М., Изд-во ВНИИЭГАЗПРОМ.

Соколов В. Л., Кричевский Г. Н. 1966. Об особенности солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины в связи с разведочными работами на газ и нефть.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».

Соколов В. Л., Кричевский Г. Н. 1968. Стратиграфические и структурные объекты поисков газовых и нефтяных месторождений в западной части Прикаспийской впадины.— Труды ВНИИГаз, вып. VIII.

Соколов Д. Н. 1906. Геологические исследования в юго-западной части 130-го листа (Предварительный отчет).— Изв. Геол. ком., 25, № 10.

Соколова Е. И. 1958. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 118.

Соколова Е. И., Иванова Е. Н., Егоров И. П. 1961. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность.— Труды ВНИГРИ, вып. 164.

Соллогуб В. Б. 1967. О структуре земной коры Юго-Восточной Европы.— Геофиз. сб., вып. 19. Киев, «Наукова думка».
Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив.— Геофиз. сб., вып. 15. Киев, «Наукова думка».
Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Чирвинская М. В., Турчаненко Н. Т. 1967. Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— В кн. «Геофизические исследования земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия», № 5. М., «Наука».
Солнцев О. А. 1959. Метаморфические сланцы.— Труды ВНИГРИ, вып. 133.
Солнцев О. А., Кушнарева Т. И. 1957. Тимано-Печорская провинция.— Труды ВНИГРИ, вып. 101.
Солнцев О. А., Литвиненко Н. И. 1964. Печоргородская зона — новый перспективный газоносный район Тимано-Печорской провинции.— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».
Соловьев Б. А. 1966. Особенности солянокупольной тектоники в районе среднего течения р. Урал.— Геотектоника, № 3.
Соловьев Б. А. 1968. Закономерности размещения соляных структур в северо-восточной части Прикаспийской впадины.— В кн. «Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Материалы Второго симпозиума по соляной тектонике», ч. II. Киев, «Наукова думка».
Соловьев Б. А., Голов А. А., Кожевников И. И. 1967. О морфологии соляных структур центральной части Прикаспийской впадины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 2.
Соловьев Б. А., Егорова Р. И. 1967. Территория Хобдинского регионального гравитационного максимума — возможный новый нефтегазоносный район Прикаспийской впадины.— Геол. нефти и газа, № 2.
Ставцев А. Л. 1965. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия).— Сов. геол., № 4.
Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР.
Субботин С. И. 1965. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования.— В кн. «Строение земной коры и физические свойства горных пород», вып. 1. Киев, Изд-во АН УССР.
Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. 1963. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины.— Докл. АН СССР, 153, № 2.
Сударикова Ю. А. 1958. К вопросу о юго-западной и южной границах распространения солянокупольной тектоники в Нижнем Поволжье.— Геол. нефти, № 9.
Сударикова Ю. А. 1964. Тектоника Волгоградско-Астраханского Поволжья.— В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». (Труды треста Союзбургаз, вып. 4). М., «Недра».
Тагеева Н. В. 1937. Геохимические исследования соляных куполов Эмбы.— В кн. «Большая Эмба», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. 1966. М., «Наука».
Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., «Наука» и «Недра».
Тектоника севера Русской плиты. 1969.— Труды ВНИГРИ, вып. 275.
Тектоническая карта Арктики. Масштаб 1 : 10 000 000. 1963. Сост. Ю. М. Пущаровский под общ. ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во ГУГК ГГК СССР.
Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. 1966. Главн. ред. А. Л. Яншин. М., Изд-во ГУГК ГГК СССР.
Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. 1952. Ред. Н. С. Шатский. М., Изд-во ГУГК ГГК СССР.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. 1966. Главн. ред. Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Тетяев М. М. 1948. Структура Урало-Эмбенской области и ее буроугольные месторождения.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 17—18.
Тихомиров В. В. 1963. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями.— Докл. АН СССР, 151, № 5.
Тихомиров С. В. 1948. Девон Среднего Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Тихонович Н. Н. 1927. Фосфориты Уральской области.— В кн. «Фосфориты СССР». Л., Изд-во Геол. ком.
Тихонович Н. Н. 1941. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции.— Сов. геол., № 1.
Тихонович Н. Н. 1946. О структуре Тиманского кряжа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 21, вып. 6.
Тихонович Н. Н., Замятин А. Н. 1912. Нефтеносный район Уральской области.— Изв. Геол. ком., 31, № 9.

Толстихина М. М. 1939. Материалы к нефтеносности верхнепалеозойских отложений востока Европейской платформы.— Сов. геол., № 8.
Томчик Г. 1965. Новейшие результаты исследований в области стратиграфии и тектоники ордовика и силура Польши. Геол. и геофиз., № 12.
Туманов П. А. 1960. Нижне- и среднепалеозойские отложения Восточного Притаманья в связи с их газонефтеносностью.— Труды ИГиРГИ, 1.
Туманов П. А. 1962а. Некоторые черты тектоники Тимано-Печорской области.— В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». М., Изд-во АН СССР.
Туманов П. А. 1962б. Нефтегазоносность среднедевонских отложений северо-восточного склона Южного Тимана. М., Изд-во АН СССР.
Туманов П. А. 1968. Тектоника Печорской синеклизы и некоторые вопросы размещения в ней залежей нефти и газа.— В кн. «Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы». М., «Наука».
Уармен Х. Р., Робертс К. Х., Бранстром Р. Г. У., Адкок С. М. 1959. Месторождения нефти и газа Великобритании.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. II. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Ульянов А. В. 1946. Методика поисков и геологоразведочных работ в Эмбенской нефтеносной области.— В кн. «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». М.— Л., Гостоптехиздат.
Ульянов А. В., Хельквист А. Е. 1955. Геология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат.
Урусов А. В. 1965. Выступление в прениях.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3.
Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В. 1965. Об открытии рифовых фаций в пермских отложениях Нижнего Поволжья.— Докл. АН СССР, 160, № 5.
Федин Н. Ф. 1958. О формировании химического состава подземных вод (на примере Прикаспия).— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 16.
Федущак М. Ю. 1959. До питання про вік дояких уламків екзотичних конгломератів Передкарпаття.— Геол. журн., 19, вып. 6.
Федущак М. Ю. 1962. Умови утворення екзотичних конгломератів воротищенськоі серіі. Передкарпаття. Київ, Вид-во АН УССР.
Фейгельсон И. Б. 1939. Гидрохимия озера Эльтон.— Труды ВНИИГ, вып. 16.
Фейгельсон И. Б., Шлезингер Н. А. 1936. О сезонных колебаниях состава рапы озера Эльтон и запасах солей магния и брома.— В кн. «Проблемы озера Эльтон» (Труды Центр. науч.-исслед. станции геохим. солей Главн. геол. упр., вып. 1). Сталинград.
Фивег М. П. 1960. Геологические условия формирования соленосных серий и калийных горизонтов. М., Изд-во АН СССР.
Фивег М. П. 1964. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий.— Труды ВНИИГ, вып. 45.
Фивег М. П., Банера Н. И. 1968. Палеогеография кунгурского соленакопления восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
Фирер Г. М., Чернявский Г. В. 1964. Стратиграфия и нефтегазоносность мезозойских отложений северо-западной части Тимано-Печорской провинции (район г. Нарьян-Мар).— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».
Фонарев В. И., Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Рошкован Г. Р. 1966. Стратиграфия верхнего докембрия (рифея) Южных Мугоджар.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Фотиади Э. Э. 1940. Некоторые новые данные о строении Волго-Эмбенской нефтегазоносной области.— Вост. нефть, № 9.
Фотиади Э. Э. 1948. О строении и нефтегазоносности крупных поднятий и межкупольных пространств Прикаспийской депрессии.— Прикл. геофиз., вып. 4.
Фотиади Э. Э. 1956. О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР.— Труды ВНИГРИ, вып. 96.
Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Труды ВНИИГеофизика, вып. 4.
Фридлянд В. М. 1953. Соляные купола и засолонение почв Прикаспийской низменности.— Вопр. геогр., сб. 33.
Хаин В. Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат.
Хаин В. Е. 1954. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат.
Хаин В. Е. 1960. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития.— В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР.
Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
Хайдутов И., Иванов Ж. 1965. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма в

зоне Балканского глубинного разлома.— В кн. «Доклады VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации, ч. 1. Секция геотектоника». София.
Харитонов П. Е. 1954. О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области.— Докл. АН СССР, 95, № 6.
Харитонов П. Е. 1955. Основные черты геоструктуры Эмбенской солянокупольной области.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 46, вып. геол.
Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
Херасков Н. П. 1967. Тектоника и формации. М., «Наука».
Херасков Н. П., Милановский Е. Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала.— В кн. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., Изд-во МОИП.
Херасков Н. П., Перфильев А. С. 1963. Основные особенности геологических структур Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
Ходьков А. Е., 1953. О перспективах Славянского рассолопромысла. Труды ВНИИГА, вып. 28.
Ходьков А. Е. 1955. Процессы подземного выщелачивания соляных и гипсово-ангидритовых пород на Славянском месторождении и их проявление на поверхности.— Труды ВНИИГ, вып. 30.
Хольтедаль О. 1964. Каледониды Норвегии.— В кн. «Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000)». М., «Наука» и «Недра».
Хоментовский А. С. 1953. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур Южного Предуралья.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 28, вып. 4.
Хоментовский А. С. 1959. О некоторых особенностях тектоники мезозойских отложений северо-восточной окраины Прикаспийской впадины.— В кн. «Научный ежегодник (1955) Саратовского государственного университета. Геологический факультет и НИИГ», отд. 6. Изд-во Саратовск. гос. ун-та.
Цзю З. И. 1964. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции.— В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».
Цзю З. И. 1965. Своеобразие тектонического строения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и выбор основных направлений на основе палеотектонического, палеогеографического и формационного анализа.— В кн. «Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала». (Труды VI геол. конф. Коми АССР, ч. 1). Сыктывкар.
Цибизов Г. Г. 1964. Погруженные соляные структуры Астраханского Поволжья и особенности их геологического строения.— Геол. нефти и газа, № 2.
Чалышев В. И. 1965. Верхнепермские и триасовые отложения Северного Приуралья.— В кн. «Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала». (Труды VI геол. конф. Коми АССР, ч. 1). Сыктывкар.
Чалышев В. И., Мельникова Е. М., Беляев В. В. 1965. Минералогические особенности быссовской свиты Северного Приуралья.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, СССР, вып. 5.
Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламкаров Л. В., Мильничук В. С., Скворцов И. И. 1964. Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. М., «Недра».
Чарыгин М. М., Каламкаров Л. В., Скворцов И. И., Шафранов А. П. 1966. К вопросу о методике геолого-геофизических работ в солянокупольной области Прикаспийской впадины.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Материалы Первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».
Чернов А. А. 1947. Геологические исследования Северного Тимана в 1937 г.— Матер. к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 6 (10). М., Изд-во МОИП.
Чернов Г. А. 1962а. Миф о Пытковом Камне.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 94, вып. 5.
Чернов Г. А. 1962б. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Большеземельской тундры.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2.
Чернов Г. А. 1968. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. Автореф. докт. дисс. МГУ.
Черный В. Г. 1965. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части полуострова Канин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 2.
Чернышев Ф. Н. 1907. Новые данные по геологии Большеземельской тундры.— Изв. Акад. наук. СПб., серия 6, № 8.
Чернышев Ф. Н. 1915а. Историческая геология. Каменноугольная и пермская системы. Пг.
Чернышев Ф. Н. 1915б. Орографический очерк Тимана.— Труды Геол. ком., 12, № 1.
Чочиа Н. Г. 1955. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, вып. 91.
Чочиа Н. Г., Адрианова К. И. 1952. Девон Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, вып. 61.

Шаля А. А. 1965. Новые данные о позднетриасовых — раннеюрских отложениях (аральсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, **160**, № 4.
Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **10**, вып. 3—4.
Шатский Н. С. 1935. О тектонике Арктики.— В кн. «Геология и полезные ископаемые севера СССР». (Труды Первой геол.-развед. конф. Главсевморпути, 24—27 апреля 1935 г., т. 1. Геол.). Л.
Шатский Н. С. 1937а. О тектонике Восточно-Европейской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **15**, вып. 1.
Шатский Н. С. 1937б. Происхождение Донецкого бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **15**, вып. 4.
Шатский Н. С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
Шатский Н. С. 1939. На теоретическом фронте советской геологии.— Сов. геол., № 8.
Шатский Н. С. 1940а. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы.— Сов. геол., № 10.
Шатский Н. С. 1940б. О синеклизах А. П. Павлова.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 3—4.
Шатский Н. С. 1941. О верхнепалеозойской структуре «Восточно-Русской впадины».— Докл. АН СССР, **31**, № 5.
Шатский Н. С. 1945а. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Шатский Н. С. 1945б. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2 (6). М., Изд-во МОИП.
Шатский Н. С. 1946а. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Шатский Н. С. 1946б. Большой Донбасс и система Вичита .Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3 — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1948. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформенные и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1952а. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1952б. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Шатский Н. С. 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 5.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **30**, вып. 5.
Шатский Н. С. 1960а. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1960б. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн. «Стратиграфия позднего докембрия». (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1963а. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1963б. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. II. М., «Наука».
Шатский Н. С., Богданов А. А. 1961. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Шафранов А. П. 1963. Особенности строения солянокупольных структур центральной части междуречья Урал — Волга.— Труды МИНХ и ГП, вып. 43.
Шафранов А. П., Авров В. П. 1963. О закономерности размещения солянокупольных структур в Прикаспийской впадине.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч-техн. сб. 2.
Шафранов А. П., Скворцов И. И. 1963. Типы криптодиапировых солянокупольных структур Прикаспийской впадины и их морфологические особенности.— Нефтегаз. геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 12.
Шафранов А. П., Скворцов И. И. 1966. О связи структурно-тектонического плана подсолевого (мезозойского) комплекса отложений и характера размещения соляных структур Прикаспийской впадины.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».
Шванк О. А. 1952. Трассирование северного и западного бортов Прикаспийской депрессии по данным гравиметрии.— Развед. и промысл. геофиз., вып. 4.

Шванк О. А. 1954. О приближенной оценке глубины залегания масс, вызывающих аномалии силы тяжести.— Развед. и пром. геофиз., вып. 10.
Шванк О. А. 1955. О природе гравитационных аномалий в Саратовском Поволжье.— Прикл. геофиз., вып. 12.
Шванк О. А. 1964. Геологическая природа прибортовой гравитационной ступени Прикаспийской впадины.— Труды Нижне-Волжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2.
Швембергер Н. А. 1954. Солянокупольные структуры Северного Прикаспия.— В кн. «Вторая научно-техническая конференция Новочеркасского политехнического института. Тезисы докладов». Новочеркасск.
Шлезингер А. Е. 1968. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 2.
Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. 1964. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналей Керченского полуострова. Симферополь.
Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. 1966. Киммерийские железорудные месторождения во вдавленных синклиналях Керченского полуострова.— Сов. геол., № 4.
Шотт В. 1959. Нижнесаксонский бассейн (восточнее Везера).— В кн. «Материалы по геологии нефти». т. II. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Шренк А. Г. 1855. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам в 1837 г. СПб.
Штилле Г. 1964а. Геотектоническое расчленение истории Земли. Избр. труды. М., «Мир».
Штилле Г. 1964б. О взаимосвязи складчатых зон Европы и Средней Азии. Избр. труды. М., «Мир».
Штилле Г. 1964в. Рейнская складчатость в области Осло и в Западной Германии. Избр. труды. М., «Мир».
Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кн. «Гондвана». (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., «Наука».
Штробель Э. 1959. Нефтеносный район Ниенгаген—Генигсен.— В кн. «Материалы по геологии нефти, т. II. Страны Европы и Турция». (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
Шумилин С. В. 1931. Геологическое строение районов Кок-булак, Май-кудук и Джальмурза северо-восточной окраины Урало-Эмбенского района.— Труды НГРИ, серия Б, вып. 2.
Шумилин С. В. 1933. О тектонике Эмбенского района.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 11, вып. 1.
Шумилин С. В. 1937. Геологическое строение Эмбенской нефтеносной области.— В кн. «Большая Эмба», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Эвентов Я. С. 1949. Распространение и характер осадков верхнего плиоцена в Северном и Северо-Западном Прикаспии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, вып. 5.
Эвентов Я. С. 1951. К вопросу о геотектонической структуре Северного Прикаспия.— Труды Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 2.
Эвентов Я. С. 1956. Западная часть Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 96.
Эвентов Я. С. 1957. Палеозойские отложения западной части Прикаспийской впадины (в связи с перспективами поисков нефти и газа на данной территории).— Сов. геол., сб. 57.
Эвентов Я. С. 1958. Результаты работ ВНИГНИ в западной части Прикаспийской впадины.— В кн. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». Л., Гостоптехиздат.
Эвентов Я. С., Соколин Х. Г. 1966. Современные представления о тектонике и нефтегазоносности солянокупольной территории Северного Прикаспия.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Материалы Первого симпозиума», ч. I. Киев, «Наукова думка».
Эвентов Я. С., Соколин Х. Г., Важенин К. А., Воронин Н. И. 1967. Некоторые закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений в юго-восточной части Русской платформы.— Труды ВНИГНИ, вып. 50.
Эвентов Я. С., Ясенева М. А., Егорова Р. И., Букаев М. Е. 1967. Разрез надсолевых отложений в восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума.— Труды ВНИГНИ, вып. 50.
Якуцени В. П. 1959. К вопросу о динамике подземных вод в юго-восточной части Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 131, геол., сб. 4.
Якуцени В. П. 1961. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью.— Труды ВНИГРИ, вып. 167.
Якушева А. Ф. 1962. История новейшего геологического развития Восточного Предкавказья и Северо-Западного Прикаспия.— В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». (Сб. материалов Компл. южной геол. экспед., вып. 7). Л., Гостоптехиздат.
Янович В., Джюшке Д., Мутихак В., Мирзуце О., Кириак М. 1961. Гид экскурсий —

Добруджа. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, V конгресс. Бухарест.
Яншин А. Л. 1932. Тектоника Каргалинских гор.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **10**, № 2.
Яншин А. Л. 1938. Артезианские воды Ново-Украинского фосфоритового месторождения в Казахстане.— Труды НИУИФ, вып. 138.
Яншин А. Л. 1943. Верхняя юра, мел и палеоген.— В кн. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области», ч. 1—2. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Яншин А. Л. 1945. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **20**, вып. 5—6.
Яншин А. Л. 1947. Основные особенности тектоники южного окончания Урала.— В кн. «Рефераты научно-исследовательских работ за 1945 г. Отделение геолого-географических наук». М., Изд-во АН СССР.
Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Яншин А. Л. 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
Яншин А. Л. 1955. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **30**, вып. 5.
Яншин А. Л. 1961. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геол. и геофиз., № 1.
Яншин А. Л. 1962. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
Яншин А. Л. 1964. Тектоническая карта Евразии.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., «Наука».
Яншин А. Л. 1965. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». Материалы Совещания по проблемам тектоники в Москве. М., «Наука».
Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. 1960. Тектонический анализ мощностей.— В кн. «Методика изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Журавлев В. С. 1966. Обсуждение вопросов тектоники Средней Европы.— Вестн. АН СССР, № 10.
Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1961. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **36**, вып. 4.
Яншин А. Л., Фокин А. Г. 1934. Отчет о геолого-поисковых работах 1931 г. на фосфориты в бассейне среднего течения реки Илека.— Труды НИУ, вып. 116.
Белев Св. 1963. Може ли задбалканският дълбочиен разлом да се смята като палеогеографска граница за отлаганента на диабаз-филитоина серия северна от него.— Списание на Българ. Геол. Друж., год. 24, кн. 2.
Бончев Е. 1961. Бележки върху разломните структури в България.— Трудове върху геол. на България, сер. стратигр. и тект., кн. II.
Бончев Е. 1962. По въпроса за тектонската връзка между Балканидите и Южните Карпати.— Трудове върху геол. на България, сер. стратигр. и тект., кн. IV.
Бояджиев Ст. 1964. Върху взаимоотношенията на высококриталченния цокъл и диабаз-филитоидната формация.— В кн. «Сборник в чест на акад. Й. С. Йовчев». София.
Albrecht K. 1967. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, **12**, H. 1/2.
Albrecht K., Goldbeaher K. 1964. Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im Norddeutschen Flachland.— Z. angew. Geol., **10**.
Bailey E. B. 1928a. The Palaeozoic Mountain Systems of Europe and America.— Pan-Amer. Geologist, **50**, № 3.
Bailey E. B. 1928б. The Palaeozoic Mountain Systems of Europe and America.— Nature, **122**, N 3028.
Bailey E. B., Holtedahl O. 1938. North-western Europe. Caledonides.— In «Regionale Geologie der Erde», Bd. 2 (Abschn. 2). Leipzig.
Barbu S., Vasilescu E. 1967. Tectonique du soubassement prémesozoique de la Plate-forme Moesique (territoire roumain).— Dans «Association Géologique Carpato-Balkanique. VIII Congrès. Geotektonika, Stratigrafija, Paleogeografija, Palentologija». T. 1. Beograd.
Bartenstein H. 1968. Present status of the Palaeozoic palaeogeography of Northern Germany and adiacent parts of North-West Europe.— In «Geology of Shelf Seas». Edinburgh — London.
Beck H. 1935 Der Elechtinger Höhenzug, sein varistischer und saxonischer Bauplan — Schr. Geol.— Poläontol. Inst. Kiel.

Becker H. 1938. Mittel- und Westeuropa.— In «Regionale Geologie der Erde», Bd. 2. Paläozoische Tafeln und Gebirge, Abschn. 3. Leipzig.
Bentz A. 1931. Der mesozoische Untergrund des norddeutschen Flachlandes und seine Erdölhöffigkeit.— Schrift. Gebiete Brennstoffgeologie, H. 7.
Bentz A. 1949. Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordwestdeutschlands 1932—1947, ein Überblick.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Borucki J., Saldan M. 1965. Promieniotwórczósc naturalna i wiek bezwzględny (K—Ar) skal krystalicznych z otworu Rzeszotary IG2.— Kwart. Geol., 9, N 1.
Brause H., Hirschmann G. 1964. Lauzitz und Görlitzer Schifergebirge.— In «Excursionführer zur 11 Jahrestagung der Geologischen Gesellscaft in der DDR», Berlin.
Brause H., Hirschmann G., Tröger K.-A. 1962. Einige neue Ergebnisse aus dem Paläozoikum der Lausitz (Die Kartierungbohrungen am Camina-Berg).— Geologie, 11, H. 7.
Braase H., Steding D., Schubert G. 1964. Tektonische Beziehungen zwischen Prätertiär. Tertiär und Quartär in der nördlichen Oberlausitz.— Geologie, 13, H. 6/7.
Brockamp B. 1941. Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordostdeutschland.— Jahrb. Reichanst. Bodenfragen für 1940, 61.
Brunstrom R. G. W., Kent P. E. 1967. Origin of the Keuper salt in Britain.— Nature, 215, N 5109.
Brunstrom R. G. W., Walmsley P. I. 1969. Permian Evaporites in North Sea Basin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 53, N 4.
Bubnoff S. von 1926. Geologie von Europa, Bd. 1, Einführung, Osteuropa, Baltischer Schild. Berlin.
Bubnoff S. von. 1930. Geologie von Europa, Bd. 2, Teil 1. Das ausseralpine Westeuropa. Kaledoniden und Varisciden.— Berlin.
Bubnoff S. von. 1934. Das Ostdeutsch-polnische Becken.— Naturwissenschaften, 22, H. 14.
Bukowy S., Cebulak S. 1964. Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko—krakowskiego.— Biul. Inst. Geol., 184.
Burmann G. 1966. Mikroreste aus der Lausitzer Grauwackenformation.— Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 8, N 8.
Closs H. 1965. Results of explosion seismic studies in the Alps and in the German Federal Republic.— In «The Upper Mantle Symposium, New Delhi, 1964». Copenhagen.
Cobbold E. S. 1920—1921. The Cambrian Horizons of Comley (Shropshire) and their Brachiopoda, Pteropoda, Gasteropoda, etc.— Quart. J. Geol. Soc. London, 76.
Cobbold E. S. 1927. The stratigraphy and geological structure of the Cambrian area of Comley (Chropshire).— Quart. J. Geol. Soc. London, 83.
Cobbold E. S., Pocock R. W. The Cambrian Area of Rushton (Shropshire). Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. B, 223.
Collette B. J. 1968a. On the subsidence of the North Sea area.— In «Geology of Shelf Seas». Edinburgh.
Collette B. J. 1968б. The subsidence of the North Sea area. A summary.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 4,
Collette B. J., Lagaay R. A. 1965. Depth of the Mohorovičič — discontinuity under the North Sea basin.— Nature, 205, N 4972.
Collette B. J., Lagaay R. A., Ritsema A. R., Shouten J. A. 1966—1967. Seismic investigations in the North Sea.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 12, N 4.
Czarnocki J. 1936. Überblick der Stratigraphie und Paläogeographie des Unterdevons im Polnischen Mittelgebirge.— Bull. Serv. Geol. Pol., 8, N 4.
Czarnocki J. 1957a. Stratigrafia i tektonika Gór Swiętokrzyskich.— Prace Inst. Geol., 18, N 1.
Czarnocki J. 1957б. Geologia regionu łysogorskiego.— Prace Inst. Geol., 18, N 3.
Czermiński J. 1967. Metamorficzne podłoże dewonu w Gościnie k. Kołobrzegu.— Kwart. Geol., 11, N 3.
Daber R. 1963. Paläobotanische Hinweise auf eine paralisch beeinflusste Oberkarbon-Senke im tieferen Untergrund Nordostdeutschlands.— Geologie, 12, H. 6.
Daber R., Katzung G., Pfeiffer H. 1968. Silez.— In «Grundriss der Geologie der DDR», Bd. 1. Berlin.
Dabrowski A., Karaczun K. 1956. Mapa magnetyczna w skali 1 : 1 000 000. Warszawa.
Dadlez R. 1967a. Najnowsze profile podłoża cechsztynu w północno-zahodnej Polsce.— Kwart. Geol., 11, N 3.
Dadlez R. 1967б. Zum Permomesozoikum und seinem Untergrund in Nordwestpolen.— Ber. Dtsch. Ges geol. Wiss., Reihe A, 12, H. 3/4.
Dadlez R., Marek S. 1969. Styl struckturalny kompleksu cechstunsko-mezozoicznego na niekatórych obszarach Niżu Polskiego.— Kwart. Geol., 13, № 3.
Dadlez R., Młynarski S. 1967. Wgłębna budowa geologiczna podłża Bałtyku na wschód od ujscia Odry.— Kwart. Geol., 11, N 3.
Davis J. A. 1968. Marine exploration still booming along.— Oil and Gas Internat., 8, № 12.
Demenitskaya R. M., Karasik A. M., Kiselev Iu. G., Litvinenko I. V., Ushakov S. A. 1968. The transition zone between the Eurasian continent and the Arctic Ocean. — Canad. J. Earth Sci., 5, N 4, part 2.

Dessila-Codarcea M. 1966. Problema orizontării şi răspîndirii rifeanului în România.— Anuarul Com. stat. geol. RSR, **35**.
Dienez J. 1968. Kreide.— In «Grundriss der Geologie der DDR», Bd. 1. Berlin.
Dorn P. 1960. Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart.
Dudek A., Suk M. 1965. Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.— Ber geol. Ges. DDR, **10**, H. 1—6.
Eberhardt F. 1964. Altmark-Senke und Flechtinger Höhenzug.— In «Excursionsführer zur 11 Jahrestagung der Geologischen Gesellschaft in der DDR». Berlin.
Edmunds F. H., Oakley K. P. 1947. British regional geology. The Central England district. London.
Fabian H. J. Gaertner H.-R., Müller G. 1962. Oberkarbon and Perm der Bohrung Oberlanger-Tenge Z 1 im Emsland.— Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, **3**.
Falk F. 1966. Die gröberklastischen Bildungen in der algonkisch-tiefordovizischen Schichtenfolge des Schwarzburger Sattels in Thüringen und ihr paläogeographischer Aussagewert.— Geologie, **15**, H. 4/5.
Ford T. D. 1958. Pre-Cambrian fossils from Charnwood Forest.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., **31**, pt. 3.
Ford T. D. 1962. The oldest fossils.— New Scientist, **15**, N 297.
Ford T. D. 1967. Pteridinum and the Precambrian — Cambrian boundary (Discussion).— Science, **157**, N 3791.
Franke D. 1967a. Der erste Aufschluss im tieferen Paläozoikum Norddeutschlands und seine Bedeutung für die tektonische Gliederung Mitteleuropas.— Geologie, **16**, H. 1.
Franke D. 1967б. Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, **12**, H. 1—2.
Gaertner H.-R. von. 1932. Die Ausbildung des tiefen Ordoviciums in Thüringen und Sachsen.— Z. Detsch. geol. Ges., 84.
Gaertner H.-R. von. 1934. Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teil des Schwarzburger Sattels.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst., **54**.
Gaertner H.-R. von. 1944. Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema.— Jarb. Reichsanst. Bodenforsch., **62**.
Gaertner H.-R. von. 1950. Erwägungen über präpermische Gebirgszusammenhänge in der Umgebung und im Untergrund von Norddeutschland.— Geol. Jahrb., 64.
Gaertner H.-R. von 1951. Probleme des Saxo-Thuringikums.— Geol. Jahrb., 65.
Gaertner H.-R. von. 1960. Uber die Verbindung der Bruchstücke des kaledonischen Gebirges im nördlichen Mitteleuropa.— In «Caledonian Orogeny». (XXI Session Internat. Geol. Congr. Rept. Norden, pt. 19). Copenhagen.
Gallwitz H. 1954. Vermessung von Krustenbewegungen an den Rändern des Elbtalgrabens durch Feinnivellement.— Geologie, **4**, H. 6/7.
Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B., Miller I. A. Spall H. R., Wallis R. H., Wisnes T. S. 1966. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen.— Skr. Norsk Polarinstitutt, **137**.
Gill W. D. 1967. The North Sea basin.— In: «New oil producting regions». (7 Congreso mundial del petroleo), Paneb discussion 2). Mexico.
Głowacki E., Karnkowski P. 1963. Porównanie górnego prekambru (ryfeju) predgórza Karpat środkowych z seria zielonych łypkow Dobrudzy.— Kwart. Geol., **7**, N 2.
Głowacki E., Karnkowski P., Żak C. 1963. Precambr i kambr w podłożu przedgórza Karpat środkowych i w górach Swietokrzyskich.— Roczn. Polsk. towarz. Geol., **33**, N 3.
Gregersen A., Sorgenfrei Th. 1951. Efterforsknigsarbejdet i Danmarks dybere undergrund.— Medd. Dansk. geol. foren., **12**, N 1.
Grigoras N. 1961. Geologia zăcăminitelor de petrol şi gaze din PPR. Bucureşti.
Gripp K. 1917. Über das marine Altmiocän in Nordseebecken.— N. Jahrb. Geol., Mineral. und Päläontol., Beilage-Bd. 41.
Groen D. M. W., Steenken W. F. 1968. Exploration and delineation of the Groningen gas field.— In «Symposium on the Groningen gas field (15—16 March 1968»).— Verh. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnbouw. Genoot. Geol. ser., **25**.
Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1. Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. 1968. Berlin.
Hajłasz B. 1967. O znalezieniu *Tentaculites* sp. w otworze wiertniczym Gościno IG-1.— Kwart. Geol., **11**, N 3.
Hansen S. 1965. The Quaternary of Denmark.— In: «The Quaternary», v. 1. N. Y.— London.
Harland W. B. 1959. The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitzbergen.— Quart. J. Geol. Soc. London, **114**, N 3.
Harland W. B., Wallis R. H., Gayer R. A. 1966. A revision of the Lower Hecla-Hoek succession in Central North Spitzbergen and correlation Elsewhere.— Geol. Mag., **103**, N 1.
Harland W. B., Wilson C. B. 1956. The Hecla-Hoek succession in Ny Firesland, Spitzbergen.— Geol. Mag., **93**, N 4.

Haug E. 1900. Les géosynclinaux et les aires continentales.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, 28.
Haug E. 1907. Traité de Géologie. I. Les phénoménes géologiques. Paris.
Hedemann H. A. 1956. Präalbische Tektonik am Nordwestrand des Gifhorner Troges.— In «Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille». Stuttgart.
Heermann O. 1949. Der tektonische Nordrand des Hannoverschen Beckens.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Hempel G. 1963. Die tektonische Entwicklung des NE-Abschnittes des Bergaer Sattels (Ostthüringen).— Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, 5, N 11/12.
Heybroek P., Haanstra U., Erdman D. A. 1967. Observations on the geology of the North Sea area.— In «7-th World Petroleum Congress, Paneb discussion 9 (II)». Mexico.
Hiersemann L. 1965. Geophysikalische Interpretation der «Vorläufoge Karten der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der DDR.— Petermanns geogr. Mitt., 109, H. 2.
Hinz K. 1968. A contribution to the geology of the North Sea according to geophysical investigations of the Geological Survey of German Federal Republic.— In «Geology of Shelf Seas». Edinburgh — London.
Hirschmann G., Hoth K., Lorenz W. 1968. Die sedimentologisch-tektonische Entwicklung der Saxotüringisch — Lugischen Zone im Proterozoikum und tiefen Paläozoikum.— In «Geology of Pre-Cambrian». (Report of the XXIII Session of Internat. Geol. Conrg., v. 4. Proc. sect. 4). Prague.
Hornabrook I. T. 1967. Seismic interpretation problems in the North Sea with special reference to the discovery well 48/6.— In: «7 Congreso mundial del petroleo». Mexico.
Hoth K. 1968. Präkambrium oder Kryptozoikum.— In «Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik», Bd. I. Berlin.
Humboldt A. 1843. Central-Asien. Untersuchungen über die Gebirgsketten und die vergleichende Klimatologie. Berlin.
Iliescu V., Mutihac V. 1965. Consideratii aspura posibilitâtlor de corelare a unior depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formatiunile cutate din Dobrogea centralna.— Dări Seamă ale Şedinţelor, 51, pt. Ia.
Jaeger H. 1963. *Monograptus hercynicus* in der Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung.— Ber. geol. Ges. DDR, 8, N 5—6.
Jaeger H. 1964. *Monograptus hercynicus* in der Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Teil — Geologie, 13, H. 3; Teil II — Geologie, 13, H. 4.
Jaeger H. 1967. Ordoviz auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten (Vorläuftige Mitteilung).— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, H. 1/2.
Jagielska L. 1965. Nowe dane o mikroflorze eokambru i najnizszego kambru antyklinoriuma Klimontowskiego.— Kwart. Geol., 9, N 3.
Jagielska L. 1966. Mikroflora w utworach eokambru i dolnego kambru wschodniej Polski.— Kwart. Geol., 10, N 2.
James J. H. 1956. The structure and stratigraphy of the Precambrian outcrop between Crucrh Stretton and Linley, Shropshire.— Quart. J. Geol. Soc. London, 112, N 315.
Janschin A. L. 1967. Tafeln und Randsenken Eurasiens.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, H. 1/2.
Jentsch A. 1888. Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens.— Schrift. naturforsch. Ges. Danzig, n. F., 7, N 1.
Johnson M. R. W. 1965. Torridonian and Moinian, Dalredian.— In «The Geology of Scotland». Edinburgh — London.
Jones O. T. 1956. The geological evolution of Wales and the adjacent regions.— Quart. J. Geol. Soc. London, 111, N 4.
Jung W. 1968. Zeschstein.— In «Grundriss der Geologie der DDR», Bd. 1. Berlin.
Kalenić M. 1966. Prvi nalazak donje kambrije u istočnoj Srbiji.— Зап. Српск. Геол. Друж. за 1960 г. (сбор од. 25—I). Београд.
Karnkowski P., Głowacki E. 1961. O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórza Karpat środkowych.— Kwart. Geol., 5, N 2.
Kent P. E. 1967a. North Sea exploration. A Gase history.— Geogr. J. London, 133, N 3.
Kent P. E. 1967б. Outline geology of the Southern North Sea Basin.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., 36.
Kent P. E. 1967в. Progress of explorations in North Sea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 5.
Kent P. E. 1968. Geological problems in North Sea exploration.— In «Geology of Shelf Seas». Edinburgh — London.
Kent P. E., Walmsley P. J. 1970. North Sea Progress.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 54, N 1.
Kettner R. 1917. Versuch einer stratigraphischen Einteilunge des böhmischen Algonkiums.— Geol. Rundschau, 8.
King R. E. 1970. Petroleum exploration and production in Europe in 1969.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 54, N 8.
Knape H. 1963a. Tektonischer Bau und Strukturgenese in nordwestlichen Vorland des

Flechtinger Höhenzuges. Teil I. Stratigraphischer Überblick und Lagerungsverhältnisse.— Geologie, 12, H. 5.
Knape H. 19636. Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges. Teil II. Regionale Entwicklung und struktureller Bau.— Geologie, 12, H. 6.
Knetsch G. 1963. Geologie von Deutschland und einigen Randgebieten. Stuttgart.
Kober L. 1921. Der Bau der Erde. Berlin.
Kölbel F. 1962. Das Prätertiär von Südbrandenburg.— Geologie, 11, H. 10.
Kölbel H. 1956. Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands.— Z. angew. Geol., 2, H. 1.
Kölbel H. 1957. Entwicklung, Ergebnisse und Perspektiven der Erkundung auf Erdöl und Erdgas im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik.— Z. angew. Geol., 3, H. 5/6.
Kölbel H. 1959. Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untegrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete.— Ber. geol. Ges., DDR, 4, H. 2/3.
Kölbel H. 1963. Der Grundgebirgsbau Nordostdeutschlands im Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete.— Geologie, 12, H. 6.
Kölbel H. 1967a. Allgemeiner Überblick über die paläogeographische und tektonische Stellung des Nordostdeutschen Tielflandes nebst Einführung in die Problemstellung.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, H. 1/2.
Kölbel H. 1967b. Stratigraphisches Korrelationsschema für den Jura der Deutschen Demokratischen Republik. Zusammen mit Beiträgen mehrerer Paläontologen. Berlin, Zentral. Geol. Inst.
Kölbel H. 1968. Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas.— In «Grundriss der Geologie der DDR», Bd. I. Berlin.
Konior K., Tokarski A. 1957. Cross-section of the structure of Cieczyn.— Bull. Acad. polon. sci., cl. III, 5, N 6.
Korich D. 1967. Eruptivgesteine im Rotliegenden des Nordteils der DDR.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, B 3/4.
Kossmat F. 1927. Gleiderung des varistischen Gebirgsbaues.— Abh. sächs. geol. Landesanst., 1.
Kraiss R. 1949. Entwurf einer regionalen Tektonik von Schleswig-Holstein und Nordosthannover.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Krassowska A. 1962. Die Basisbohrung Magnuszew.— Z. angew. Geol., 8, N 3.
Krutzsch W., Lotsch D. 1958. Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des Zentraleuropäischen Alttertiärs (ohne Tethys-Raum).— Ber. geol. Ges. DDR, 3, H. 2/3.
Lagaay R. A., Collette B. J., Schouten J. A. 1967. Seismic profiling in the North See basin.— Geol. en mijnbouw, № 10.
Larsen G., Buch A. 1960. Dybdedoringen Slagelse.— Medd. Dansk geol. Forening 7, N 1.
Lauterbach R. 1953—1954. Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichts-Karten Deutschen Demokratischen Republik.— Wiss. Z. Karl Marx Univ., 3, H. 3.
Lendzion K. 1961. Bericht über die Basisbohrung Zebrak PG1.— Z. angew. Geol., 7, N 11.
Löffler J. 1962. Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechteins in der Deutschen Demokratischen Republik. Teil III. Sachsen-Anhalt. Berlin.
Lorentz W., Hoth K. 1964. Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinazone.— Geologie, 13, Beih. 44.
Losert J. 1967. Contribution to the problem of the preassyntian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian massif (some relations between the Moldanubicum, the Kutná Hora cristalline complex and the Algonkian of the Železné Hory Mts).— Kristalinikum, 5.
Lotsch D. 1968. Tertiär (Paläogen und Neogen).— In «Grundriss der Geologie der DDR». Bd. I. Berlin.
Lotze F. 1938. Steinsalz und Kalisalze. Geologie.— In «Die Lagerstätten der Nicht erze Geologie», 3, Teil I. Berlin.
Lotze F. 1957. Der englische Zechstein in seiner Beziehung zum deutschen.— Geol. Jahrb., 73.
Łydka K., Siedlecki S. 1963. On Algonkian deposits in the Environs of Cracow.— Bull. Acad. polon. sci., sér. géol. et géogr., 11, N 2.
Łydka K., Siedlecki S., Tomczyk H. 1963. On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracow region.— Bull. Acad. polon. sci., sér. géol. et géogr., 11, N 2.
Macák F., Müller V. 1963. Bemerkungen zur Kreidestratigraphie im Eger-Bilina und Milešlov-Gebiet.— Ber. geol. Ges. DDR, 8, H. 2.
Madirazza I. 1970. Landskab og saltstrukturer.— Varv, N 1. København.
Magnusson N. 1965. Pre-Cambrian history of Sweden.— Quart. J. Geol. Soc. London, 121, N 481, pt. 1.
Magnusson N., Lundqvist G., Regnéll G. 1963. Sveriges geologi. Stockholm.
Malzahn E. 1967. Zielsetzung und Ergebnis der Erdöl- und Erdgasanschlussbohrtätigkeit

in der Bundesrepublik Deutschland von 1963 bis 1967.— In «Jahrbuch europaischen Erdölindustrie». Hamburg.
Marek S. 1967. Wyniki głębokiego wiercenia Krośniewice IG—I.— Przegląd Geol., N 8 (173).
Maška M., Zoubek V. 1960. Variscian structural territorial units of the Czech massif and their development.— In «Techtonic development of Czechoslovakia». Praha.
Meinel G. 1962. Über lagerstättenkundliche Ergebnisse und Methodik der Erkundung von Erzvorkommen des spätvaristischen Magmatismuc im Ostthüringischen Schiefergebirge.— Ber. geol. Ges. DDR, 7, H. 2.
Meinhold R. 1962. Erdölgeologie. Berlin.
Meinhold R., Reinhardt H.-G. 1967. Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, N 3/4.
Meneisy M. Y., Miller J. A. 1963. Geochronological study of the cristalline rocks of Charnwood Forest, England.— Geol. Mag., 100, N 6.
Michniak R. 1959. Notes of the petrography and micropalaeophytology of the oldest strata of the Holy Cross Mts.— Bull. Acad. polon. sci., sér. géol. et géogr., 7, N 6.
Michniak R. 1962. Prekambr i kambr wschodniej części Gór Swiętokrzyskich.— In «Prewencyjnareszt XXXV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Kielcach». Warszawa.
Mirăută O. 1965. Stratigrafia şi tectonica şistuzilor verzi din regiunea Istria — Bältăgeşti (Dobrogea centrală).— Dări Seamă ale Şedinţelor, 51, Pt. I-a.
Möbus G. 1964. Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge — Elbtalzone — Lausitzer Grundgebirge-Westsudeten. Berlin.
Möbus G. 1965. Harz. Abriss der Geologie. Leipzig.
Mortelmans G. 1955. Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du massif du Brabant.— Bull. Soc. Belge géol., paléontol. et hydrol., 64, N 1.
Mulder A. J. 1950. De Zoutpijler van Schoonlo.— Geol. and mijnbouw, n. s., 12, 169.
Murray G. E. 1966. Salt structures of Gulf of Mexico basin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50, N 3.
Mutihac V. 1964. Sona Tulcea şi pozitia acesteia in cadrul structural al Dobrogei.— Anuarul Com. stat. geol. RSR, 33, pt. 1—a.
Neumann W. 1964a. Grundgebirge von Ruhle-Brotterode. Geologische Übersicht.— In «Exkursionsführer zur 11 Jahrestagung der geologischen Gesellschaft in der DDR». Berlin.
Neumann W. 1964б. Zum Stand der Erforschung des kristallinen Grundgebirges von Ruhla-Brotterode.— Abh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwessen und Montangeol., 2.
Neumann W. 1966. Versuch eines lithostratigraphischen Vergleichs von Grundgebirgsanschitten in Bereich der Mitteldeutschen Schwelle.— Geologie, 15, N 8.
Oberc J. 1966. Ewolucja Sudetów u swietle teorii geosynklin.— Prace Inst. Geol., 47. Warszawa.
Oberc J. 1966b. Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. Wrocław.
Ødum H. 1957. Saltforekomster i den danske undergrund og mulighederne for udnyttelse heraf.— Ingeniør-og bygningsvaesen, 52, N 24.
Pawlowski J. 1902. Deutsche-Russisches Wörterbuch. Leipzig.
Pfeiffer L. 1964. Beiträge zur Petrologie des Meissener Massivs.— Freiberg. Forschungsh., C179.
Phillips W., Drong J. 1963. Migration the Gifhorn trough.— In «6-th World Petroleum Congress». Frankfurt.
Pietzsch K. 1962. Geologie von Sachsen. Berlin.
Plumhoff F. 1966. Marines-Rotliegendes (Perm) im Zentrum des nordwestdeutschen Rotliegend-Beckens.— Erdöl und Kohle, 19, N 10.
Poborski J. 1960. Cechsztýnskie zagłąbie solne Europy środkowej na ziemiach Polski.— Prace Inst. Geol., 30, N 2.
Pocock R. W., Whitehead T. H. 1948. British regional geology. The Welsh Borderland. London.
Pompeckj J. F. 1896. Die Fauna des Cambrium von Teirovitz und Skrey in Böhmen.— Jahrb. K. u. K. geol. Reichsanst. Wien, 45.
Pompeckj J. F. 1921. Gerölle von Lüneburg.— Z. Dtsch. geol. Ges., 73, Monatsber. 18.
Pożaryski W. 1957a. Podłoże północno-zachodniej Polski na the struktur otaczających.— Kwart. Geol., 1, N 1.
Pożaryski W. 1957b. Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji.— Kwart. Geol., 1, N 3/4.
Pożaryski W., Małkowski Z., Jankowski J. 1965. Pozkład krótkookresowych zmian pola magnetycznego Ziemi w Europe środkowej w powiązaniu z tektonika.— Roczn. Polsk. towarz. Geol., 35, N 1.
Pożaryski W., Tomczyk H. 1968. Assyntian orogen in South-East Poland.— Biul. Inst. Geol., N 237. Z badań struktur podłoża Polski, 13.
Putziger K., Reinhardt H.-G., Wegert F. 1966. Geophysikalische Beiträge zur Erkundung des regionalen geologischen Baues in Norddeutschland.— Geophys. und Geol., 8,
Reich H. 1928. Zur Frage der regionalen magnetischen Anomalien Deutschlands, insbesondere derjenigen Norddeutschlands.— Z. Geophys., 4.

Reich H. 1949. Die geophysikalische Erforschung Nordwestdeutschlands 1932—1947, ein Überblick.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Reichert H. 1926. Tektonik des Meissener Syenit-Granitmassivs.— Abh. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., **39**, N 5.
Reinhardt H.-G. 1961. Ergebnisse reflexionsseismischer Übersichtsmessungen in der nordöstlichen Altmark.— Z. angew. Geol., 7. H. 6.
Reinhardt H.-G. 1963. Einige neue Ergebnisse reflexionsseismischer Regional und Übersichtsmessungen in Brandenburg und Mecklenburg.— Freiberg. Forschungsh., **C161**.
Reuter F. 1964. Die regionalgeologische Stellung der Flechtingen-Rosslauer Scholle.— Geologie, Beih. N 40.
Richter-Berenburg G. 1955. Über salinare Sedimentation.— Z. Dtsch. geol. Ges., **105**.
Richter-Berenburg G., Schott W. 1959. Die nordwestdeutschen Salzstöke und ihre Bedeutung für die Bildung von Erdöllagerstätten.— Erdöl und Kohle, H. 5.
Riedel L. 1938. Der Westrand der Pompeckjschen Schwelle zur Kreidezeit in Hannover.— Z. Dtsch. geol. Ges., **90**, N 1.
Riedel L. 1941. Zur Paläogeographie der Kreide in Nordwestdeutschland, besonders in den Erdölgebieten.— Jahrb. Reichanst. Bodenfragen für 1940, **61**.
Röhlich P. 1965. Geologische Probleme des mittelböhmischen Algonkiums.—Geologie, **14**, H. 4.
Roll A. 1949. Die strukturelle Entwicklung und die Geschichte der Salzstockbildung im Hannoverschen Becken.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Roll A. 1956. Zur Strukturgeschichte der Salzstöcke von Wesendorf und Hohenhorn.— In «Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille». Stuttgart.
Rocke D. E. 1967—1968. Natural gas from the North sea — feast or famine? — Sheffield Univ. Mining Mag.
Rost W., Schimanski W. 1967. Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende in Nordteil der DDR.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, **12**, H. 3/4.
Rusitzka D. 1968. Trias.— In «Grundriss der Geologie der DDR», Bd. I. Berlin.
Samsonowicz J. 1934. Objaśnenie arkusza Opatów. Mapa geol. Polski 1 : 100 000. Państw. Inst. Geol., N 1. Warszawa.
Samsonowicz J. 1955a. O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce.— Przegl. Geol., **13**, N 12.
Samsonowicz J. 1955б. On the Upper Pre-Cambrian (Riphean) of Poland.— Bull. Acad. Polon. Sci., cl. III, N 9.
Samsonowicz J. 1956. Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian System in Poland.— In «El Sistema Cámbico, su Palaeogeographia y el Problema de su Base», pt. I. (XX session Congresso Geológico International). México.
Sandford K. S. 1955. The stratigraphy and structure of the Hecla-Hock formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North East and (Spitsbergen).— Proc. Geol. Soc. London, N 1531.
Schönenberg R. 1952. Stratigraphie, Tektonik und geosynklinaler Magmatismus der ältesten Oberdevonzeit am Bergaer Sattel (Ostthüringen).— Geol. Jahrb., **66**.
Schreiber A. 1957. Tektonische Stockwerke im Bau des mittleren Emsland.— Z. Dtsch. geol. Ges., **109**, N 1.
Schriel W. 1954. Die Geologie des Harzes.— Schrift. wirtschaftswiss. Ges. Studium Niedersachsens, n. F., **49**.
Schuh F. 1922. Die saxonische Gebirgsbildung.— Kali, **16**, H. 8, 9, 15, 16.
Schuh F. 1926. Zur Frage der Ursache lokaler magnetischer Anomalien in Mecklenburg.— Mitt. Mecklenburgen geol. Landesanst., A **37**.
Schuh F. 1932. Die Isoanomalenkarte der magnetischen Vertikalintensität von Mecklenburg.— Mitt. Mecklenburgen geol. Landesanst., A **37**.
lands.— Z. Dtsch. geol. Ges., **84**.
Schuh F. 1934. Die Isoanomalenkarte der magnetischen Vertikalintensität von Mecklenburg und ihre Bedeutung für die geologische Erforschung des Landes. Rostock.
Schumacher K.-H., Wienholz R. 1963. Das Mesozoikum in Norden der Deutschen Demokratischen Republik und seine erdölgeologicshe Bedeutung. Teil 1.— Erdöl-Erdgas — Informationen. H. 1. Gommern.
Seifert A. 1955. Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet.— Freiberg. Forschungsh., **C14**.
Seitz O. 1949. Zur Paläogeographie des Wealden und der Pompeckj'schen Schwelle.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Shurawlew W. S. 1965a. Klassifizierung der Salzkuppeln in der Kaspisenke.— Z. angew. Geol., **11**, H. 5.
Shurawlew W. S. 1965б. Vergleichende Tektonik der Petschora-, Kaspi- und Polnish-Norddeutschen Senke (Bau- und Entwicklungsgeschichte).— Geologie, **14**, H. 1.
Shurawlew W. S. 1965в. Kulissenförmige Randnähte der Osteuropäischen Tafel (in Zusammenhang mit der wahrscheinlichen Lage der südwestlichen Tafelgrenze).— Geologie, **14**, H. 10.
Shurawlew W. S. 1967. Ähnlichkeiten der Salztektonik in der exogonalen Kaspi- und

der Norddeutsch-Polnischen Senke.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, H 3/4.
Siedlecka A., Siedlecki S. 1968. Some new aspects of the geology of Varanger peninsula (Northern Norway).— Norges geol. Undersøkelse, N 247.
Siemens G. 1953. Die Schwerekarte der Deutschen Demokratischen Republik.— Freiberg. Forschungsh., C7.
Sitter L. U. de. 1956. Structural Geology. London.
Skorupa J. 1959. Morfologia podłoza magnetysznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce.— Biul. Inst. Geol., 160, ser geofiz., N 19.
Sokołowski S., Znosko J. 1959, Projekt mapy tektonicznej Polski jako części mapy tektonicznej Europy (Program of a tectonic map of Poland as part of an European tectonic map.— Summary).— Kwart. Geol., 3, N 1.
Sonntag K. 1955—1956. Das Verhältnis der magnetischen Z-Anomalen des assyntisch-varistischen Gebirgbogens zur Elbelinie.— Geol. und geophys. Mitt., 5.
Sorgenfrei T. 1957. Perm-systemet i det sydlige Danmark.— Medd. Dansk. egol. Forening, 13, N 4.
Stille H. 1923—1925. Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiete und in Westdeutschland.— Abh. Preuss. geol. Landesanst., n. F., 95.
Stille H. 1924a. Die Osning-Überschiebung.— Abh. Preuss. geol. Landesanst., n. F., 95.
Stille H. 1924b. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
Stille H. 1928. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Vorgelegt in der Sitzung am 23 November 1928.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Kl. math.-phys.
Stille H. 1932. Zur Paläogeographie des nordöstlichen Niedersachsens.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Kl. math.-phys.
Stille H. 1934. Werden und Vergehen der Festländer.— Forsch. und Forschr., 13.
Stille H. 1940. Einführung in den Bau Americas. Berlin.
Stille H. 1944. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Berlin.
Stille H. 1952. Salztektonik in Nordwestdeutschland und Rumänien.— Geol. Rundschau, 40.
Stille H. 1955. Das Verteilungsbild der assyntischen Faltungen.— Geologie, 4, N 3.
Stille H. 1958. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild.— Geol. Jahrb., H. 22, Beih.
Størmer L. 1967. Some aspects of the Caledonian geosyncline and foreland west of the Baltic Shield.— Quart. J. Geol. Soc. London, 123, pt 3, N 491.
Stubblefield C. J. 1956. Cambrian Palaeogeography in Britain. In: «El Sistema Cámbrico, su Palaeogeographia y el Problema de su Base», pt. 1. (XX session Congreso Geologico Internacional). Mexico.
Suess E. 1888. Das Antlitz der Erde, Bd. 2. Wien.
Suess E. 1897. La face de la Terre (Trad. par E. Margerie). T. I. Paris.
Suess E. 1909. Das Antlitz der Erde, Bd. 3. Prag — Wien — Leipzig.
Taylor J. H. 1958. Pre-Cambrian sedimentation in England and Wales.— Eclog. geol. Helv., 51, N 3.
Tectonic development of Czechoslovakia. Collected papers and the tectonic map 1 : 1 000 000. Nakl. Czeskoslovenské akad. ved. Praha.
Tectonic map of Great Britain and Northern Ireland. Ed. J. Stubblefield. Scale 1 : 1 584 000. 1966.
Teisseyre W. 1919. Ocena dzieła «Handbuch von Polen». Geologische Aufbau. Tektonische Verhältisse.— Kosmos, 42, z. 1—4.
Teisseyre W. 1921. O stosunku wewnętrżnych bregow zapadlin przedkarpackich do krę-wedzi fliszu karpackiego.— Bull. Serv. geol. Pologne, 1, N 2—3.
Teisseyre W. 1921—1922. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia.— Kosmos, 47,
Teller L. 1960. *Monograptus hercynicus* Zone from the Zdanow Beds of the Barda Range, (Sudeten).— Acta geol. Polon., 10, N 3.
Teller L. 1962. Problem of the Ordovician Boundary in the Bardo Mts. (Sudeten).— In: «Ksiega pamiątkowa ku czci Jana Samsonowicza». Warszawa.
Teschke H.-J. 1964. Wörterbuch der Geowissenschaften (russisch-deutsch). Berlin.
Thomas E. 1962. Seismische Refraktionsmessungen im Gebiet der Niederlausitz.— Ber. geol. Ges. DDR, 7.
Tikhonovitch N. N. 1924. Exposé de la tectonique de sud-est de la Russie d'Europe.— Ann. Soc. géol. Belgique, 67.
Timofejew B. W. 1958. Über das Alter sächsischer Grauwacken. Mikropaläophytologische Untersuchungen von Proben aus der Wesensteiner und Lausitzer Grauwacke.— Geologie, 7, H. 3/6.
Tomczyk H. 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań.— Prace Inst. Geol., 35.
Tomczyk H. 1964. The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and phenomena of Caledonian Orogeny.— Bull. Acad. polon. sci., sér. géol. et géogr., 12.
Tornquist A. 1908. Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussichen Scholle.— Schrift. phys.— ökon. Ges. Königsberg, 49, N 1.
Tornquist A. 1910. Geologie von Ostpreussen. Berlin.

Trusheim F. 1957. Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.— Z. Dtsch. geol. Ges., **109**, № 1.
Trusheim F. 1960. Mechanism of salt mingration in Northern Germany.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **44**, N 9.
Van der Laan G. 1968. Physical properties of the reservoir and volume of gas initially in place.— In «Symposium on the Groningen gas field (15—16 March 1968). Verh. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnbouw. Genoot. Geol. ser., **25**.
Vésélinovič M., Krstič B. 1965. La colonne géologique du Paléosoique inférieur dans la Sérbie orientale.— В кн. «Резюме докладов VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации». София, изд-во БАН.
Voigt E. 1954. Das Norddeutsch-Baltische Flachland im Rahmen des europäischen Schollenmosaiks.— Mitt. Geol. Staatinst. im Hamburg, H. 23.
Voigt E. 1963. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.— Z. Dtsch. geol. Ges., **114**, 2.
Walton E. K. 1965. Lower Palaeozoic rocks.— In «The Geology of Scotland». Edinburgh — London.
Watts W. W. 1947. Geology of the ancient rocks of Charnwood Forest. Leicestershire. Leicester.
Watts W. W., Gregory H. H. 1937. Field meating in Charnwood Forest.— Proc. Geol. Assoc. London, **48**, N 1.
Watznauer A. 1955. Saxoturingikum — Lugikum, ein regionaltektonischer Vergliech.— Freiberg. Forschungsh., **C17**.
Watznauer A. 1964. Der heutige Stand des Lamprophyrproblems in der Lausitz.— Geologie, **13**, H. 6/7.
Weber H. 1949. Zur Geologie der Erdölfelder Wietze und Thören.— In «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Hannover — Celle.
Werner Z., Poborski J., Orska J., Bąkowski J. 1960. Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno-górniczum.— Prace Inst. Geol., **30**, N 2.
Whittard W. F. 1952. A geology of South Shropshire.— Proc. Geol. Assoc. London, **63**, pt. 2.
Wienholz R. 1959. Entwicklung Westmecklenburgs vom Keuper bis zur Unterkreide.— Z. angew. Geol., **5**, H. 6.
Wienholz R. 1964. Überblick über den Jura nördlich der Mitteldeutschen Hauptscholle.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., **2**.
Wilson C. B. 1961. The Upper Middle Mecla-Hoek Rocks of Ny Friesland, Spitzbergen.— Geol. Mag., **95**, N 4.
Wilson C. B. 1961. The Upper Middle Hecla-Hoek Rocks of Ny Friesland, Spitzbergen.— Geol. Mag., **98**, N 2.
Winsnes T. S. 1965. The Precambrian of Spitzbergen and Bjørnoya. In: «The Geologic systems. The Precambrian», v. 2. London.
Wirth J. 1967. Zechstein-Paläogeographie in Nordteil der DDR.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., N 3/4.
Wojtczak-Gadomska B., Guterch A., Uchman J. 1964. Preliminary results of deep seismic soudings in Poland.— Bull. Acad. polon. sci., ser. géol. et géogr., **12**, N 4.
Woldstedt P. 1924. Die Störungszone der oberen Allertals.— Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., **45**.
Wright J. E. 1968. The geology of the Church Streton area (Explanation of 1 : 25 000 Geological Sheet SO 49). London.
Wurm R. 1961. Geologie von Bayern. Berlin.
Znosko J. 1962. Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski.— Prace Inst. Geol., **30**, N 4.
Znosko J. 1964. Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie.— Kwart. Geol., **6**, N 4.
Znosko J. 1965. Problem kaledoniów i granicy platformy prekambryjskej w Polsce.— Biul. Inst. Geol., N 188.
Znosko J. 1966. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy.— Kwart. Geol., **10**, N 3.
Zuravlev V. S. 1970. Die Ural-Randsenke als Begrenzung der Europäischen Tafel.— Geologie, **19**, H. 4.
Zwerger R. 1938. Schwerestörungen zwischen Alber und Steinhunder-Meer-Linie.— Öl und Kohle, **14**.
Zwerger R. 1948. Die tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums.— Abh. geol. Landesanst. Berlin, n. F., **210**.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I

Возраст и состав фундамента экзогональных впадин Европейской платформы 8
Примечания к принятой терминологии 8
О термине «Европейская платформа» 8
О термине «древняя платформа» 10
О термине «краеугольная», или «экзогональная» впадина 17
О термине «Североморская экзогональная впадина» 18
Пространственное положение экзогональных впадин Европейской платформы 19
Возраст и состав фундамента Печорской впадины 21
Стратиграфическая последовательность свит фундамента 21
Интрузии в составе фундамента 30
Структуры фундамента 34
Возраст и состав фундамента восточной части Печорской впадины . . 38
Возраст и состав фундамента Прикаспийской впадины 50
Возраст и состав фундамента Североморской впадины 63
Анализ представлений о пространственном положении юго-западной границы Европейской платформы 64
Байкалиды в составе фундамента Североморской впадины 72
Вероятный характер структурных ограничений западного внешнего угла Европейской платформы 91
Определяющие черты тектоники зоны раздела областей с эпикарельским и эпибайкальским фундаментом в пределах западного внешнего угла Европейской платформы 105

Глава II

Основные черты глубинной тектоники экзогональных впадин Европейской платформы 113
Глубинная тектоника Печорской впадины 113
Глубинная тектоника Прикаспийской впадины 132
Глубинная тектоника Североморской впадины 158

Глава III

Структурные этажи платформенного чехла экзогональных впадин Европейской платформы 170
Структурные этажи платформенного чехла Печорской впадины 171
Ордовикский структурный этаж 172
Силурийский структурный этаж 174
Эйфельско-триасовый структурный этаж 175
Среднеюрско-нижнемеловой структурный этаж 189
Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж 192
Структурные этажи платформенного чехла Прикаспийской впадины . . 193
Рифейский структурный этаж 195
Нижнепалеозойский (или ордовикский и силурийский) структурный этаж (или этажи) 195
Эйфельско-триасовый структурный этаж 196

Юрско-палеогеновый структурный этаж 209
Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж 224
Структурные этажи платформенного чехла Североморской впадины 225
Верхнепермско-юрский структурный этаж 229
Меловой структурный этаж 238
Кайнозойский структурный этаж 241
Сравнительный анализ структурных этажей платформенного чехла экзогональных впадин Европейской платформы 242

Глава IV

Соляная тектоника Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы 249
Общие закономерности морфологии соляных куполов Прикаспийской впадины 249
Обзор ранее предложенных классификаций локальных положительных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской впадине 257
Типы нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины . . . 273
Механизм образования грабенов нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины 276
Роль подземных вод в процессе формирования надсолевой структуры нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины 279
Обзор ранее предложенных классификаций локальных отрицательных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской впадине 287
Типы локальных отрицательных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской впадине 292
Сравнительный анализ локальных структур, созданных соляной тектоникой в Североморской впадине 307
Зональность распределения локальных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской и Североморской экзогональных впадинах Европейской платформы 323
Структурная зональность Прикаспийской впадины 323
Структурная зональность Североморской впадины 341

Заключение 353

Литература 363

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I

Age and composition of the basement of the exogonal depressions of the European platform 8
Remarks on the terminology adopted 8
On the term «European platform» 8
On the term «ancient platform» 10
On the term «exogonal depression» 17
On the term «North Sea exogonal depression» 18
Space position of exogonal depressions of the European platform 19
Age and composition of the basement of the Pechora depression 21
Stratigraphic succession of series in the basement 21
Intrusions in the basement 30
Structures of the basement 34
Composition and age of the basement in the eastern part of the Pechora depression 38
Age and composition of the basement of the Caspian depression 50
Age and composition of the basement of the North Sea depression 63
Analysis of concepts on the position of the southwestern boundary of the European platform 64
Baikalides in the basement of the North Sea depression 72
Probable character of structural boundaries of the western external angle of the European platform 91
Characteristic features of tectonics of the zone dividing area with Epi-Karelian and Epi-Baikalian basement within the western external angle of the European platform 105

Chapter II

Main features of deep-seated tectonics of exogonal depressions of the European platform 113
Deep-seated tectonics of the Pechora depression 113
Deep-seated tectonics of the Caspian depression 132
Deep-seated tectonics of the North Sea depression 158

Chapter III

Structural stages in the platform mantle of the exogonal depressions of the European platform 170
Structural stages in the platform mantle of the Pechora depression 171
Ordovician stage 172
Silurian stage 174
Eifelian-Triassic stage 175
Middle Jurassic-Lower Cretaceous stage 189
Upper Pliocene-Quaternary structural stage 192
Structural stages in the platform mantle of the Caspian depression 193
Riphean stage 193
Lower Paleozoic (or Ordovician and Silurian) stage (or stages) . . . 195
Eifelian-Triassic stage 196

Jurassic-Paleogene stage 209
Upper Pliocene-Quaternary stage 224
Structural stages in the platform mantle of the North Sea depression 225
Upper Permian — Jurassic stage 229
Cretaceous stage 238
Cenozoic stage 241
Comparative analysis of structural stages of the platform mantle in different exogonal depressions of the European platform 242

Chapter IV

Salt tectonics of the Caspian and North Sea exogonal depressions of the European platform 249
General regularities in morphology of salt domes of the Caspian depression . . 249
Revision of previously suggested classification of local positive structures formed by salt tectonics in the Caspian depression 257
Types of normally developed salt domes in the Caspian depression 273
Mechanism of formation of grabens in normally developed salt domes in the Caspian depression 276
Role of subsurface waters in the process of formation of the supersaline structures of normally developed domes of the Caspian depression 279
Revision of previously suggested classifications of local negative structures formed by salt tectonics in the Caspian depression 287
Types of local negative structures formed by salt tectonics in the Caspian depression 292
Comparative analysis of local structures formed by salt tectonics in the North Sea depression 307
Zoning in the repartition of local structures formed by salt tectonics in the Caspian and North Sea exogonal depressions of the European platform 323
Structural zonation of the Caspian depression 323
Structural zonation of the North Sea depression 341

Summary 353

Bibliography 363

Всеволод Сергеевич Журавлев

Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы

Труды, вып. 232

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *М. А. Пергамент*
Редактор издательства *Н. А. Никитина*
Художник *А. П. Кущенко*
Технические редакторы
Л. И. Куприянова и *О. Г. Ульянова*

Сдано в набор 17/IV-1972 г. Подписано к печати 28/VIII-1972 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 37,8. Уч.-изд. л. 38,9
Тираж 900 экз. Бумага № 2. Тип. зак. 437. Т-13065
Цена 4 р. 24 к.

Издательство «Наука»
Москва К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва Г-99, Шубинский пер., 10

A 65 242 K

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ