

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1976

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1976

СОДЕРЖАНИЕ

Решения XXV съезда КПСС — в жизнь	3
И. А. Соловьева. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана	6
М. Г. Леонов. Тектонический режим эпох образования олистостромов	26
В. Д. Чехович, Л. П. Зоненшайн. Основные черты структуры и тектонического развития Альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое	40
И. М. Сборщиков. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок)	58
Ч. Б. Борукаев. Общий анализ структурных рисунков Кубы	74
Н. Т. Пашова, Р. М. Пистрак. Пространственное размещение глубинных структур, определивших развитие Сарматского щита	85
А. Б. Дергунов, Ю. Е. Молдаванцев. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала	93
А. А. Гангнус, В. К. Кучай. О связи сейсmodинамических параметров с элементами четвертичной структуры (на примере Гармского района Таджикской ССР)	107

Рецензии

В. А. Решитько, Ю. Н. Лазаренко, Ю. Г. Ермаков. Рудные пояса межглыбовых подвижных зон	119
--	-----

Хроника

Основные проблемы рифтогенеза	124
Профессору Е. В. Павловскому — 75 лет	127

GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1976

CONTENTS

I. A. Solovieva. Peculiarities of the deep structure of the Pacific Earth's crust . . .	6
M. G. Leonov. Tectonic regime of the formation epochs of olistostromes	26
V. D. Chekhovich, L. P. Zonenshain. The main features of structure and tectonic development of the Alpine folded area of North Africa in Mesozoic and Cenozoic	40
I. M. Sborshchikov. Tectonics of Afghanistan and the problem of structural evolution of the Alpine belt (the Pamirs-East-Iranian segment)	58
Ch. B. Borukaev. The bulk analysis of the structural patterns of Cuba	74
N. T. Pashova, R. M. Pistrak. Space distribution of deep structures responsible for development of the Sarmatian shield	85
A. B. Dergunov, Yu. E. Moldavantsev. On structure and tectonic position of gabbro-ultrabasite massifs in the Polar Urals	93
A. A. Gangnus, V. K. Kuchai. On relation of seismodynamic parametres to the elements of the Quaternary structure (on the example of the Garma region of Tajikistan)	107

Review

V. A. Reshitko, Yu. N. Lazarenko, Yu. G. Yermakov. Ore belts of the interblock mobile belts	119
--	-----

Chronicles

Principal problems of riftogenesis	124
E. V. Pavlovsky's 75-th anniversary	127

РЕШЕНИЯ XXV СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

XXV съезд КПСС принял решения, воплощение которых в жизнь далеко продвинет нашу Родину по пути к коммунизму. Одно из важнейших направлений продвижения вперед — это научно-технический прогресс. В десятой пятилетке предстоит сделать новый крупный шаг в отношении использования достижений научно-технической революции во всех сферах социалистического народного хозяйства. Советская наука должна расширить и углубить исследования природных и общественных закономерностей с целью дальнейшего развития материально-технической базы коммунизма, роста благосостояния и культуры трудящихся, повышения уровня коммунистического мировоззрения. Об этом с большой силой и определенностью говорилось в докладе Генерального секретаря ЦК КПСС тов. Л. И. Брежнева.

Ученые призваны партией сконцентрировать силы и средства на важнейших проблемах, от которых зависит дальнейшее развитие экономики, культуры и самой науки. Особо подчеркивается значение исследований, открывающих принципиально новые возможности для наращивания производительных сил страны, исследований, устремленных в будущее. Выступая на XXV съезде КПСС Л. И. Брежнев подчеркнул, что «нет ничего более практичного, чем хорошая теория». Необходимы глубокие, смелые исследования новых процессов и явлений, активный вклад в научно-технический прогресс, вдумчивый анализ возникающих проблем, ответственные рекомендации о наилучших способах их решения в интересах укрепления мощи страны, улучшения жизни народа, в интересах построения коммунизма.

Выполнение поставленных задач требует, как записано в «Основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы», совершенствовать организацию и повышать эффективность труда научных работников. «Повысить ответственность научных коллективов и их руководителей за уровень и качество исследований, обоснованность предлагаемых рекомендаций», — так формулируется первоочередная научно-организационная задача. Наряду с этим обращается внимание на необходимость дальнейшего укрепления материальной базы научно-исследовательских учреждений.

Большие и ответственные задачи ложатся на советскую геологию, призванную на основе передовых теоретических идей обеспечить народное хозяйство всеми видами полезных ископаемых. При этом потребность в минеральном сырье в ближайшие десятилетия будет возрастать, а отсюда необходима эффективная и неутомимая работа по совершенствованию прогноза их поисков.

Главная задача в области геологии сформулирована в этом документе исключительно четко: «расширить изучение земной коры и верхней мантии Земли в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых». Геологи должны будут принять активное участие в комплексном исследовании Мирового океана. В решении обеих задач большая роль принадлежит тектонике.

В предшествующей пятилетке в области теоретической тектоники были получены весьма существенные результаты. Исследования по проблеме «Океаническая кора и геосинклинальный процесс» позволили установить сходство в строении земной коры современных океанов и эвгеосинклинальных зон геологического прошлого. Тем самым геологическая история континентов оказывается значительно более сложной, чем представлялось прежде, причем геосинклинальный процесс в этом новом освещении рассматривается (по крайней мере, начиная с рифейской эры) как механизм формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры. Это сложный, многостадийный процесс, превращающий океаническую кору в континентальную.

С другой стороны, существенно продвинуты исследования по изучению структур континентов и связанных с ними эндогенных режимов. Намечены связи между тектоникой, магматизмом и метаморфизмом. Значительно продвинуто изучение рифтовых зон континентов.

Обнаруженные закономерности в строении складчатых систем, в частности, наличие во многих из них крупных надвиговых перемещений, ставят вопрос о необходимости ревизии имеющихся геологических карт для ряда районов. Работа эта сложная, требующая проведения в некоторых случаях глубокого и, возможно, сверхглубокого бурения, но ее необходимость становится все более определенной.

Соответствующие исследования проводятся многими институтами АН СССР и привлекают внимание ряда производственно-геологических организаций. Приложение новых теоретических представлений к решению задач прикладного характера может оказать важное влияние на поиски месторождений полезных ископаемых, как фемического, так и сиалического профиля.

Тектонические исследования всегда играли важную роль в отношении прогноза поисков нефтяных и газовых месторождений. Это хорошо доказывается для площадей Восточно-Европейской платформы, Западной Сибири, Якутии и многих других. В последний период особое внимание во всем мире уделяется прогнозам и поискам нефтяных и газовых месторождений в пределах дна шельфовых морей и в приокеанических зонах вообще. В эти зоны входят весьма различные по строению участки земной коры: платформенные, складчатые, современные геосинклинальные. Определить тектонические предпосылки поисков здесь нефтяных и газовых месторождений — представляет задачу большой важности. В настоящее время можно считать, что широкие сравнительные оценки перспектив дна окраинных зон океанов с учетом мирового материала в основном сделаны. Теперь необходимо на основе выявленных общих закономерностей как можно эффективнее направить конкретные поисковые работы, перейти к относительно более детальным структурным прогнозам, используя весь арсенал новейших теоретических тектонических представлений. Обратим внимание, что в связи с современными идеями в области геосинклинальной теории и данными глубоководного бурения, встает новая проблема — выяснение связи нефтегазообразования с ранними, средними и поздними стадиями геосинклинального процесса. Объектами для этого должны служить в первую очередь приокеанические зоны, т. к. на примере внутриконтинентальных древних геосинклиналей из-за миграции и исчезновения скоплений углеводородов установить такую связь весьма сложно. Возможно, что именно в условиях приокеанических геосинклинальных зон, где большие участки занимает океаническая или субокеаническая кора, в формировании углеводородов могут участвовать глубинные процессы и они могут иметь в какой-то мере глубинное происхождение.

В настоящее время большой размах получили исследования по Международной программе геологической корреляции (МПК) и Международному геодинамическому проекту. И в том, и в другом проекте важное

место отводится тектоническим проблемам. Наряду с решением крупных научных задач эти исследования должны иметь выход в геологическую практику. В СССР по МПГК развернуты значительные работы. Созданы и успешно функционируют Национальный комитет по МПГК, а также несколько тематических рабочих групп. В 10-й пятилетке исследования по МПГК займут еще более видное место. К 1980 году по этим работам следует ожидать значительных научных обобщений, важных для развития минерально-сырьевой базы. В равной мере это касается и работ по Международному геодинамическому проекту, тем более, что в конце наступившего пятилетия они завершаются.

Все большее внимание среди тектонических исследований должно уделяться океанам. С геологической точки зрения это обусловлено тем, что без углубленного знания их строения, этапов тектонического развития и происхождения нельзя решать тектонические проблемы глобального масштаба. Один из путей исследования заключается в регионально-тектоническом анализе дна океанов, его тектоническом районировании, подобно тому, как это на протяжении многих десятилетий делалось и безусловно будет делаться в отношении континентов. Это даст возможность подойти к геологической истории отдельных частей дна, а затем и океанов в целом. Большой интерес представляет также изучение проявлений складчатых движений в океанской коре, явлений тектонического скручивания в ней. Необходимо сопоставить эти движения с изученными на континентах тектоническими циклами, что позволит сделать важные теоретические выводы. Весьма перспективны исследования, направленные на изучение 2-го и 3-го слоев океанской коры, их состава, закономерностей изменения мощности и строения в различных частях ложа океанов. Во всех упомянутых и других исследованиях океанов большая роль принадлежит объективному анализу данных глубоководного бурения.

Нет необходимости напоминать о том, что дно океанов уже является, а в ближайшем будущем еще в большей мере станет значительным источником многих видов минерального сырья. Для сколько-нибудь детального металлогенического анализа дна океанов необходима хорошая тектоническая основа и, следовательно, большая работа по изучению их тектоники.

Особой важности задача состоит в продвижении советской геотектоники по пути создания глобальной тектонической теории, объясняющей крупные структурные неоднородности континентов и океанов, выясняющей основные механизмы их формирования, освещающей происхождение и развитие тектоносферы и более глубоких сфер земного шара.

Для этой работы необходимо привлечение данных смежных наук и, в первую очередь, геофизики, геохимии и петрологии.

Можно с уверенностью сказать, что советские тектонисты приложат все силы к тому, чтобы вместе со всем советским народом претворить в жизнь указания исторического XXV съезда Коммунистической партии Советского Союза.

УДК 551.242.2 (265/266)

И. А. СОЛОВЬЕВА

**ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ТИХОГО ОКЕАНА**

Анализ данных геофизических исследований (главным образом ГСЗ) позволяет выявить гетерогенность земной коры Тихого океана. Сравнительно однородная и маломощная кора восточной части акватории сменяется на западе более мощной (в среднем) и имеющей сложную мозаичную структуру. Каждая впадина характеризуется своеобразным сейсмическим разрезом коры, среди подводных поднятий выделяется несколько разновидностей. На ряде участков в состав земной коры Тихого океана входит слой со скоростями продольных волн, типичными для «гранитного» слоя континентов, достаточно широко развит высокоскоростной «базальт».

Результаты глубинного бурения, проведенного в пределах Тихого океана, дают основание предполагать зависимость глубинного строения коры от ее возраста: на востоке океанический режим установился, по всей вероятности, много позже, чем на западе.

Исследования МОВ обнаруживают различия в характере и степени дислоцированности осадочного чехла Тихого океана. Одна из важных особенностей — повышение дислоцированности осадков с приближением к Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

Целью настоящей статьи является анализ данных геофизических исследований земной коры Тихого океана и некоторых результатов глубинного бурения, позволяющих в какой-то мере судить о времени формирования отдельных участков акватории.

Исследуемая площадь ограничена на западе и северо-западе системой глубоководных желобов от Филиппинского до Алеутского. Материалы по окраинным морям азиатского побережья и соответствующим островным дугам не рассматриваются. В качестве основных исходных геофизических данных используются результаты сейсмических исследований; гравиметрические, магнитометрические и другие материалы привлекались только как дополнительные.

Изучение глубинного строения земной коры Тихого океана геофизическими методами было начато еще в первой половине 50-х годов американской экспедицией «Мид Пасифик», и за прошедшую с тех пор почти четверть века получено большое количество данных. Северо-западные окраинные моря, островные дуги, глубоководные желоба и прилегающие к ним участки океана, Филиппинская котловина, район Меланезии, Гавайский хребет, Императорские горы, поднятие Шатского и целый ряд других крупных структурных элементов океанического дна явились объектами специальных геофизических исследований методами ГСЗ, МОВ, гравиметрическими. За последние несколько лет в Тихом океане в соответствии с проектом глубинного бурения пробурено 124 скважины, изучено (с разной степенью детальности) аномальное магнитное поле, отработан ряд протяженных гравиметрических профилей, получены ценные сведения по наблюдениям за искусственными спутниками, исследуется распределение теплового потока, характер проявлений сейсмической активности. Таким образом, мы имеем сейчас довольно много геофизических материалов, позволяющих судить об особенностях глубинного строения земной коры самого обширного по площади и занимающего, видимо, особое место в тектонической истории Земли океана.

Анализу полученных данных посвящены многочисленные научные публикации, касающиеся как отдельных участков Тихого океана, так и всей акватории в целом. При этом в обобщающих работах, основанных на материалах сейсмических и сейсмологических исследований, за последние 10 лет четко проявилась тенденция к осреднению, при которой в значительной мере затушевываются различия в строении коры отдельных участков океанического дна и исследователи приходят к выводу об «удивительном единообразии в строении земной коры океанов», и в частности Тихого океана. Этот вывод, получивший широкую известность и пользующийся популярностью у многочисленной группы геологов и геофизиков, далеко не отражает реальной действительности.

Как совершенно справедливо отмечает Д. Л. Андерсон (Anderson, 1967), одно из самых важных достижений последних лет в области геофизического изучения океанов — установление неоднородного строения (по плотности и упругим свойствам) земной коры и верхней мантии океанических пространств в горизонтальном направлении. Такие неоднородности имеют самые разные масштабы и связаны с разными горизонтами земной коры и верхней мантии. Помимо этого мы можем вполне уверенно говорить о различиях в мощности и внутреннем строении коры разнообразных подводных структур, относительных поднятий и прогибов, многих отдельных котловин, хребтов, подводных плато. Таким образом, результаты геофизических исследований хорошо согласуются с мнением ряда геологов о существенных различиях в структуре отдельных областей Тихого океана. Наиболее четко это мнение сформулировано Ю. М. Пущаровским, который считает, что неоднородности в структуре крупных областей ложа Тихого океана должны быть обусловлены «различной историей тектонического развития крупных частей океана, причем в течение достаточно длительного отрезка геологического времени» (Пущаровский, 1972, стр. 188), а потому считает необходимым от старого общего подхода к истории развития океанского ложа перейти к новому подходу — «к дифференцированному рассмотрению тектонической истории отдельных частей его» (там же). Как мы далее убедимся, целый ряд выводов Ю. М. Пущаровского и других геологов — о возрасте отдельных частей Тихого океана, о перестройке структурного плана океанского дна в ходе геологической истории и т. п. — находит свое подтверждение и при анализе геофизических материалов. Обратимся непосредственно к данным геофизических исследований.

Наиболее крупные плотностные неоднородности обнаружены с помощью искусственных спутников. По наблюдениям орбит таких спутников составлены карты превышения геоида над эллипсоидом со сжатием $1/298,3$. В западной части океана эти превышения положительны и достигают $+60$ м, в восточной они отрицательны — до -59 м. По мнению А. Г. Гайнанова и П. А. Строева (1969), такая картина объясняется, скорее всего различиями в плотности вещества верхней мантии: на западе следует предполагать аномально высокую плотность, на востоке — аномально низкую. По-видимому, эти аномальные по плотности слои мантии располагаются на достаточно больших глубинах, а не непосредственно под поверхностью Мохоровичича, как предполагалось ранее. Более того, возможно, что в самых верхах мантии соотношение плотностей обратное: относительно менее плотные массы подстилают кору западной части Тихого океана, относительно более плотные располагаются на востоке. Доказательством тому служит статистический анализ сейсмических данных (если допустить существование прямой зависимости между плотностью и упругими свойствами вещества верхней мантии). Расчет средних скоростей на границе Мохоровичича по пройденным к настоящему времени сейсмическим профилям приводит к следующим цифрам. В восточной части Тихого океана средняя скорость продольных волн составляет $8,29$ км/сек, в западной — $8,20$ км/сек, а если учитывать

Средние скоростные колонки земной коры Тихого океана в целом и отдельных его участков

Район	осадки		2-й слой		3-й слой		сред. мощн. коры, км	сред. скор. на гр. Мохо, км/сек
	сред. мощн., км	сред. скор., км/сек	сред. мощн., км	сред. скор., км/сек	сред. мощн., км	сред. скор., км/сек		
Тихий океан в целом (по Г. Г. Шору мд. и Р. У. Райту, 1972)	0,3	1,5—3,4	1,4	5,16	4,7	6,77	6,4	8,15
Западная часть	0,92	2,37	1,91	5,02	5,74	6,80	8,3	8,20
Подводные поднятия	1,04	2,59	3,06	5,40	6,03	6,85	10,1	8,12
Котловины (в среднем)	0,85	2,15	1,55	4,91	5,40	6,76	7,8	8,28
Северо-Западная	0,50	—	1,20	4,85	5,53	6,60	7,2	8,30
Центральная	0,57	—	2,18	5,06	4,83	6,81	7,6	8,33
Меланезийская	0,34	2,0	3,00	5,06	5,82	6,89	9,1	8,10
Филиппинская	1,04	2,79	1,10	4,75	4,34	6,77	6,5	8,37
Коралловое море	1,56	2,58	1,48	4,84	8,28	6,61	11,3	8,34
Южно-Фиджийская	0,96	2,15	1,56	5,18	6,18	6,90	8,7	8,24
Тасманово море	1,65	2,42	4,0	5,58	—	—	8,0	7,85
Восточная часть (Северо-Восточная котловина)	0,26	2,02	1,01	5,14	4,52	6,71	5,8	8,29

данные только по котловинам, исключив подводные хребты и поднятия, — то 8,28 км/сек. В то же время трудно найти иное объяснение наблюдаемым отклонениям геоида от эллипсоида, чем предложенное А. Г. Гайнановым и П. А. Строевым. Остается предположить связь аномалий плотности с более глубокими слоями верхней мантии.

Указанное различие между западной и восточной частями Тихого океана четко коррелирует с особенностями их рельефа и глубинным строением земной коры¹.

На западе акватории располагается целый ряд более или менее обособленных котловин, разделенных относительными поднятиями океанического дна (разной амплитуды, формы и ориентации). За условную границу между котловинами и поднятиями мной принята изобата 4000 м. В соответствии с рельефом дна аномальное поле силы тяжести достаточно четко дифференцировано: согласно имеющимся данным (Strange, 1962; Агапова и др., 1969; Гайнанов, Строев, 1969^{1,2}; Делингер, 1972, и мн. др.), котловинам соответствуют аномалии от 350 мгл и выше в редукции Буге, в районах поднятий величина аномалий Буге уменьшается до 200 мгл и менее. Средняя скоростная колонка для этой части дна океана (см. таблицу) отличается от стандартной океанической колонки относительно большей мощностью каждого слоя и коры в целом. Это отличие обусловлено обилием поднятий со сравнительно мощной корой, а кора котловин западной части ближе к стандартной.

Почти всю восточную часть Тихого океана занимает огромная Северо-Восточная котловина, рельеф дна которой осложнен колоссальными по протяженности уступами — зонами разломов Мендосино, Пайонир и др. Северо-Восточная котловина характеризуется слабо дифференцированным гравитационным полем в редукциях Буге и Фая. Поле осложняется лишь на юго-востоке, где протягивается Восточно-Тихоокеанское поднятие с отходящими от него на восток подводными хребтами. Последние разделяют этот участок акватории на несколько котловин. Средняя скоростная колонка земной коры восточной части Тихого океана близка к стандартной и отличается от нее только несколько меньшей мощностью 2-го слоя.

¹ Расположенная на юге океана Южная котловина в настоящей статье не рассматривается, поскольку по этой части дна имеется пока крайне мало геофизических данных.

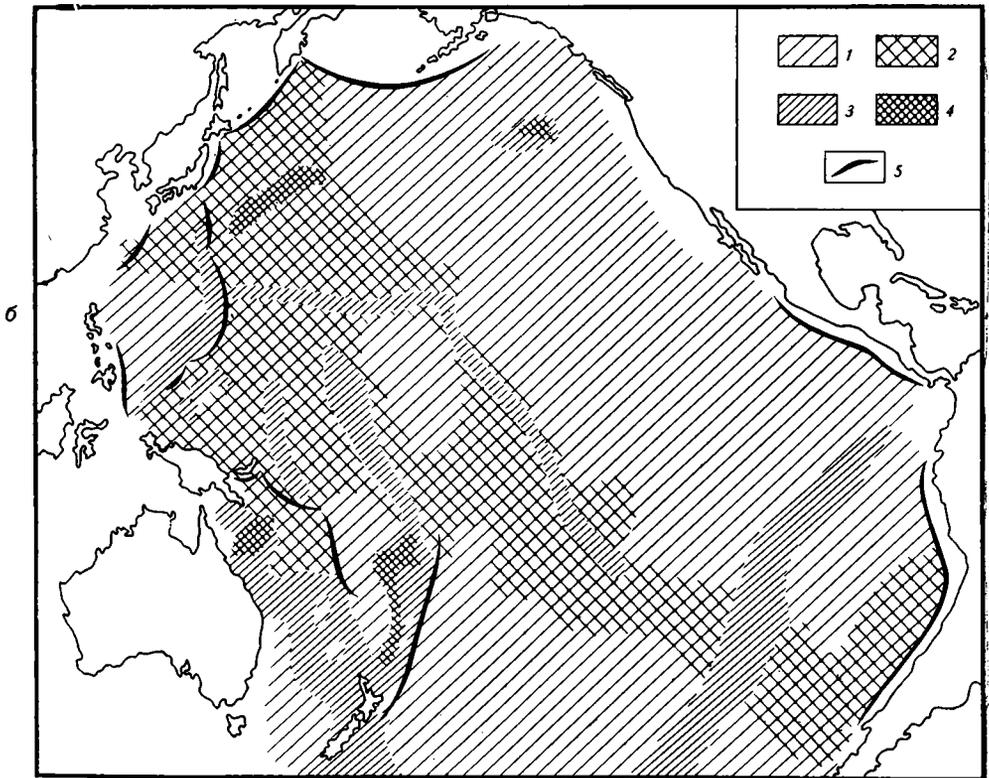
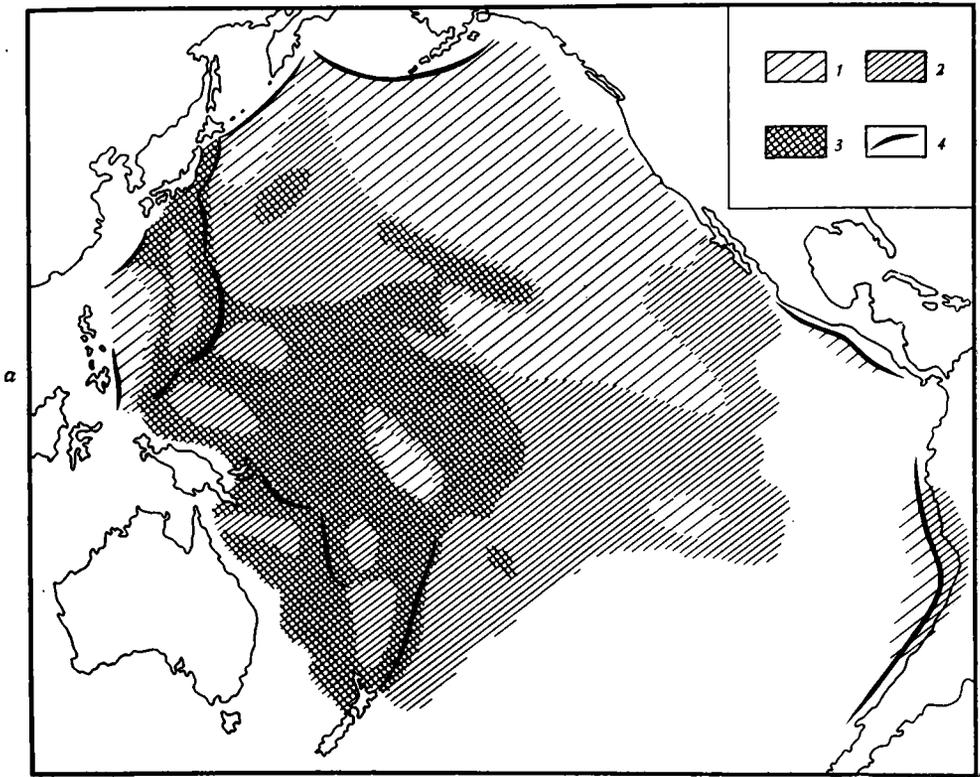


Рис. 1. Схемы глубинного строения земной коры Тихого океана.
a — мощность второго океанического слоя: 1 — менее 1 км; 2 — 1–2 км; 3 — более 2 км; 4 — глубоководные желоба. *б* — Мощность третьего океанического слоя. 1 — менее 5 км; 2 — от 5 до 7 км; 3 — от 7 до 9 км; 4 — более 9 км; 5 — глубоководные желоба

Послойную структуру коры легче всего проследить по схемам мощности каждого слоя. Для рыхлых осадков такая схема составлена В. В. Здоровениным (1974). В соответствии с характером подводного рельефа западная часть Тихого океана отличается обилием участков с резко дифференцированной мощностью осадочного чехла, средняя его мощность выше, чем на востоке. На большей части Северо-Восточной котловины рыхлые осадки имеют малую (менее 100 м) мощность. В экваториальной зоне располагается огромный пологий субширотный прогиб акустического фундамента, выполненный рыхлыми осадками. Мощность последних в центральной зоне прогиба достигает 600 м. Резкая дифференциация осадочного чехла по мощности наблюдается только в заливе Аляски и на локальных участках к северу от Гавайского хребта. На рис. 1 представлены схемы мощности 2-го и 3-го океанических слоев, составленные по данным ГСЗ.

Вследствие неравномерной изученности степень достоверности этих схем, так же как и таблицы, различна на разных участках, и их следует рассматривать лишь в качестве первого приближения. Тем не менее уже по этим данным мы можем заключить, что внутренняя структура коры Тихого океана отнюдь не единообразна, она значительно сложнее на западе, причем в расположении, конфигурации и ориентировке областей с различной мощностью каждого из трех слоев земной коры не наблюдается какой-либо пространственной закономерности. Таким образом, отчетливо проявленная на тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970) асимметрия в строении дна Тихого океана — отличие восточной и западной частей — находится в полном соответствии с внутренним строением земной коры.

Отметим также, что граница между западной и восточной частями дна океана четко проявляется не только в рельефе, но и в глубинной структуре коры. Развитые на востоке крупные флексуры, чаще всего интерпретируемые в последнее время как выходы на поверхность трансформных разломов, затухают в западном направлении и не прослеживаются в западной части экватории. Исключение представляет только разлом Меррей, который пересекает Гавайский хребет и, возможно, обуславливает изгиб хребта Маркус-Неккер.

Рассмотрим теперь несколько подробнее строение коры западной части Тихого океана. Приведенные средние скоростные колонки для нескольких наиболее хорошо изученных котловин (см. таблицу) наглядно демонстрируют разницу в мощности и внутренней структуре их коры.

В первую очередь обращает на себя внимание своеобразие земной коры южного сегмента, т. е. котловин у восточного побережья Австралии. Наиболее специфична по мощности и внутреннему строению кора глубоководной части Кораллового моря. Граница Мохоровичича прослежена здесь на глубине порядка 15,5 км, нижняя половина 3-го океанического слоя характеризуется высокими скоростями, а в верхней половине скорость несколько ниже стандартной. Относительно низкие скорости наблюдаются и во 2-м океаническом слое. Осадочный чехол Кораллового моря имеет четко выраженное двухслойное строение. Мощный 3-й слой протягивается от Кораллового моря к юго-востоку, в пределы Южно-Фиджийской котловины, где он характеризуется достаточно высокими скоростями продольных волн (на отдельных участках выше 7,0 км/сек), однако такого его расслоения, как в Коралловом море, не наблюдается. 2-й слой земной коры Южно-Фиджийской котловины близок по мощности ко 2-му слою коры Кораллового моря, но скорость в нем заметно выше. Осадочный слой имеет и меньшую мощность и более низкую скоростную характеристику. В отличие от Кораллового моря он, по-видимому, однослойный.

По Северо-Фиджийской котловине, отделенной от Кораллового моря дугой и желобом Новых Гебрид, а от Южно-Фиджийской — хребтом

Хантера, данных ГСЗ очень мало, но те, которые есть, показывают значительное утонение земной коры за счет в основном 3-го слоя. На этом основании на рис. 1, б Северо-Фиджийская котловина показана как участок относительно тонкого 3-го слоя.

Тасманово море, расположенное на крайнем юго-западе Тихого океана, изучено также слабо, но при этом в северной его части двумя сейсмическими профилями обнаружено крайне своеобразное строение земной коры. Согласно этим данным, типичный 3-й слой здесь отсутствует, на границе Мохоровичича наблюдаются низкие скорости продольных волн, кора состоит из довольно мощного осадочного слоя и 4-километровой толщи со значением скорости $5,58 \text{ км/сек}$. Природа последней совершенно неясна: по скоростной характеристике этот слой близок к «гранитному» слою континентов, по мощности и положению в глубинном разрезе земной коры его следует сравнивать скорее с 3-м океаническим слоем. Оба рассматриваемых профиля обработаны одной экспедицией, и каких-либо контрольных сейсмических данных нет. Это обстоятельство не дает полной уверенности в точности полученных сведений, поэтому обсуждать особенности строения земной коры Тасманова моря с точки зрения ее возможного генезиса было бы преждевременно. Однако из всех рассмотренных данных одно несомненно: земная кора юго-западного сегмента Тихого океана имеет сложное мозаичное строение. Каждая из четырех расположенных здесь изометричных котловин по глубинному строению земной коры существенно отлична от остальных. Таким образом, мы получаем прямое подтверждение выводов, к которым пришли ранее многие исследователи на основании геологических и гравиметрических данных, результатов изучения особенностей рельефа морского дна и первых сведений о характере дисперсии поверхностных волн в рассматриваемой части океана (Удинцев, 1960, 1972; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Hess, Maxwell, 1953; Crust of the Pacific Basin, 1962; Heesen et al., 1966; Houtz et al., 1967, и мн. др.).

Севернее, в экваториальной зоне западной части Тихого океана, располагается ряд котловин — от Западно-Каролинской до Центральной, размеры которых возрастают в восточном направлении. Строение коры изучено только в Меланезийской и Центральной котловинах, по остальным имеются данные единичных профилей, не достигших поверхности Мохоровичича. Кора Меланезийской котловины характеризуется довольно мощными 2-м и 3-м слоями, которые утоняются к востоку и юго-востоку в пределы Центральной и Северо-Фиджийской котловин, соответственно. Материалы гравиметрических исследований позволяют предполагать, что аналогичное утонение коры происходит и в западном направлении. Для 2-го слоя такое предположение подтверждается сейсмическими данными: в Западно-Каролинской котловине этот слой имеет мощность порядка 2 км против 3 км в Меланезийской котловине. Мощность осадков в котловинах экваториальной зоны варьирует в пределах $0,2—0,6 \text{ км}$, т. е. в целом довольно стабильна.

Таким образом, Меланезийская котловина представляет собой изометричный по форме участок утолщенной коры. На его периферии сосредоточено огромное количество рифовых построек — от мелких подводных рифов, до крупных островов — Маршалловых, Гилберта и др.

Для северной группы котловин — Северо-Западной, Филиппинской, Западно- и Восточно-Марианских — характерно сходство ряда параметров, определяющих внутреннее строение коры: в них примерно равны мощность 2-го слоя, его скоростные характеристики близки скорости продольных волн в 3-м слое и на поверхности Мохоровичича. Основные различия заключаются в разной мощности осадочного и 3-го слоев: первый из них увеличивается по мощности с запада на восток, второй, напротив, с востока на запад.

В целом для котловин западной части Тихого океана отыскать какую-либо закономерность в пространственных изменениях глубинной структуры коры не удастся. Можно лишь отметить увеличение степени дифференцированности коры с севера на юг.

Данные ГСЗ по подводным поднятиям западной части Тихого океана представлены на рис. 2 в виде сводных разрезов. Как легко видеть, поднятия, как и котловины, различаются мощностью и внутренней структурой коры. В зависимости от соотношения основных слоев (2-го и 3-го) выделяются следующие разновидности поднятий, пространственное расположение которых показано на рис. 3.

1. Поднятия, кора которых утолщена за счет 2-го и 3-го слоев. К ним относятся островные дуги северо-запада Тихого океана, включая Филиппинскую, дуги Марианская и Тонга-Кермадек, а также подводные поднятия, на которых располагаются острова Маршалловы, Гилберта, Соломоновы, Новые Гебриды. Для окраинных дуг характерно, кроме того, присутствие в составе коры слоя с «гранитными» скоростями (5,7—6,1 км/сек).

2. Поднятия, кора которых утолщена только за счет 3-го слоя. Это хребты Лайн, Маркус-Неккер, Каролинский, поднятия Фиджи и Туамоту, валы Эаурипик и Капингамаранги.

3. Поднятия с утолщенным вторым слоем — хребты Императорский, Гавайский и Кюсю-Палау, поднятие островов Кука и Тубуан. Третий океанический слой под этими структурами прогнут, но, как правило, сохраняет ту же мощность, что и под прилежащими участками котловин. Лишь под наиболее крупными островами Гавайской группы 3-й слой имеет повышенную мощность.

4. Хребты Лорд-Хау и Норфолк отличаются близким сходством своей коры с континентальной, а разделяющая их Ново-Каледонская котловина имеет типично океаническую кору. Эта особенность глубинного строения коры указанных структур отмечалась ранее многими исследователями (Houtz et al., 1967; Heezen et al., 1966; Shor et al., 1971; Пушаровский, 1967, 1972 и др.). Такая же кора — с «гранитным» слоем вместо второго океанического — обнаружена и в северной части филиппинской котловины.

5. Наконец, своеобразна кора поднятия Шатского. В нижней ее части присутствует слой со скоростями продольных волн 7,3—7,6 км/сек.

По данным Г. Менарда и Л. Лафайетта (Maunard, Lafayette, 1970), Д. Г. Успенского (Uspensky, 1972), Г. Х. Саттона и др. (Sutton et al., 1970), слой со скоростями того же порядка обнаружен в виде линз в глубоком океане между Маршалльскими и Гавайскими островами, под отдельными участками Гавайского хребта и в районе развития гайотов на месте предполагаемого бывшего поднятия Дервина. Согласно оценкам Г. Х. Саттона и его соавторов, мощность этого слоя на перечисленных участках в среднем составляет 3,1 км. Под Коралловым морем он несколько мощнее. Таким образом, широко распространенное мнение о том, что наличие в составе земной коры слоя с промежуточными (между 3-м океаническим и верхней мантией) значениями скоростей — специфика рифтовых зон срединно-океанических хребтов, оказывается ошибочным. «Высокоскоростной базальт» (или «коромантийная смесь») достаточно широко распространен в пределах Тихого океана и входит в состав

Рис. 2. Свободные сейсмические разрезы подводных поднятий с разным типом строения земной коры:

а — Марианский хребет (по Murauchi et al., 1968); б — хребет Кюсю-Палау (по Murauchi et al., 1968); в — хребет Лорд-Хау и Норфолк (по Shor et al., 1971); г — хребет Эаурипик (по Den et al., 1971); д — хребет Шатского (по Den et al., 1969). Разрезы построены в едином масштабе; цифры по горизонтальной оси соответствуют номерам сейсмических профилей, цифры на разрезах — скорости продольных сейсмических волн в км/сек

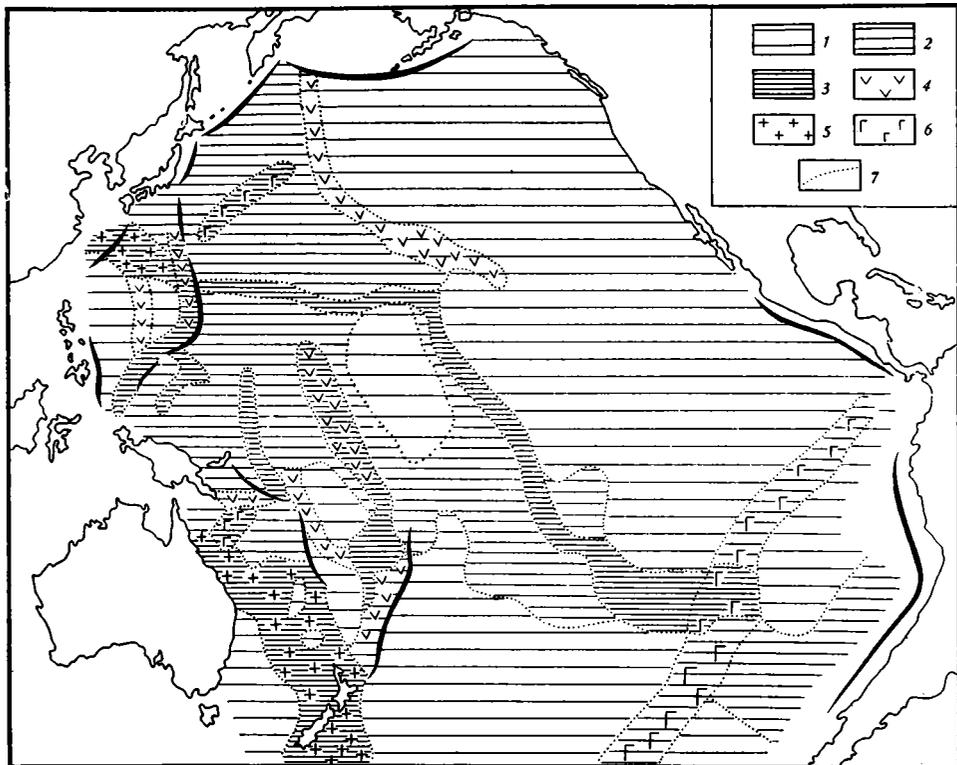


Рис. 3. Схема глубинной структуры земной коры Тихого океана.
 1—3 — мощность третьего океанического слоя: 1 — менее 5 км, 2 — от 5 до 7 км, 3 — более 7 км; 4 — подводные поднятия с резко повышенной мощностью второго океанического слоя; 5 — участки, в состав земной коры которых входит слой со скоростями порядка 6,0 км/сек; 6 — участки с двухслойным строением третьего океанического слоя; 7 — условные границы между структурами с различным глубинным строением коры

земной коры как некоторых подводных поднятий, так и глубоководных участков океана. Подошва этого слоя характеризуется значениями скоростей продольных волн примерно 8 км/сек и уверенно интерпретируется как поверхность Мохоровичича.

Из приведенных скоростных колонок, разрезов и схем следует, что земная кора Тихого океана имеет сложную глубинную структуру, описать которую можно с помощью слоисто-блоковой или слоисто-глыбовой модели. Такие модели предложены для Тихого океана и отдельных его участков рядом исследователей, большинство из которых считают, что блоки земной коры уходят своими корнями в верхнюю мантию на сотни километров. Так, например, Ю. Я. Ващилов и А. Г. Гайнанов (1968) на основании качественного и количественного анализов гравитационного поля пришли к выводу о слоисто-блоковой структуре коры и верхней мантии до глубин порядка 220 км. С такой моделью согласуется и сложный характер магнитного поля внутренних частей акватории Тихого океана. Разумеется, расчеты такого рода в достаточной мере условны, однако что касается самой коры, то для нее слоисто-блоковое строение и пестрое мозаичное расположение блоков можно, по-видимому, считать установленным, во всяком случае в западной части океана.

В восточной части Тихого океана картина глубинного строения земной коры значительно проще. Как уже упоминалось и как видно по схемам, приведенным на рис. 1, вся Северо-Восточная котловина характе-

ризуется практически однородной типично океанической корой. Лишь на севере котловины двумя профилями ГСЗ (Тихий океан. Геофизика..., 1974) обнаружен участок с аномально мощной корой. На этом участке, расположенном между 152 и 155° западной долготы к северу от разлома Мендосино мощность земной коры оценена величиной 9,0—15,0 км. Общая мощность коры повышена за счет утолщения только 3-го океанического слоя, что плохо согласуется с представлением о скупивании земной коры в результате левостороннего сдвига по разлому Мендосино, хотя если бы такой процесс происходил, то общее увеличение мощности коры должно было бы быть именно такого порядка. Но при этом осталось бы непонятным крайне слабое проявление предполагаемого скупивания земной коры в рельефе океанического дна и, напротив, очень значительное в рельефе подошвы коры, а также отсутствие сколько-нибудь существенных увеличений мощности коры в соответствующих крыльях остальных разломов. Сомнителен, наконец, и скоростной разрез, полученный на рассматриваемых профилях: осадочный слой — скорость 2,0 км/сек, мощность 2 км; в остальной части коры скорость 6,2 км/сек, мощность 7—13 км, на границе Мохо скорость 9,0 км/сек. Аналогов такого разреза нет ни в одном другом районе Тихого океана.

Материалы, полученные на всех остальных профилях ГСЗ в Северо-Восточной котловине, свидетельствуют об однородном строении ее коры по мощности и внутренней структуре.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы глубинного сейсмического зондирования подтверждают принципиальные отличия строения коры западной и восточной частей Тихого океана. Относительно тонкая и однородная на востоке акватории кора сменяется в западной части более мощной (в среднем) и сравнительно резко дифференцированной. Если, как предполагает Ю. М. Пушаровский (1972), эти отличия обусловлены разницей в геологической истории развития обеих частей дна океана, то все сведения, проливающие свет хотя бы на отдельные этапы развития земной коры, приобретают первостепенное значение. К сожалению, таких сведений ничтожно мало. Это в первую очередь данные глубинного бурения и результаты исследований методом отраженных волн (МОВ), непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и сходных с ними.

С помощью глубинного бурения в принципе можно было бы восстановить всю геологическую историю Тихого океана с момента его формирования, но это требует во много раз более густой сети скважин, с одной стороны, и бурения до 3-го океанического слоя — с другой. Современные же возможности бурения позволяют достигнуть в лучшем случае 2-го океанического слоя и войти в него на первые сотни метров, а в Тихом океане скважинами пока вскрыты лишь несколько метров 2-го слоя. Возраст основного 3-го океанического слоя пока неопределен, и вопрос о времени образования Тихого океана и отдельных его частей остается открытым. Возраст базальтов, образующих верхнюю часть 2-го океанического слоя, вряд ли можно отождествлять с возрастом океанической коры. По мнению большинства исследователей, 2-й слой в океанах представляет собой переслаивание базальтовых лав с осадками, т. е. он формировался на протяжении длительного времени и структура его отражает чередование вспышек интенсивной магматической деятельности и периодов сравнительно спокойного осадконакопления. При такой интерпретации возраст базальтов в кровле 2-го слоя отвечает, очевидно, времени окончания последнего периода интенсивного подводного вулканизма¹.

¹ Термин «возраст основания», употребляемый в отчетах о глубинном бурении, представляется неправильным, поскольку он искажает смысл явления.

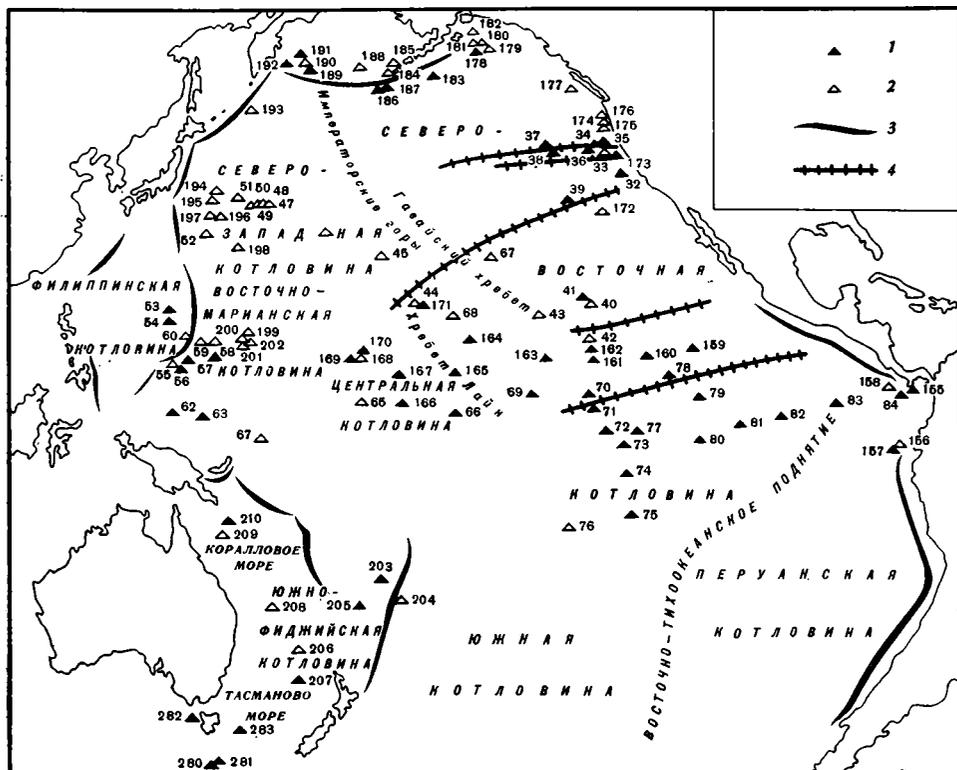


Рис. 4. Схема расположения скважин глубинного бурения в пределах Тихого океана (по Initial Rep. ..., V—IX, XVI—XXI, XXIX):
 1 — скважины, вскрывшие акустический фундамент; 2 — скважины, не дошедшие до акустического фундамента; 3 — глубоководные желоба; 4 — крупнейшие разломы

Как показывают материалы глубинного бурения, на разных участках Тихого океана этот период закончился в разное время. Однако, прежде чем перейти к рассмотрению данных по скважинам, необходимо попытаться оценить их достоверность и выяснить причины возможных ошибок. В Тихом океане пробурено 124 скважины (рис. 4), из которых только половина (62 скважины) достигли акустического фундамента. При этом оказалось, что последний далеко не всегда может быть отождествлен с кровлей 2-го океанического слоя. В ряде случаев роль акустического фундамента играют кремни или уплотненные и дислоцированные осадки, но даже там, где это базальты (в 43 скважинах), их далеко не всегда можно интерпретировать как кровлю 2-го слоя. В нескольких случаях (скв. 62, 81, 82, 83, 280, 285) уверенно установлена интрузивная природа вскрытых базальтов — по обожженному верхнему контакту и данным абсолютного возраста; 13 скважин вошли в базальты только на несколько сантиметров, и керны этих пород не получены; довольно часто скважины проходят по базальтам лишь первые метры, и если при этом соответствующая сейсмическая граница раздела выражена нечетко, нет уверенности, что вскрыта именно кровля 2-го слоя, а не магматический прослой внутри осадочной толщи, подобный прослоям, вскрытым скважинами 68, 69 и 71 (рис. 5). Однако даже если исключить все сомнительные случаи и рассматривать данные только тех скважин, которые с достаточной долей достоверности можно считать вошедшими во 2-й океанический слой, то и тогда не все сведения о возрасте подошвы осадков можно будет переносить на кровлю 2-го слоя. Дело в том, что на целом ряде участков дна Тихого океана кровля базальтов (го-

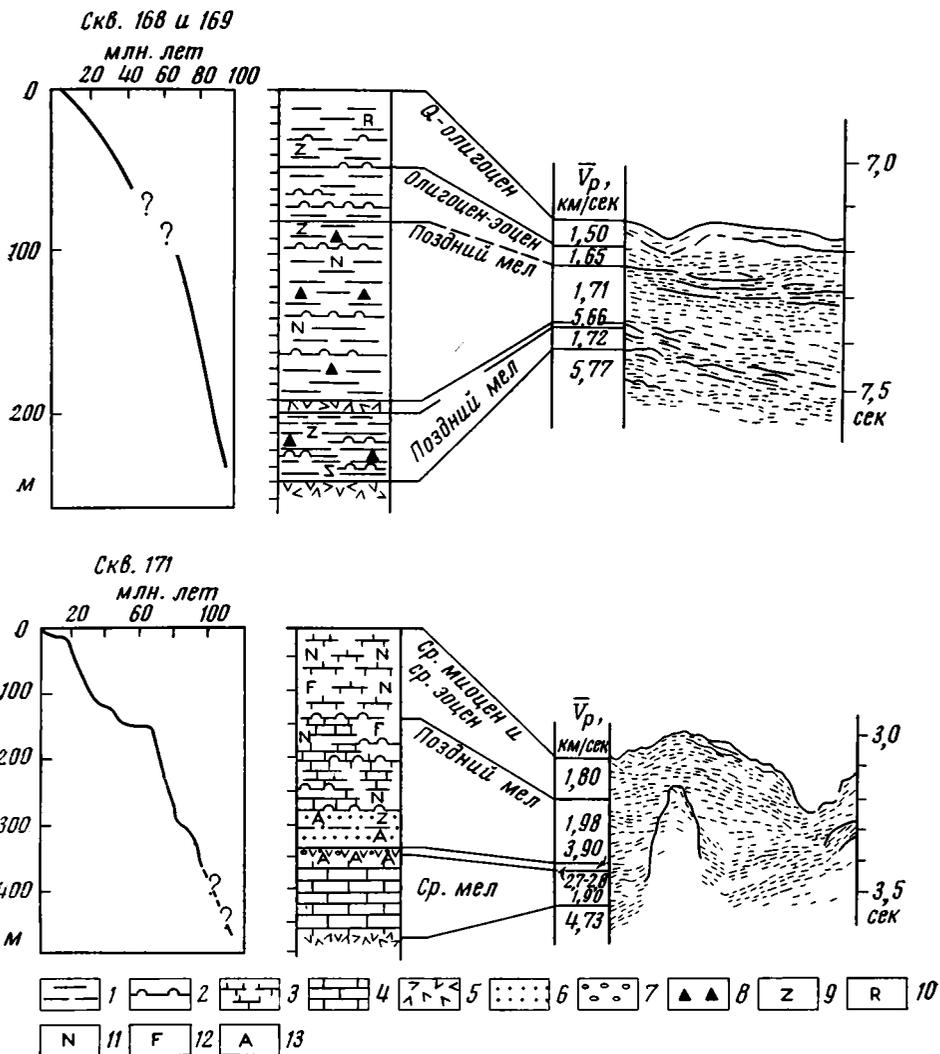


Рис. 5. Геологические и сейсмические разрезы скважин 168 и 169 и скв. 171 (по Initial Rep. ... I—XVII):

1 — глины; 2 — радиоляриевые илы; 3 — мел; 4 — известняки и доломиты; 5 — базальт; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — кремни; 9 — цеолиты; 10 — радиолярии; 11 — наннопланктон; 12 — фораминиферы; 13 — вулканические пеллы, туфы

ризонт В) имеет крайне сложный рельеф и изобилует пиками и хребтами, впадины между которыми выполнены горизонтально или субгоризонтально залегающими осадками (см. ниже). В зависимости от места бурения (скважина на вершине базальтового пика, на склоне его или в центре впадины) возраст древнейших осадков может оказаться различным. Это соображение заставляет с осторожностью относиться к оценкам возраста древнейших осадков на участках с особенно сложным рельефом горизонта В — в районах близ Алеутской и Курильской островных дуг, у побережья Аляски и Северной Америки, на некоторых участках в центральной части Тихого океана и т. д.

Все перечисленные выше причины возможных ошибок действуют одинаково, неучет каждой из них может привести только к «омо-

ложению» базальтов кровли 2-го океанического слоя. Поэтому, рассматривая вопрос о времени окончания формирования этого слоя, мы должны иметь в виду, что оценки, основанные на данных бурения, — это лишь верхний возможный предел, а истинный возраст 2-го слоя может быть и древнее.

Обратимся теперь непосредственно к материалам глубинного бурения. Расположение скважин в пределах Тихого океана позволяет провести некоторые сопоставления. Прежде всего не вызывает сомнений разница во времени окончания интенсивной магматической деятельности в западной и восточной частях акватории. На западе во всех скважинах, достигших кровли базальтов, за исключением скважин, пробуренных в областях молодого вулканизма, возраст базальных осадков не моложе верхнего мела. Это 8 скважин в Центрально-Тихоокеанской котловине и ее обрамлении (№ 66, 164—167, 169 и 171) и скважина на севере Императорского хребта (№ 192). Верхнемеловые и более древние отложения вскрыты и в большинстве скважин, не дошедших до подошвы осадочной толщи. Это скважины, пробуренные в Северо-Западной и Восточно-Марианской котловинах, на хребтах Лорд-Хау и Маркус-Неккер, а также скважина на западе Южно-Тихоокеанской котловины близ желоба Тонга. В областях молодой вулканической активности — у островных дуг Алеутской, Марианской, Каролинской, Тонга-Кремадек — возраст базальных осадков много моложе — миоценовый и олигоценый. У северо-восточного побережья Австралии на плато Квинсленд скважинами вскрыты отложения среднего и раннего эоцена. Роль акустического фундамента здесь играет поверхность турбидитов. Горизонт В не достигнут, но очевидно, что возраст образующих его базальтов доэоценовый.

В восточной части Тихого океана по скважинам, пробуренным вдали от континента, возраст базальных осадков в огромном большинстве случаев определяется как олигоценый или эоценовый. Только в двух скважинах (№ 163 и 164) вскрыты более древние — меловые базальты. В пяти скважинах, достигших акустического фундамента (№ 79—83), древнейшие осадки имеют миоценовый возраст. Однако в трех из этих скважин (№ 81—83) базальты интрузивные, а в остальных двух керны основания не получены, т. е. эти данные относятся к наиболее сомнительным. На участках близ континентальных побережий базальты кровли 2-го океанического слоя имеют возраст не древнее олигоцена, а чаще всего (у Центральной Америки и Аляски) плиоценовый. В нескольких скважинах, не достигших горизонта В, возраст осадков хорошо коррелирует с возрастом в ближайших скважинах, прошедших весь осадочный разрез.

По имеющимся сейчас материалам бурения намечается определенная закономерность в площадном развитии базальтовых эффузивов разного возраста в южной, наиболее хорошо изученной части Северо-Восточной котловины. Западнее 150° зап. долг. (скв. 163 и 164) возраст базальтов меловой; в сравнительно узкой полосе между 130° и 140° зап. долг. вскрыты базальты палеоцена (скв. 39), нижнего (скв. 41, 161, 162), среднего (скв. 74) и верхнего (скв. 75) эоцена. Восточнее 130° зап. долг. осадочные толщи подстилаются базальтами олигоцена (нижний олигоцен — скв. 159, 160, 172, верхний — скв. 80). Более молодые эффузивы — ниже-, средне- и верхнемиоценового возраста — обнаружены только прибрежными скважинами в восточных окончаниях Кокосового хребта (скв. 84, 155, 158) и вала Карнеги (скв. 157), а также у побережья Северной Америки в районе разлома Мендосино (скв. 36). Последний участок характеризуется особенно резко расчлененным рельефом акустического фундамента, поэтому данные о возрасте базальтов, вскрытых скв. 36, могут оказаться сильно завышенными (глубина проходки скважины 115 м, определений абсолютного возраста базальтов не опублико-

вано). Таким образом, к концу олигоцена магматическая деятельность в пределах Северо-Восточной котловины практически заканчивается, и лишь в южной части поднятия Альбатрос вплоть до среднего миоцена включительно продолжается внедрение базальтовых интрузий (скв. 81—83).

Более детальный анализ провести трудно ввиду крайне неравномерного (см. рис. 4) распределения скважин. В Северо-Восточной котловине последние сконцентрированы в основном к югу от 20° сев. шир., а севернее пробурено всего 4 скважины, не считая прибрежных. На огромной части котловины — от Императорского и Гавайского хребтов, примерно до 140° зап. долг., — бурение не производилось. Вполне возможно, что более густая сеть скважин даст материалы для существенного пересмотра наших теперешних представлений о распределении разновозрастных базальтов по площади. Однако имеющиеся пока данные не дают оснований сомневаться в массовых излияниях базальтов в Северо-Восточной котловине на протяжении палеоцена — олигоцена и резком сокращении масштабов этого процесса к началу миоцена.

На западе глубинным бурением более или менее хорошо изучены Центральная и Северо-Западная котловины, причем в пределах последней горизонт В не достигнут ни одной скважиной. В остальных котловинах бурение либо не проводилось, либо имеются данные единичных скважин.

Сопоставляя результаты, полученные в скважинах Центральной и Северо-Западной котловин, легко убедиться в следующем. Если в Центральной котловине юрский и меловой возраст имеют осадки, непосредственно перекрывающие 2-й океанический слой (скв. 66, 165—170), то в Северо-Западной котловине отложения такого возраста вскрываются уже в верхней части осадочного разреза. Так, на участках бурения скважин 49 и 50 на глубине 20 и 45 м соответственно залегают кремнеземные карбонатные породы титона и неокома, на расположенных рядом участках в осевой части поднятия Шатского также на сравнительно небольших глубинах вскрыты отложения верхнего и нижнего мела (скв. 47, 48, 51), а у подножья поднятия и к югу от него в области с глубинами дна порядка 6000 м и более верхнемеловые осадки обнаружены в 250—400 м под дном котловины (скв. 194—197). Согласно данным МОВ, акустический фундамент на всех указанных участках залегает значительно глубже, а профили ГСЗ, пройденные в непосредственной близости от перечисленных скважин, позволяют оценить среднюю мощность осадочного слоя в этом районе величиной порядка 500 м (Den et al., 1969). Таким образом, мы имеем все основания полагать, что возраст нижних горизонтов осадочного разреза и соответственно подстилающих их базальтов во всяком случае древнее позднеюрского.

Итак, формирование 2-го океанического слоя, т. е. массовые излияния базальтов, закончились в пределах Северо-Западной котловины к поздней юре, в Центральной — в конце раннего — начале позднего мела, в Северо-Восточной — к концу олигоцена. На периферии каждой котловины интенсивный магматизм наблюдался на значительно более поздних этапах. Поздний мел и олигоцен в истории развития Тихого океана явились своеобразными рубежами, на которых произошла резкая смена или сокращение площадей, захваченных массовыми подводными излияниями базальтов. Еще один такой рубеж имел, по-видимому, место где-то перед поздней юрой.

Разница во времени окончания интенсивного магматизма в пределах трех рассмотренных котловин не коррелируется с мощностью 2-го океанического слоя (см. рис. 1 и таблицу): наибольшей мощностью отличается Центральная котловина (более 2 км), для Северо-Западной котловины характерна мощность 2-го слоя от 1 до 2 км, минимальный по мощности 2-й слой (порядка 1 км и менее) подстилает осадочные толщи

Северо-Восточной котловины. Объяснение этому может быть, по-видимому, двоякое: либо 2-й океанический слой в рассматриваемых котловинах формировался на протяжении разных по длительности периодов времени, либо эти котловины различались по интенсивности магматизма и скорости осадконакопления. Вполне вероятно, что в действительности имели место оба указанных фактора.

Интересно отметить также, что средние скорости продольных сейсмических волн во 2-м океаническом слое рассматриваемых котловин находятся в обратной зависимости от возраста 2-го слоя и не коррелируют с его мощностью (таблица): они максимальны (5,14 км/сек) в Северо-Восточной котловине и минимальны (4,85 км/сек) в Северо-Западной. Следовательно, мы не можем однозначно связывать повышение упругих характеристик во 2-м слое с вторичными изменениями, происходящими в нем после окончания его формирования. Не исключено, что наблюдаемая разница в скоростях изначально (полностью или частично) и может быть обусловлена разным соотношением осадочных и магматических пород в его разрезе.

Имея материалы ряда скважин, прошедших всю осадочную толщу, и данные ГСЗ о мощностях и скоростных характеристиках осадочного и 2-го океанического слоев, можно попытаться, хотя бы очень приближенно, оценить возможное процентное содержание осадков внутри 2-го слоя и их максимальный возраст. Скорости продольных волн во вскрытых скважинами базальтах кровли акустического фундамента и в базальтовых прослоях внутри осадочного чехла варьируют в пределах от 4,5 до 5,75 км/сек (в среднем $V_{\text{баз}} = 5,2$ км/сек), а в нижней уплотненной части осадочного разреза обычная величина скоростей $V_{\text{ос}} = 3,5—4,0$ км/сек. Для 2-го слоя всех котловин Тихого океана характерно некоторое промежуточное значение скорости (см. таблицу). Зная это значение (V) и мощность 2-го слоя (h), нетрудно рассчитать для каждой котловины общую мощность осадочных прослоев ($h_{\text{ос}}$) внутри 2-го слоя по формуле

$$h_{\text{ос}} = h \frac{V_{\text{ос}} (V_{\text{баз}} - V)}{V (V_{\text{баз}} - V_{\text{ос}})}.$$

Для Северо-Восточной котловины это оказываются первые десятки метров (не более 1—2% от общей мощности 2-го слоя), для Центральной и Северо-Западной — несколько десятков метров, возможно, до сотни (порядка 4—5 и 9—10% соответственно).

Скорость осадконакопления на последнем этапе развития котловины — после окончания массовых излияний базальтов — по данным скважин крайне различна на разных участках и в разные периоды времени — от десятых долей метра до нескольких десятков метров в 1 млн. лет. Так, например, на участке бурения скважины 157 в основании разреза нижнего плиоцена скорость седиментации измеряется величиной 1 м/млн. лет, а в вышележащей плиоценовой толще — 63 м/млн. лет. Экстраполируя определенное значение скорости седиментации на весь период формирования 2-го океанического слоя и зная общую мощность осадочных прослоев в нем, можно вычислить возраст древнейших осадков, захороненных в базальтах, и тем самым оценить время начала образования 2-го слоя. Понятно, что самый древний возраст осадков будет получен при выборе минимальной скорости седиментации. Так, предположив для последней значение 0,1 м/млн. лет, мы получим для возраста древнейших осадочных образований внутри 2-го слоя следующие значения: в Северо-Западной и Центральной котловинах — более 1 млрд. лет, в Северо-Восточной — около 230 млн. лет. Приняв среднюю скорость седиментации равной 1 м/млн. лет, мы приходим к совершенно иным результатам, а именно: в Северо-Западной котловине — около 250 млн. лет, в Цент-

ральной примерно 210 млн. лет и в Северо-Восточной примерно 80 млн. лет.

Объективных оснований для выбора того или иного значения средней скорости осадконакопления в период формирования 2-го слоя нет, поэтому совершенно очевидно, что все вычисления такого рода в лучшем случае могут дать лишь грубо ориентировочные сравнительные сведения. В приведенных выше расчетах не учитывается возможный метаморфизм пород (как осадочных, так и магматических), входящих в состав 2-го слоя. Процесс метаморфизма, как правило, приводит к повышению упругих параметров, и неучет этого обстоятельства также может внести значительную ошибку в результаты вычислений. Тем не менее качественный вывод, следующий из приведенных расчетов и сводящийся к тому, что формирование 2-го океанического слоя началось в западной части Тихого океана намного ранее, чем на востоке, представляется достаточно правдоподобным, поскольку он согласуется с другими геолого-геофизическими данными. Но отсюда следует, что западная половина Тихого океана раньше восточной превратилась в океаническое дно. При этом увеличение размеров акватории вряд ли носило характер равномерного расширения океана в восточном направлении. Анализ как геофизических данных, так и возраста вскрытых при глубинном бурении базальтов свидетельствует о существовании достаточно резких рубежей в истории развития Тихого океана.

Таким образом, основные особенности глубинного строения земной коры Тихого океана находятся в прямой связи с его возрастом. Более мощная и сравнительно резко дифференцированная кора запада Тихого океана представляет собой результат более длительной истории геологического развития этой его части, т. е. находится на более зрелой стадии, чем кора восточной части. Резкая граница между обеими частями дна океана подтверждает длительный перерыв во времени, с момента установления океанического режима на западе до начала формирования океанической коры на востоке. Придя к такому заключению, мы тем самым вслед за рядом геологов признаем следующую направленность развития океанической коры: первичная кора океанов однородна по мощности и внутреннему строению, в ходе своего дальнейшего развития она подвергается переработке, деформируется, дифференцируется по мощности и внутреннему строению. Косвенным подтверждением такого вывода является значительная роль четвертичных движений в формировании современного рельефа дна восточной части Тихого океана и сравнительно слабые проявления этих движений на западе акватории (И. А. Соловьева, в печати).

Наконец, большой интерес представляют некоторые результаты сейсмических исследований методом отраженных волн. В экваториальной зоне Северо-Восточной котловины работами МОВ и глубинным бурением выявлен прогиб подошвы рыхлых осадков, вытянутый в широтном направлении. Начало формирования этого прогиба по данным скважин датируется олигоценом, т. е. прогиб заложился вскоре после окончания массовых излияний эоценовых базальтов, образующих здесь кровлю 2-го слоя. В последующие этапы прогиб разрастается вдоль экваториальной зоны, а его ось несколько смещается к югу. Развитие прогиба, очевидно, продолжается и в настоящее время, но пока он представляет собой лишь поверхностную структуру и не выражен в более глубоких горизонтах коры. Можно предположить, что мы имеем тут подобие котловин западной части Тихого океана в их зародышевом виде. В таком случае заложение рассматриваемого прогиба знаменует переход к новой стадии развития земной коры на востоке океана. Не исключено, что при столь же тщательном изучении других участков Северо-Восточной котловины, в частности ее северной половины, будут обнаружены и другие прогибы акустического фундамента, аналогичные экваториальному.

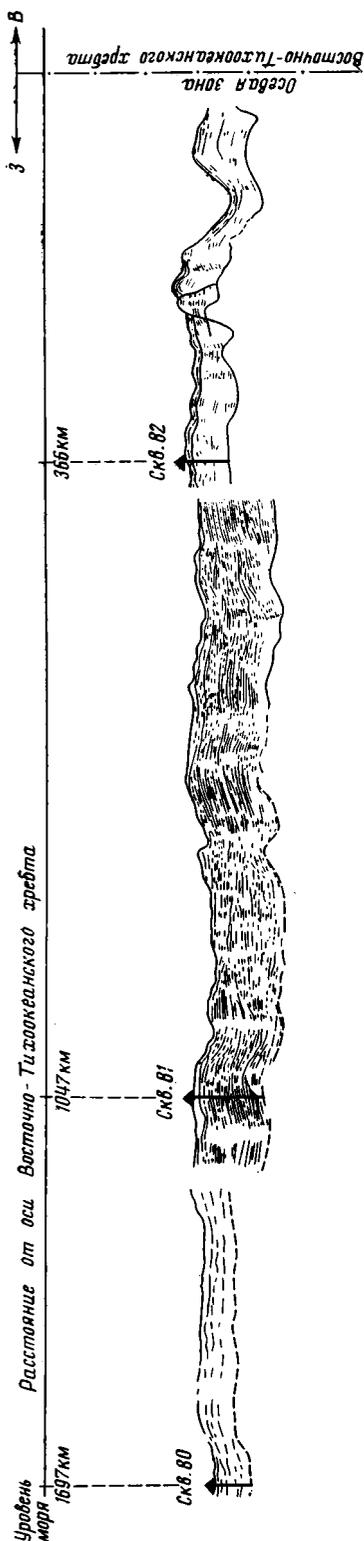


Рис. 6. Сейсмические разрезы осадочной толщи по данным МОВ для участков бурения скв. 80—82 (по Initial Rep. ... IX)

Наиболее детальные исследования МОВ и НСП проведены на участках расположения скважин глубинного бурения. Полученные тут разрезы позволяют судить о характере и типе рельефа подошвы рыхлых осадков (акустического фундамента). Сопоставление этих материалов с рельефом дна, с одной стороны, и с данными бурения — с другой, дает возможность приблизительно оценить возраст последних дислокаций. Тот факт, что акустический фундамент представляет собой разнородную по своей природе границу раздела, для рассмотрения данного вопроса не существует.

Для глубоководных котловин Тихого океана — Северо-Западной, Центральной, Меланезийской, Южной, Южно - Фиджийской, а также для северной половины Северо-Восточной котловины характерно согласное субгоризонтальное залегание подошвы и кровли осадочного чехла и всех границ раздела внутри осадочной толщи. В Каролинской котловине, южной половине Северо - Восточной и на сравнительно небольших участках в Центральной и Северо - Западной котловинах указанные сейсмические границы также залегают согласно, но образуют более или менее пологие складки. На юге Северо-Восточной котловины степень дислоцированности кровли акустического фундамента возрастает с запада на восток и максимальна в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия. Последнее хорошо иллюстрируется сводными сейсмическими разрезами для районов скважин 80—82 (рис. 6). Во всех этих скважинах вскрыт полный разрез осадков от миоцена до плейстоцена включительно, каких-либо перерывов в осадконакоплении не обнаружено. Согласно в целом залегание кровли и подошвы рыхлых осадков и внутренних границ раздела в осадочной толще свидетельствует об очень молодом, очевидно плейстоценовом, возрасте основных деформаций. Выдержанность мощностей осадков каждого возраста указывает на отсутствие сколько-нибудь интенсивных складчатых движений в этом районе в доплейстоценовое время, когда осадки накапливались, по-видимому, на горизонтальной или субгоризонтальной поверхности. Вскрытые в сква-

жинах 81 и 82 базальты представляют собой интрузивные тела, абсолютный возраст которых определяется цифрами от 9,5 млн. лет (скв. 82) до 14 млн. лет (скв. 81). Следовательно, есть основания предполагать, что внедрение интрузий предшествовало началу складчатых деформаций.

Совершенно иная картина наблюдается на юго-западе акватории, в районе хребтов Лорд-Хау и, возможно, Норфолк. Акустический фундамент представлен здесь интенсивно деформированными уплотненными осадками позднего мела. Залегающие выше отложения позднего мела — плейстоцена практически не деформированы. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что на протяжении всего кайнозоя и до настоящего времени данный участок океанического дна, в противоположность району Восточно-Тихоокеанского хребта, не испытывал значительного сжатия.

В районах островных дуг, побережья Северной Америки и подводных поднятий западной части Тихого океана акустический фундамент отличается четко выраженным вулканическим рельефом, но при этом сейсмическая картина в каждом районе достаточно своеобразна.

В пределах подводных поднятий прослеживаются сравнительно редко расположенные пики акустического фундамента, вершины которых в большей или меньшей степени сглажены и выступают над дном океана в виде подводных гор. На участках между горами рельеф дна согласен рельефу акустического фундамента, деформации слабые — пологие складки, на некоторых участках — серии мелких разломов с незначительными по амплитуде вертикальными смещениями по ним.

Акустический фундамент шельфовой зоны Северной Америки, континентального склона и прилежащих участков океанического дна к северу от разлома Мендосино интенсивно дислоцирован, на некоторых участках характер рельефа явно вулканический, однако в отличие от районов подводных поднятий западной части акватории, осадочные толщи повсюду залегают несогласно на подстилающих их породах, что можно рассматривать как свидетельство большей молодости данной вулканической зоны.

Приведенные материалы позволяют заключить, что если в западной части Тихого океана с конца позднего мела и до четвертичного времени включительно не происходило сколько-нибудь существенных складчатых деформаций (за исключением, может быть, локальных участков типа краевых валов и пр.) и характер рельефа кровли и подошвы осадочного чехла определяется главным образом наличием вулканических построек разного возраста, то совершенно иную картину мы видим на востоке. В пределах Северо-Восточной котловины в четвертичное время, видимо, происходили достаточно сильные складчатые деформации с центром в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия. Складчатые структуры, все более выполаживающиеся по мере удаления от хребта, прослежены в рельефе дна и кровле акустического фундамента во всей южной половине котловины.

Итак, четвертичный период ознаменовался на востоке Тихого океана интенсивными тектоническими движениями разных типов, как дизъюнктивными, так и складчатыми, по отношению к которым западная часть дна оказалась более инертной. Необходимо подчеркнуть, что речь идет о тектонических явлениях одного масштаба, охвативших огромные пространства и проявившихся в пределах всех основных структур Северо-Восточной котловины, в сравнение с которыми вряд ли могут идти интенсивные, но сравнительно локальные проявления тектонической активности в западной части Тихого океана (например, миоценовая складчатость в районах островных дуг и др.).

Подводя итоги проведенного анализа геофизических данных и материалов глубинного бурения, попытаемся сформулировать главные выводы.

Земная кора Тихого океана неоднородна по мощности и глубинному строению. При этом четко выявляются неоднородности разных масштабов. Наиболее крупные из них, видимо, имеют свои «корни» глубоко в недрах верхней мантии.

Основные отличия наблюдаются в строении коры западной и восточной частей дна океана. Они обусловлены разницей в геологической истории развития соответствующих пространств, в первую очередь разницей во времени завершения интенсивного магматизма, т. е. окончания формирования 2-го слоя океанической коры.

В восточной части Тихого океана океанический режим установился вряд ли ранее середины мезозоя, формирование 2-го океанического слоя закончилось только в олигоцене. Это и есть скорее всего главная причина сравнительно малой мощности и простой внутренней структуры земной коры данной части дна. В настоящее время здесь происходят активные тектонические движения, обусловившие развитие Восточно-Тихоокеанского хребта как структуры сжатия. Поскольку формирование океанической коры, согласно любой из современных геотектонических гипотез, сопряжено с более или менее значительным растяжением, то возникновение условий сжатия может знаменовать переход к более позднему этапу развития океана.

Земная кора западной части Тихого океана значительно более древняя и, очевидно, находится на более поздней стадии геологического развития. Не исключено, что 3-й океанический слой образовался здесь еще в протерозе, а затем на протяжении длительного времени до верхней юры на севере и до верхнего мела на более южных участках — происходило формирование 2-го океанического слоя. По завершении этого процесса, а может быть, отчасти и в ходе него земная кора претерпела значительную переработку и к настоящему моменту оказалась четко дифференцированной по мощности и внутреннему строению. Новейшие тектонические движения не проявляются здесь в таких грандиозных масштабах, как на востоке экватории, а согласно горизонтальное залегание границ раздела в осадочной толще котловин свидетельствует о длительной обстановке тектонического покоя.

Основные структурные элементы земной коры запада дна океана, как правило, изометричны глубоководные котловины и чаще всего линейные подводные поднятия. Оба типа структур характеризуются своеобразным строением коры, но при этом еще и каждая отдельная структура имеет свою специфику.

Таковы, кратко, главные особенности глубинного строения земной коры Тихого океана. Объяснить их с точки зрения любой из существующих ныне гипотез о происхождении и развитии океанов достаточно трудно, и такая задача выходит за рамки настоящей статьи. Несомненно одно — современная кора Тихого океана со всеми особенностями ее внутренней структуры образовалась в результате длительного, сложного и неравномерного во времени и пространстве процесса, связанного, по-видимому, с процессами, происходящими глубоко в недрах верхней мантии. Можно предположить, что в ходе развития Тихого океана динамическая обстановка в его пределах неоднократно изменялась и условия растяжения сменялись условиями сжатия, по крайней мере в отдельных частях его дна.

Если полученные выводы справедливы, то они могут быть использованы как своего рода критерий для оценки правдоподобности той или иной геотектонической гипотезы.

Литература

Агапова Г. В., Гайнанов А. Г., Калинина Е. П., Строев П. А. Статистические характеристики некоторых морских геофизических профилей. В сб.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1969, вып. 4.

- Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г. Особенности распространения плотностных неоднородностей в земной коре и в верхней мантии.— В сб.: 3-я Научн. отчетн. конф. геол. фак. Моск. ун-та, 1966. Тезисы докл., М., Изд-во МГУ, 1968.
- Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и строение земной коры центральной части Тихого океана.— В сб.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1969, вып. 4.
- Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана.— В сб.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1969, вып. 4.
- Делингер П. Гравитационное поле Тихого океана и его связь с рельефом и геологическим строением.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, м.-б. 1:10 000 000. ГУГК СМ СССР, 1970.
- Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. Пробл. 10. Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Шор Г. Г. мл., Райт Р. У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Anderson Don L. A review of upper mantle seismic data (Abstr.) Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, No. 1.
- The Crust of the Pacific Basin. X Pacific Sci. Congr. Honolulu, 1961. Geophys. Monogr. Richmond, 1962, No. 6.
- Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing J. I., Hotta H., Edgar N. T., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Seismic-refraction measurements in the Northwest Pacific Basin.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 6.
- Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing M., Hotta H., Asanuma T., Yoshii T., Kubotera A., Hagiwara K. Sediments and structure of the Eauripik—New Guinea rise.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 20.
- Heezen B., Glass B., Menard H. The Manihiki Plateau.— Deep Sea Res., 1966, No. 13.
- Hess H., Maxwell J. C. Major structural features of the South-West Pacific; a preliminary interpretation of H. O. 5484, bathimetric chart, New Guinea to New Zealand.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2, New Zealand, 1953.
- Houtz R., Ewing J., Ewing M., Lonardi A. G. Seismic reflection profiles of the New Zealand Plateau — J. Geophys. Res., 1967, 72, No. 18.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. V—IX, XVI—XXI, XXIX. Nation. Sci. Found. Nation. Ocean Sedim. Coring Program.
- Maynard G., Lafayette L. Crystal layer of seismic velocity 6,9 to 7,6 kilometers per second under the deep oceans.— Science, 1970, v. 168, No. 3927.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Ishikawa K., Sato T., Ludwig W. J., Ewing J. I., Edgar N. T., Houtz R. E. Crystal structure of the Philippine Sea.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 10.
- Chor G. G., Kirk H. K., Menard H. W. Crustal structure of the Melanesian Area.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- Sutton G. H., Maynard G. L., Hussong D. M. Widespread occurrence of a High-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys. In: Struct. and Phys. Propert. Earth's Crust. Washington, 1970, p. 193—209.
- Uspensky D. G. Geological interpretation of the gravity data for a profile across the Pacific Ocean.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 32.
- Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E. Horizontal displacements in the Floor of the north-eastern Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 1251—1258.
- Woollard G. P., Strange W. E. Gravity anomalies and the crust of the Earth in the Pacific Basin. In: The crust of the Pacific Basin. Geophys. Monogr. 6, Amer. Geophys. Union, Washington, 1962.

УДК 551.263.03

М. Г. ЛЕОНОВ**ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЭПОХ
ОБРАЗОВАНИЯ ОЛИСТОСТРОМОВ**

Формирование олистостромов связано с проявлением интенсивных тектонических движений, приводящих во многих случаях к образованию покровов. В пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса выделены четыре эпохи олистостромообразования: среднемиоценовая, позднемиоценовая, позднечетвертичная и миоценовая. Тектонические движения, приведшие к образованию олистостромов, проявлялись в узкие интервалы времени, захватывали значительные территории Альпийско-Гималайского пояса и накладывались на различные структурно-формационные зоны, не считаясь с предысторией их геологического развития.

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе геологическая наука требует познания пространственных и временных закономерностей проявления геологических явлений (седиментации, тектоники, вулканизма и т. д.) не только в пределах отдельных регионов, но и на значительных пространствах земного шара, так как без этого трудно, а подчас и невозможно понять суть наблюдаемых явлений.

Одним из методов изучения этих закономерностей является межрегиональная корреляция геологических явлений. Однако часто корреляция сводится к выявлению одномоментных явлений, и исследователи забывают при этом, что методика геологических исследований (в частности, использование палеонтологического метода при определении возраста отложений) не дает возможности установить их строгую одновременность. Геологическая же корреляция предопределяет прежде всего выявление и прослеживание не только событий, заключенных в тесные временные рамки, но и более или менее крупных этапов развития отдельных регионов и Земли в целом.

Одним из наиболее благоприятных объектов для проведения межрегиональной корреляции являются легко диагностируемые и широко распространенные олистостромовые отложения. Образование олистостромов связано с проявлением интенсивных тектонических движений, связанных во многих случаях с возникновением тектонических покровов (в том числе гравитационных). Поэтому изучение олистостромов позволяет провести пространственно-временную корреляцию проявления этапов (фаз) тектонических движений в различных структурно-формационных зонах складчатых областей, выявить их распределение во времени и одновременность или разновременность их проявления в удаленных один от другого районах.

В работе рассмотрены пространственно-временные закономерности распределения мезозойско-кайнозойских олистостромовых образований на территории Альпийско-Гималайского складчатого пояса, и главным образом его западной и центральной частей.

Термины «олистостром» и «олистит», предложенные для обозначения хаотически построенных осадочных комплексов геологом *«Гольф»*

Италия Компани» Г. Флоресом (Flores, 1955), получили широкое признание геологов всего мира. Не буду затрагивать сложных терминологических проблем и обсуждать правомочность применения этих терминов к тем или иным образованиям¹, отмечу только, что в работе под термином «олистостром» я буду понимать пластообразное тело, которое представляет собой хаотически построенный объем породы, несущий во внутреннем строении черты дезинтеграции, транспортировки и захоронения (Лукьянов и др., 1975).

Олистостромы представляют собой комплекс отложений, характерной чертой которого является наличие мощных свалов несортированного глыбового, хаотически нагроможденного материала, ассоциирующегося часто с тонкозернистыми песчано-глинисто-карбонатными осадками. Олистостромы известны среди морских и континентальных отложений, в толщах тонкозернистых и грубообломочных пород. В олистостромах могут быть выделены основная масса (матрица), сложенная чаще всего пелитовым материалом с той или иной примесью песчаного и карбонатного, и включения (олистолиты) в виде обломков, блоков, глыб и пластин различных пород, обычно более компетентных и более древних, чем вмещающая их масса. Размер включений может меняться от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике, иногда до многих километров в длину и тогда их относят к категории тактонических покровов. Соотношение объемов основной массы и включений непостоянно. Стратификация внутри тел олистостромов обычно отсутствует. Мощность олистостромов может достигать сотен метров, в отдельных случаях до километра и более.

В пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса (рис. 1) может быть выделено несколько возрастных интервалов, во время которых происходило массовое образование олистостромов: среднемеловой, поздне-немеловой — палеоценовой (?), позднеэоценовой — раннеолигоценовой и миоценовой. Во время некоторых из них (средний мел, поздний эоцен — ранний олигоцен) олистостромы образовывались практически на всем протяжении пояса от Пиренеев на западе до Ирана на востоке, во время других (поздний мел, миоцен) олистостромы развивались более локально и приурочены к определенным зонам альпид.

В связи с тем, что объем статьи не позволяет рассмотреть все этапы в равном объеме, я изложу материал главным образом по геологии позднеэоценовых и среднемеловых олистостромовых образований и только кратко затрону олистостромы позднемелового и миоценового этапов, чтобы подчеркнуть основные закономерности их пространственно-временного распределения.

ПОЗДНЕЭОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ОЛИСТОСТРОМООБРАЗОВАНИЯ

Позднеэоценовые олистостромы распространены в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса шире, чем средне- и верхнемеловые; временной интервал их образования соответствует позднему эоцену — раннему олигоцену. Толщи отложений верхнего эоцена, включающие олистостромы, известны во Французских и Швейцарских Альпах, Апеннингах, Динаридах, Карпатах, на Родопском массиве, Южном склоне Большого Кавказа и в Иранском Белуджистане.

Французские Альпы (рис. 1, А). Олистостромы позднеэоценового возраста описаны (Gigot, Haccard, 1972; Gigot, 1973) в районе третичного бассейна Валенсоль (субальпийские цепи Французских Альп). Они приурочены к зоне надвига Динь-Барле, северная часть которого проходит внутри зоны субальпийских цепей, а южная разделяет мезозойские

¹ Истории возникновения и эволюции терминов «олистостром» и «олистолит» будет посвящена специальная работа. Краткий же обзор сути этих терминов сделан в работе С. В. Руженцева и И. В. Хворовой (1973).

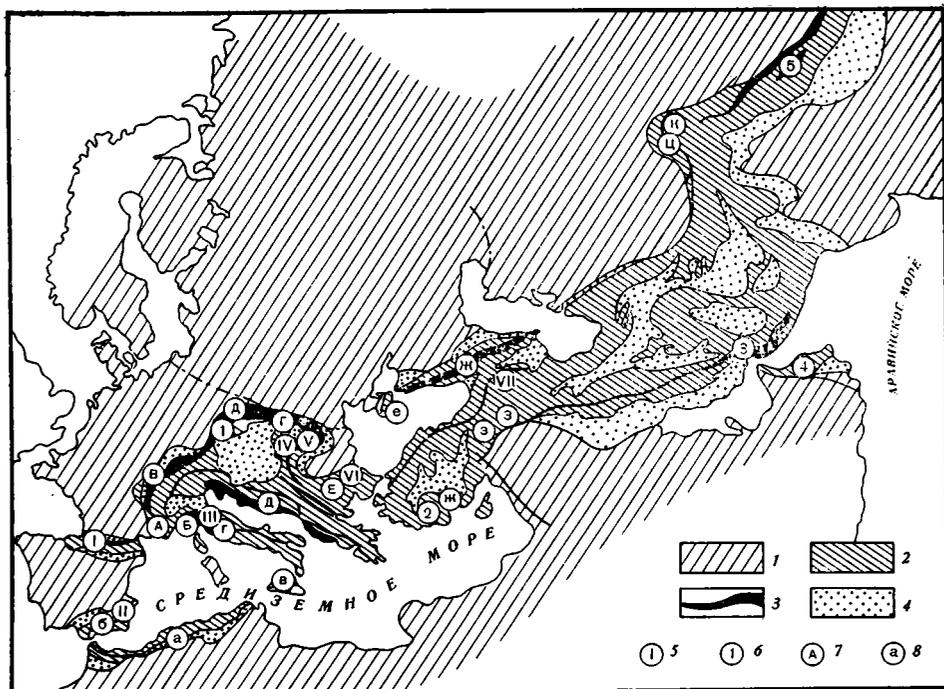


Рис. 1. Схема распределения олистостромов в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса:

1 — эпибайкальские и эпипалеозойские платформы и складчатые области; 2 — Альпийско-Гималайский складчатый пояс; 3 — главные флишевые зоны; 4 — краевые прогибы и внутренние впадины; 5—8 — олистостромы: 5 — середины мела, 6 — позднего мела, 7 — позднего эоцена — раннего олигоцена, 8 — миоцен-четвертичные

и третичные отложения субальпийских цепей от одновозрастных отложений Прованса. В области бассейна Валенсоль по этому надвигу приведены в соприкосновение автохтонные молассовые и аллохтонные, преимущественно карбонатные, отложения мезозоя. Моласса представлена в своей нижней части толщей красноцветных мергелей, песчаников и конгломератов, которые трансгрессивно залегают на различных горизонтах триаса, юры и верхнего мела. В основании этой серии среди красноцветных молассовых отложений появляются прослои и линзы глыбовых брекчий и огромные блоки (клиппы, олистолиты) пород верхнего мела.

Комплекс брекчий и клиппов образует две узкие полосы, вытянутые на десятки километров. Одна полоса приурочена непосредственно к плоскости надвига, вторая субпараллельна простиранию разрыва и проходит на расстоянии примерно 15—20 км к западу от первой.

Между толщей конгломератов Валенсоль и аллохтонной серией пород триаса и лейаса расположена узкая полоса, сложенная сильно тектонически переработанными породами различного возраста и состава, которые залегают в виде тектонических чешуй и блоков, надвинутых одни на другие с востока на запад. Чешуи имеют, как правило, линзовидную форму и отделены разломами. Среди прочих П. Жиго выделяет чешуи, сложенные красноцветными отложениями: мергелями, песчаниками, конгломератами с включениями пластов и линз глыбовых брекчий, а также отдельных пластин и блоков (олистолитов) различных карбонатных пород. Брекчий моно- и полигенные, местами переходят в конгломераты. Сложены они угловатыми обломками и глыбами известняков верхней юры и нижнего мела. Величина блоков достигает 10—30 м, в отдельных случаях 50—80 м в поперечнике. Сортировка материала от-

сутствует. Цементом служат красные мергели и мергелистые известняки. Сверху толща красноцветных пород с брекчиями (олистостромами) и отдельными включениями (олистолитами) тектонически перекрыта и разбита на многочисленные чешуи и отдельные блоки породами триаса и юры, а затем эти дислоцированные части разреза по надвигу перекрыты единым покровом триас-лейасовых образований.

Блоки, заключенные среди красноцветных песчано-глинистых образований, имеют конседиментационную природу. Это доказывается присутствием в брекчиях и конгломератах мелких обломков тех же пород, что и в крупных блоках, наличием стратиграфических контактов олистолитов с вмещающими отложениями и их положением внутри нормальных осадочных отложений.

В западной полосе наблюдаются красноцветные отложения того же типа, что и в восточной, только не в виде отдельных тектонических чешуй в зоне надвига, а в нормальном стратиграфическом разрезе. В основании красноцветной серии расположен комплекс глыбовых брекчий, конгломератов и отдельных блоков, сложенных обломками пород верхнего мела и заключенных в песчано-глинисто-карбонатные осадки. Мощность прослоев глыбовых брекчий достигает 20—30 м. Брекчии имеют такое же строение, что и в восточной полосе. Общая мощность олистоstromового комплекса изменяется от 200 м до 1 км. Весь комплекс перекрыт отложениями нижней континентальной молассы.

Возраст толщи «красной молассы», в нижней части которой расположены олистоstromовые образования, определен на основании остатков ископаемой фауны гастропод и харовых водорослей. Комплекс харовых водорослей (*Tectochara* sp., *Harrisichara lineata* Grambast; *Harrisichara* cf. *tuberculata* (Lyell) Grambast; *Harrisichara* du groupe *H. vasiformis* (Reid et Groves) Grambast) свидетельствует, по мнению П. Жиго, о позднеэоценовом, возможно, частично раннеолигоценном возрасте вмещающих отложений.

Северные Апеннины (рис. 1, Б). По данным итальянских геологов (Elter, Trevisan, 1973), среди флишевых отложений верхнего эоцена и нижней части песчаников Рандзано олигоценного возраста распространены олистоstromовые толщи, представляющие собой хаотически построенные глыбовые брекчии из обломков пород офиолитовой ассоциации и пород комплекса основания, заключенные в песчано-глинистую основную массу. Олистоstromы сформированы во время тектонических движений лигурийской фазы, с которой связано образование шарьяжей.

Швейцарские Альпы (рис. 1, В). Олистоstromовые толщи на территории Швейцарских Альп были впервые описаны Ф. Кауфманом (Kaufmann, 1878, 1886), который дал им наименование «дикий флиш», сохранившееся за ними до настоящего времени. Основные сведения по дикому флишу Швейцарских Альп содержатся в работах немецких, швейцарских и французских геологов (Beck, 1911; Bentz, 1948; Geiger, 1956; Gigon, 1952; Heim, 1921; Kraus, 1932, 1951; Lugeon, 1916; Schardt, 1898; Soder, 1949; Tergier, 1947, и мн. др.), данные которых и будут использованы при его описании.

Образования дикого флиша приурочены к ультрагельветским покровам и протягиваются вдоль внешнего края Альп на расстояние более чем 200 км,— от Женевского озера до Австрийских Альп, занимая промежуточное положение между зоной альпийских моласс и более южными тектоническими элементами Альп. Толщи дикого флиша находятся в аллохтонном залегании и перекрывают автохтонные образования мезозоя — палеогена и альпийской молассы. В свою очередь они перекрыты Гельветскими покровами и покровом Клиппов, входящим в систему покровов Срединных Предальп.

Дикий флиш представлен серыми и черными сланцеватыми мергелями с прослоями алевролитов, песчаников, известняков с радиолариями

и глобигериновых сланцев. В эту мергельно-песчаную основную массу заключены линзы и прослои глыбовых брекчий и конгломератов, а также отдельные олистолиты магматических и осадочных пород, главным образом мезозойского возраста. Обломки и глыбы достигают огромных размеров (до 1 км и более) и как бы «плавают» в основной массе. Сортировка обломочного материала отсутствует, окатанность плохая.

Отмечается сильная тектоническая переработка пород дикого флиша, выраженная в наличии тектонических чешуй, интенсивной складчатости, рассланцевании основной массы, растаскивании и разлинзовании пластов компетентных пород. В альпийской зоне толщи пород дикого флиша слагают наиболее верхние горизонты флиша внутренних зон. С олигоцена начинается новый, молассовый этап, который характеризуется иным стилем осадконакопления. Образование дикого флиша произошло, как считает большинство геологов (библ. см. Леонов, 1975), в результате разрушения фронтальных частей тектонических покровов, в частности покрова Клиппов, в условиях тектонических движений ультрагельветской, или «мезоальпийской» фазы позднего эоцена — раннего олигоцена (Grümp, 1973a, б). Возраст толщ дикого флиша определяется как верхнеэоценовый (тяготеющий к верхней части верхнего эоцена) на основании сборов многочисленных остатков фораминифер и нуммулитов *Heterostegina cf. helvetica* Kaufmann; *Linderina cf. paronai* Osimo; *Halkyardia minina* Liebus; *Eodictyoconus lole* Bermudez; *Nummulites fabianii* Pgev. и др. (Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Bentz, 1948).

Карпаты (рис. 1, Г). В районе Сэчел и Марамуреше (Патрулиус, Попеску, 1960_{1,2}) описан следующий разрез палеогеновых отложений, залегающих на кристаллических сланцах массива Родна (снизу вверх).

1. Песчаники и кварцитовые микроконгломераты с крупными нуммулитами, в том числе *Nummulites perforatus* Monfort (20—30 м).

2. Слоистые нуммулитовые известняки и массивные коралловые известняки (20—30 м).

3. Мергелистые известняки с *Pychodonta brongniarti* Bronn (1 м).

4. Песчано-мергелистые битуминозные сланцы с чешуями *Clupea*, мергели и мергелистые песчаники с *Pychodonta brongniarti* Bronn; *Chlamys biarritzensis* Archaic и *Spondylus bifrons* Münster.

5. Сланцево-песчанистый комплекс с прослоями известняковых микробрекчий с *Nummulites fabianii* Pgev., включающий блоки и глыбы песчаников, кристаллических сланцев, красных и серых мергелей (до 500 м).

6. Песчаники (более 200 м).

Основание первого горизонта представляет самую верхнюю часть лютетского яруса, остальная часть принадлежит верхнему эоцену. Слой 5 представляет собой типичную олистостромовую толщу и сложен глинистыми темно-серыми и бурыми сланцами, тонкослоистыми и мелкозернистыми песчаниками с прослоями и линзами глыбовых брекчий из обломков нуммулитовых известняков и кристаллических сланцев. Брекчии моноконные и полигенные. Среди слоистых песчано-глинистых пород встречены тела неслоистых бесструктурных глин с блоками кристаллических сланцев, нуммулитовых известняков, мергелистых и песчанистых известняков с моллюсками. Отдельные глыбы имеют объем до нескольких сотен кубических метров. Помимо этого, олистостромовые толщи района Сэчел содержат утесы кварцитовых песчаников с крупными нуммулитами, а также линзы и пластины красных и серо-зеленых мергелей сенона — эоцена. Верхнеэоценовые отложения с телами олистостромов и олистолитами протягиваются по всему склону массива Родна.

Ионическая зона Внешних Динаридов (рис. 1, Д). В этой области выделен (Белостоцкий, 1970) горизонт глыбовых брекчий (олистостромов), который приурочен к границе верхнеэоценовой и олигоценовой флишевых толщ и прослеживается по простираанию на территориях Греции и:

Албании на расстояние до 150 км. Горизонт (мощность до 1000 м) представлен хаотическим нагромождением глыб и блоков гипербазитов, габбро, диабазов и радиоларитов, известняков мела и эоцена и других пород. Снизу и сверху олистостромовый горизонт граничит с флишевыми отложениями. При этом и подстилающие и перекрывающие слои содержат один и тот же комплекс фораминифер, отвечающий по возрасту самым верхам эоцена или самым низам олигоцена. Связано образование олистостромовых отложений в этом районе с интенсивными шарьяжными перемещениями.

Родопский массив, Крайштиды (рис. 1, Е). На территории Родопского массива и в зоне Крайштид (Белмуस्ताков, Бончев, Йорданов, 1951; Боянов, Маврудчиев, 1961; Московски, Шопов, 1965; Вьлков, 1967; Белмуस्ताков, 1968) олистостромовые образования сложены толщами глыбовых брекчий и конгломератов, заключенных в песчано-глинисто-карбонатные морские отложения, которые заполняют систему грабенообразных структур. Верхнеэоценовые осадки с олистостромами и олистолитами залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих докембрийских, палеозойских и мезозойских образованиях.

На территории восточных Родоп (Боянов, Маврудчиев, 1961; Вьлков, 1967; Белмуस्ताков, 1968) в толще верхнеэоценовых отложений выделены два горизонта с олистостромами, разделенные нормальными осадочными образованиями. Нижний горизонт представлен брекчиями и конгломератами с прослоями конгломератов, песчаников, аргиллитов и мелкими линзочками угля. Цемент песчано-глинистый, реже известковистый. Размер обломков и глыб колеблется от первых сантиметров до нескольких метров в поперечнике, достигая величины огромных блоков до 200—300 м³. Сортировка обломочного материала отсутствует. Форма обломков неправильная, угловатая; обломки раздроблены и брекчированы. Объем основной массы в сравнении с объемом глыбового материала незначителен. Мощность горизонта конгломерато-брекчий достигает 350 м. Верхний горизонт сложен грубообломочными брекчиями и конгломератами с гигантскими блоками метаморфических пород величиной до 100—200, реже 400—500 м³. Состав брекчий от места к месту меняется: то преобладают обломки главным образом метаморфических пород, то в обломках представлены породы различного состава и происхождения. Мощность горизонта около 100—200 м. Во всех горизонтах разреза собрана богатая фауна нуммулитов и фораминифер, определенно указывающая на позднеэоценовый возраст вмещающей толщи, и среди них такие типично верхнеэоценовые формы, как *Nummulites fabianii* Prev., *N. incrassatus* de la Harpe. Вверх по разрезу верхнеэоценовые отложения постепенно сменяются вулканогенными толщами нижнего олигоцена.

Аналогичные образования развиты в западной Болгарии, в области Крайштид. В частности, в районе г. Кюстендил известны Ветренский, Тишаново-Цырварицкий и Пьянецкий грабены, в верхнеэоценовых отложениях которых выделены олистостромовые образования (Московски, Шопов, 1965). Пьянецкая олистостромовая свита залегают или на породах подстилающей ветренской свиты, или прямо на более древних породах основания. Она представлена толщей брекчий и конгломератов из обломков различных метаморфических сланцев, известняков триасового возраста и других пород. Средняя мощность свиты 100 м. Вверх по разрезу породы олистостромовой свиты сменяются отложения флишеподобного типа. В нижней части флишеподобных пород были собраны *Nummulites fabianii* Prev., *N. budensis* v. Hantken; *N. pulchelus* v. Hantken, характерные для верхнего эоцена. В более же высоких горизонтах собраны остатки ископаемой фауны, характерной для пограничных слоев эоцена — олигоцена (Московски, Шопов, 1965). Характерно, что образование олистостром в районе Родопского массива и Крайштид происходило

в зоне относительно приподнятого и устойчивого массива после длительного перерыва в осадконакоплении.

Южный склон Большого Кавказа (рис. 1, Ж). На территории Кавказского перешейка (Леонов, 1972, 1975) олистостромовые толщи распространены в узкой полосе на границе флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Полоса выходов олистостромовых толщ вытянута на расстояние более чем 200 км в общекавказском направлении при максимальной ширине 5—7 км. С севера она ограничена поверхностью надвига, по которому перекрыта отложениями мел-палеогенового флиша, на юге в свою очередь толщи пород, вмещающие олистостромы, надвинуты на молассовую зону Закавказского срединного массива.

Олистостромовые толщи приурочены к верхним горизонтам флиша Южного склона Большого Кавказа и по существу заканчивают флишевое осадконакопление в этой зоне. Дикий флиш (под этим названием описаны олистостромовые образования района) имеет гетерогенное строение: среди основной массы, состоящей из характерных для флиша тонкозернистых песчано-глинистых, реже карбонатных пород с градиционной слоистостью появляются включения хаотически нагроможденного грубообломочного материала. Включения представлены линзами, пластинами и горизонтами олистостромовых образований: глыбовых брекчий и конгломерато-брекчий, в меньшей мере конгломератов, состоящих из обломков пород более древних, чем вмещающая их масса. Эти же древние породы встречаются в виде отдельных, беспорядочно разбросанных обломков, глыб и пластин (олистолитов). Брекчии характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до многих сотен метров и даже нескольких километров в длину. Мощность горизонтов глыбовых брекчий достигает 100—200 м, протяженность — до десятков километров. Толщи пород интенсивно дислоцированы. Образование мощных свалов грубообломочного материала связано с разрушением (при надвигании и образовании чешуй) приподнятого относительно флишевого прогиба массива Грузинской глыбы.

Возраст отложений, вмещающих олистостромы, определен на основании их стратиграфического положения выше фаунистически датированных отложений среднего эоцена и ниже отложений олигоцена, а также находок остатков нуммулитов *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* Prev., *N. striatus* Brug., *N. fabianii retiatus* Roveda, *N. chavanesi* de la Harpe, *N. varialarius* Lamark, *N. budensis* Haut. как позднеэоценовый — раннеолигоценовый.

Иранский Белуджистан (рис. 1, З). На территории юго-восточного Ирана, в области юго-восточного окончания зоны Загроса, А. Ганссером (Gansser, 1959) описан «флиш с глыбами», который, судя по описанию, представляет собой флишевые отложения с заключенными в них телами олистостромов и олистолитов. Толщи надвинуты к юго-западу на зону моласс и тектонически сами перекрыты образованиями «souilouged melange» — «пестрой смесью» и краевой частью Иранского кристаллического массива. «Флиш с глыбами» характеризуется наличием в тонкой песчано-глинистой основной массе обломков, глыб и блоков (олистолитов) различных пород. Это прежде всего породы «пестрой смеси» — серпентиниты, радиоляриты, кремнистые сланцы, известняки, а также глыбы известняков мезозойского возраста и нуммулитовых известняков нижнего — среднего (?) эоцена, которые образуют осадочный чехол надвинутого на дикий флиш Иранского массива. Флишевая седиментация не заканчивается в этом районе образованием олистостромовых толщ — она продолжается в олигоцене и, возможно, миоцене.

Возраст «флиша с глыбами» А. Ганссером определен как позднеэоценовый — олигоценовый. Правда, он не приводит указаний на присут-

стии фауны в толщах собственно «флиша с глыбами». Однако «флиш с глыбами» содержит отторженцы нуммулитовых известняков нижнего — среднего эоцена и перекрыт нормальными флишевыми отложениями олигоцена, что позволяет считать определение возраста достаточно достоверным.

Можно видеть, что возраст описанных выше олистостромовых отложений в пределах Альпийско-Гималайского пояса практически одинаков и соответствует позднему эоцену — раннему олигоцену (в отдельных случаях концу позднего эоцена — раннему олигоцену), т. е. этап их формирования занимал приблизительно 6—12 млн. лет. Олистостромы позднего эоценового возраста распространены равномерно по всей длине пояса от Французских Альп до Белуджистана и приурочены главным образом к его северной внешней зоне. В тех случаях, когда олистостромы этого возраста появляются в более внутренних частях пояса, они тяготеют к более внешним зонам частных геосинклинальных прогибов (Северные Апеннины). Образование олистостромов происходило в различных структурно-формационных зонах независимо от предыстории их геологического развития.

СРЕДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП ОЛИСТОСТРОМООБРАЗОВАНИЯ

Прежде чем начать изложение материала, хочу оговориться, что понятие «среднемеловой» употреблено не в смысле среднего отдела мелового периода западноевропейской геохронологической шкалы, а в смысле «середины мелового периода». Олистостромовые толщи среднемелового возраста известны в Пиренеях, Бетской Кордильере, Северных Апеннинах, Карпатах, Балканах, Малом Кавказе.

Пиренеи (рис. 1, I). Вдоль северного склона Пиренеев на расстояние более 250 км протягивается полоса выходов хаотически построенных глыбовых образований альб-сеноманского возраста (Lamare, 1946; Rech — Frollo, 1959a, б; Debelmas, 1974). Полоса глыбовых образований приурочена к переходной зоне от «осевой платформы» на юге к зоне флишевого прогиба на севере, т. е. соответствует краевой части флишевого прогиба. На юге олистостромы во многих местах залегают прямо на метаморфизованных породах палеозоя, к северу они фациально замещаются флишевыми осадками. Грубообломочные породы ассоциируются с мелководными и континентальными осадочными отложениями (песчаниками, глинистыми известняками, рифовыми известняками). Нормальные осадочные разности пород содержат блоки, глыбы и огромные отторженцы различных, более древних, чем вмещающая их масса пород: гранитов, девонских известняков, триасовых песчаников, различных метаморфизованных пород палеозоя. Размер обломков достигает десятков метров в поперечнике. Развита глыбовая брекчия, микробрекчия, конгломераты, часто прослоенные рифовыми известняками. Мощность глыбовых толщ, в частности пудингов Мендибельза, достигает 1000 м. Их образование связано с значительной тектонической активностью северопиренейской области в альб-сеноманское время (Debelmas, 1974).

Северные Апеннины (рис. 1, III). В северных Апеннинах (Elter, Trevisan, 1973) олистостромы приурочены к флишевым отложениям сеноманского возраста и замещают их фациально, залегая в ряде случаев на офиолитовом субстрате. Образование олистостромов связано с разрушением хребта Бракко, который был расположен на границе внутренней — Лигурийской и внешней — Тоскано-Умбрийской зон и является «фокусом» повышенной тектонической активности в альбе и сеномане. Среди флишевых отложений, а иногда и прямо на офиолитовом субстрате появляются слои и линзы глыбовых брекчий из обломков пород офиолитовой ассоциации и отложений верхней юры и мела. Цемент

или состоит из пород питающей провинции, или сильно обогащен материалом пород нижележащего разреза. Известны брекчии, состоящие из офиолитов и известняков с кальпиевыми без пелитовой основной массы. Олистостромы с малым объемом пелитового вещества локализируются вблизи зоны разрушения, с большой примесью глинистого материала в более отдаленных районах. Устанавливается, что перемещение олистостромовых тел могло происходить на расстояние до 50 км. С брекчиями ассоциируются крупные блоки (до нескольких квадратных километров) диабазов и серпентинизированных перидотитов.

Карпаты (рис. 1, IV, V). В Карпатах олистостромы мелового возраста развиты во многих местах вдоль фронтальной части зоны Внутренних Карпат — Бучеджи, Першани, Хегимаш, Чахлеу, Рареу и др. (Мурджану и др., 1961; Патрулиус, Попеску, 1960а, б; Онческу, 1960; Murgeanu, Patruilus, 1963; Carte geologique..., 1968_{1,2}). Олистостромы этих районов связаны или с отложениями флишевой зоны, или расположены в зоне надвинутых на флиш внутренних кристаллических массивов, в отдельных случаях (массив Бучеджи) трансгрессивно перекрывая более верхними горизонтами обе зоны. Нижние олистостромовые горизонты заключены часто во флишевые осадки в виде линз и пластовых тел глыбовых брекчий, а также отдельных олистолитов, величина которых достигает многих километров.

В некоторых местах, как, например, в горах Першани, олистостромы представлены бесструктурными песчано-глинистыми отложениями (основная масса), в которые заключены хаотически нагроможденные, несортированные и неокатанные обломки, глыбы и большие блоки разнообразных магматических и осадочных пород. Особенно многочисленны обломки триасовых известняков, которые тектонически перекрывают олистостромовые отложения. Перекрытие тектоническим покровом юрско-меловых карбонатных пород олистостромовой толщи, состоящей из обломков пород покрова, наблюдается в долине р. Биказ. Более высокие стратиграфические горизонты слагают образования типа широко известных «конгломератов Бучеджи», представленные мощной (до 1000 м и более) серией грубообломочных пород. В целом серия представлена грубослоистыми крупногалечными конгломератами и песчаниками, в которых заключены горизонты и небольшие тела олистостромов в виде глыбовых брекчий, а также отдельные олистолиты, размер которых может достигать многих тысяч кубических метров. Обломки в конгломератах и в олистостромах представлены магматическими, метаморфическими и осадочными породами, которые слагают фундамент и осадочный чехол внутренних массивов. Нижняя часть олистостромовых горизонтов отнесена на основании собранных остатков ископаемой фауны и стратиграфического положения к баррему — апту (Carte geologique..., 1968; Патрулиус, Попеску, 1960а, б) или баррему — нижнему альбу (Мурджану и др., 1961). Нужно отметить, что олистостромовые горизонты появляются только в верхней части флишевой толщи указанного возраста и могут, следовательно, быть отнесены к апту или скорее апт-альбу. Толщи конгломератов и брекчий типа Бучеджи отнесены или к альбу (Carte geologique..., 1968_{1,2}), или к верхнему альбу-сеноману (Онческу, 1970). Отнесение олистостромов к баррему, на мой взгляд, спорно, так как в них среди обломков встречены известняки ургонской фации (баррем — апт) и содержащие их осадки должны быть моложе по крайней мере нижнего апта. Во всяком случае, несомненно, что главная масса олистостромов образовалась в апт-альб-сеноманское (?) время.

Балканский хребет (рис. 1, VI). На территории Старой Планины известна полоса олистостромовых образований, которая имеет протяженность около 150 км при ширине 1—5 км (Начев и др., 1967). Отложения олистостромовой свиты представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в которые включены тела олистостромов и олистолитов. Соот-

ношение основной массы и глыбового материала резко неравномерно. В составе обломков присутствуют карбонатные, терригенные и глинистые породы триаса, нижней, средней и верхней юры, нижнего мела, до валанжина включительно. Возраст олистостромовой свиты определен на основании стратиграфического положения, характера обломков и собранных ископаемых остатков фауны (Кънчев, 1964) как альб-нижне-сеноманский.

Малый Кавказ (рис. 1, VII). Олистостромовые отложения этого района слагают верхние горизонты автохтонного разреза Севано-Акеринской зоны (Соколов, 1974, 1975). Нижние части разреза представлены вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями юры — нижнего мела, выше которых следует флишоидная толща альб-сеноманского возраста. Флишоидная толща постепенно сменяется вверх по разрезу серией пород (до 1000 м мощности), в которой чередуются песчано-глинистые отложения и горизонты и линзы глыбовых брекчий, конгломератобрекчий и конгломератов, сложенных продуктами разрушения пород офиолитового комплекса. Размер отдельных олистолитов достигает нескольких километров. Распределение глыбового материала неравномерное. Вся олистостромовая толща интенсивно дислоцирована, имеет хаотический облик и перекрыта тектоническим покровом офиолитов, за счет разрушения которого она и образовалась. Возраст олистостромовой толщи на основании ее стратиграфического положения и остатков ископаемой фауны устанавливается как сеноман-туронский, в отдельных случаях включая ранний коньяк.

Известны олистостромы среднемелового возраста и в некоторых других районах Альпийско-Гималайского пояса: апт-альбские олистостромы гор Апусени (Bordea, 1972; Stefanescu, Zamfirescu, 1964), аптские олистостромы Верхнего Прованса (Graciansky a. o., 1972), позднеальбско-туронские олистостромы Бетских Кордильер (Hoedemaeker, 1973).

Таким образом, как и для позднего эоцена — раннего олигоцена, устанавливается выдержанный в пространстве и достаточно четко ограниченный во времени (баррем? — турон) этап, во время которого происходит образование тектонических покровов и сформированных за счет их разрушения олистостромов. При этом главная фаза олистострообразования охватывает альб-сеноманское время. Продолжительность среднемелового этапа олистострообразования составляет 10—20 млн. лет.

Объем статьи не позволяет рассмотреть олистостромовые отложения других возрастов, но анализ материала показывает, что на мезозойско-кайнозойском этапе развития Альпийско-Гималайского пояса могут быть выделены еще две эпохи массового развития олистостромов. Первый соответствует концу позднего мела — кампан-маастрихт — ранний палеоцен (?), второй проявился в неоген-четвертичное время и главным образом в миоцене. Олистостромы позднемелового этапа известны (рис. 1, 1—5) в Пьенинском утесовом поясе (Birkenmajer, 1963), на Южном склоне Большого Кавказа (Леонов, 1971), в Лийском Тавре (Graciansky, 1968, 1973, и др.), в районе массива Битлис (Radelli, 1971), возможно, в Гималаях (Gansser, 1959) и Омани (Wilson, 1969; Glennie et al., 1973). Миоценовые олистостромы (частично плиоценовые) распространены главным образом вдоль южной окраины Альпийского пояса и спорадически вдоль северной. Они описаны в Бетской кордильере (Hoedemaeker, 1973), в Марокко, Алжире и Тунисе (Tectonique de l'Afrique, 1971), Сицилии (Broquet, Caire, Masclé, 1966; Jacobacci et al., 1962; Veneo, 1958), Северных Апеннинах (Elter, Trevisan, 1973), Турции (Graciansky, 1973, 1968; Radelli, 1971), Крыму, Памире (Щерба, 1975) и других местах.

Таким образом, можно проследить четыре возрастных уровня, на которых в массовых количествах образуются олистостромы. Это не зна-

чит, однако, что в промежутках между этими уровнями образование олистостромовых толщ не происходило совершенно, они образовывались, но спорадически, не имели массового распространения в пределах сколько-нибудь значительных пространств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал позволяет сделать некоторые выводы.

1. Во многих районах Альпийско-Гималайского складчатого пояса выделяется комплекс олистостромовых отложений, который характеризуется наличием огромных масс хаотически построенного грубообломочного материала: брекчий, конгломератов, отдельных, достигающих огромных размеров блоков и пластин. Своеобразные условия осадконакопления, пространственная и временная приуроченность их к тектоническим покровам, которые во многих случаях перекрывают эту характерную группу осадков, и совпадение времени возникновения этих отложений с временем проявления интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, позволяют связать образование олистостромовых образований с разрушением покровов. Во всяком случае, **связь их образования с интенсивными тектоническими движениями несомненна.** Олистостромовые отложения можно считать выражением конседиментационных тектонических фаз (Белостоцкий, 1970; Леонов, 1975).

2. Выделено четыре достаточно четко ограниченных во времени главных этапа массового развития олистостромов (рис. 2): среднемиоценовой, позднемиоценовой — раннепалеоценовой, позднеэоценовой — раннеолигоценной и миоцен-четвертичный. Локализация олистостромовых толщ во времени дает возможность по их наличию проследивать фазы интенсивных тектонических движений, связанных во многих случаях с покро-

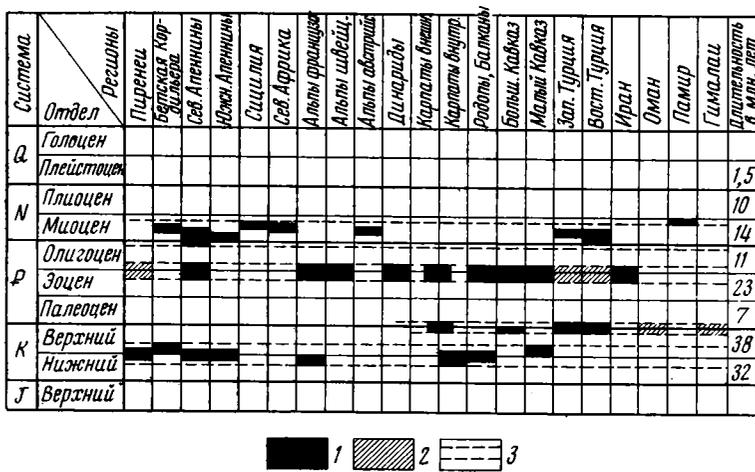


Рис. 2. Схема временного распределения олистостромов в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса:
 1 — олистостромы достоверные, 2 — олистостромы предполагаемые, 3 — границы этапов олистостромообразования

вообразованием, и проследить, как эти движения проявлялись в геосинклинальной области Тетис. Длительность эпох, во время которых происходило накопление олистостромов, невелика и составляет обычно 1—2, реже 3—4 века. По общей продолжительности этапы олистостромообразования сравнимы и в среднем составляют 5—20 млн. лет. Но если

имеющиеся данные свидетельствуют о некоторой разновременности образования олистостромов средне мелового этапа, то возрастная датировка позднеэоценовых олистостромовых толщ, напротив, свидетельствует о достаточно строгой одновозрастности их возникновения. С чем связано это явление, в настоящее время не ясно. Возможно, этот разноразрастных определений есть результат ошибки палеонтологического метода, или недостаточной изученности отложений и содержащейся в них фауны, возможно, некоторая разновременность действительно имеет место. Важно, однако, то, что продолжительность образования олистостромовых толщ на всех этапах в масштабе геологического времени незначительна и вполне сравнима.

3. Тектонические движения, приведшие к образованию покровов и олистостромовых толщ, в разные этапы проявились в различных зонах Альпийско-Гималайского пояса. Движения среднего мела охватили в основном более внутренние области и привели к закрытию (во многих случаях аллохтонному перекрытию) геосинклинальных прогибов, о чем еще в 1969 г. писал А. В. Пейве (Пейве, 1969). В позднем мелу движения охватили более внешние зоны, а в позднем эоцене — раннем олигоцене самые внешние части пояса, в основном его северной периферии. Миоценовые движения привели к образованию покровов и олистостромов главным образом вдоль южной окраины пояса.

4. Олистостромы одного этапа (лучше всего это видно на примере позднеэоценового — раннеолигоценового) приурочены к различным структурно-формационным зонам складчатой области и различным этапам ее развития. В зоне Южного склона Большого Кавказа и ультрагельветской зоне Альп олистостромовые отложения заканчивают этап флишевого осадконакопления, в Динаридах и Иранском Белуджистане они заключены внутри флишевых отложений. Флишевый этап там продолжается в олигоцене и, возможно, миоцене. В субальпийских цепях Франции олистостромы слагают нижние горизонты альпийской молассы и образовались вне собственно геосинклинальной области, в краевой зоне платформы. В Болгарии образование олистостромов происходило в зоне «стабильного» Родопского массива, на территории которого длительное время не было осадконакопления.

5. Этапы образования олистостромовых толщ приходится на время формирования флиша. Олистостромы дофлишевого времени развития пояса встречаются редко и развиты локально. Такая временная и часто, как можно было видеть, пространственная связь олистостромов с флишевыми отложениями указывает, возможно, и на образование флиша в эпоху сжатия.

6. Пространственно-временная корреляция олистостромовых образований Альпийско-Гималайского пояса дает возможность по наличию подобных комплексов установить и проследить достаточно кратковременные этапы усиленных тектонических движений, приводящих во многих случаях к образованию покровов. Подобные тектонические движения проявляются более или менее одновременно или на всем протяжении пояса или на отдельных его участках, но всегда значительной протяженности (многие сотни и тысячи километров) и захватывают различные структурно-формационные зоны геосинклинальной области и окраин платформ, не считаясь с предысторией их геологического развития.

Литература

- Белмустаков Ем., Бончев Ек., Йорданов М. Бележки върху навлачната тектоника на северните Родопски склонове.— Изв. Геол., геогр., хим. ин-та БАН 1951, т. 1.
Белмустаков Ем. Палеоген.— В кн. Стратиграфия на България. София, «Наука и изкуство», 1968.
Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн. Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.

- Боянов И., Маврудчиев Б.* Палеогенският магматизъм в Североизточните Родопи, ч. I (стратиграфски, литоложки и петрографски бележки за палеогена). «Наука и изкуство», Год. Соф. ун-та, 1961, т. 54, кн. 2, геология.
- Вълков В.* Олисторомни явления в приобона южно от Крумовград.— Списание. Болгар. геол. друж., год. XXVIII, 1967, кн. 3.
- Кънчев И.* Стратиграфия на южния тит горна креда в Източна Стара Плонина между прохода Вратник и Рашния проход.— Изв. на научноизсл. геол. и-т, 1964, I.
- Леонов М. Г.* Верхнеэоценовый дикий флиш Альпийского пояса.— В кн. Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. Докл. сов. геологов на XXIV сес. МГК. «Наука», 1972.
- Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. «Наука», 1975.
- Луцьков А. В., Леонов М. Г., Шерба И. Г.* Олисторомовая формация и вопрос о псевдотиллитах.— Литология и полезные ископаемые, № 4, 1975.
- Московски Ст., Шопов Вл.* Стратиграфия на палеогена и свързаните с него резидементационни явления (олисторомии) в областата Пиенец, Кюстендилско.— Изв. геол. ин-та Бълг. АН, 1965, т. 14.
- Мурджиану Г., Патрулиус Д., Токоржеску М., Конгеску Л., Жипа Д., Михайлеску Н., Бомбице Г., Панин Н., Бутак А., Филипеску М., Александреску Гр., Мутяхак В., Сандулеску М., Брату Е., Илческу Г.* Гид екскурсий «Восточные Карпаты».— Тр. Карпато-Балкан. геол. асоц., V конгресс. Бухарест, 1961.
- Начев И., Сапунов И., Стефанов Ю.* Котленската олисторомна свита в източната част на Балканидите.— Списание Бълг. геол. друж. год. XXVIII, 1967, кн. 3.
- Онческу Н.* Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Патрулиус Д., Попеску Гр.* Фация дикого флиша и клиппены осадочного происхождения в Буковине и Марамуреше.— Материалы Карпато-Балканской геол. асоц., № 1, Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Патрулиус Д., Попеску Гр.* Фация вильдфлиша и осадочные утесы Буковины и Марамуреша.— Материалы Карпато-Балканской асоц., № 3, Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Руженцев С. В., Хворова И. В.* Среднепалеозойские олисторомы в Сакмарской зоне Южного Урала.— Литология и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Соколов С. Д.* Верхнемеловая олисторомовая толща юго-восточной части Севано-Акеринской офиолитовой зоны.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 3.
- Соколов С. Д.* Олисторомовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Автореф. канд. дис., М., Геол. ин-т АН СССР, 1975.
- Шерба И. Г.* Олисторомы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, № 5, 1975.
- Beck P.* Geologie der Gebirgenordlich von Interlaken.— Beitr. Geol. Karte Schweiz., N. F., Lief 29 (59), 1911.
- Veneo E.* Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale).— Boll. serv. geol. Italia, 1958, v. LXXIX, fasc. 1—2.
- Bentz F.* Geologie des Sarnerseea-Gebites.— Eclogae geol. helv., 1948, v. 41, No. 1.
- Birkenmajer K.* Zagadnienia sedimentacji utworow fliszowych pieninskeigo pasa skalowego Polski.— Kwart. geol., 1963, t. 5.
- Bordea S.* Date noi stratigrafice si tectonice di zone Grohotomnates (Muntii Metali-feri).— Dari de Seama ale sedintelor. 1972. v. LVIII, Bucuresti.
- Broquet P., Caire A., Mascle G.* Structure et évolution de la Sicile occidentale (Mado-nies et Sciani).— Bull. soc. géol. France, 1966, sér. 7, t. 8.
- Carte géologique de la RSR, Toplita, note explicativ. Comité d'Etat pour la géologie, Institut géologique, 1968.
- Carte géologique de la RSR, Brasov, note explicativ. Comité d'Etat pour la géologie, Institut géologique, 1968.
- Debelmas J.* Géologie de la France, t. 2. Doin Editeurs, Paris, 1974.
- Elter P., Trevisan L.* Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines.— In: Gravity tectonics. Wiley Interscience, 1973.
- Flores G. V.* In: Discussion World Petrol. Congr., 4th. Roma, 1955.
- Gansser A.* Auseralpine Ophiolithprobleme.— Eclogae geol. helv., 1959, v. 52, No. 2.
- Geiger M.* Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvi-gart, Bouchserhrn—Musenalp und Klevenalp.— Eclogae geol. helv., 1956, vol. 49, N 2.
- Gigon W.* Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme.— Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, 1952, Bd 63, No. 1.
- Gigot P.* Sur la présence de klippe sédimentaires et de mégabèches dans la partie basse des formations continentales d'âge éocène supérieur — Oligocène du bassin tertiaire de Digne, dans la région de Volonne (Alpes de Haute — Provence).— Bull. Bur. Rech. géol. et minières, sér. 2, sect. IV, 1973, No. 1.
- Gigot P., Haccard D.* Nouvelles données sur l'origine les lambeaux exotiques de Courbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute — Provence). Considérations morphotectoniques.— Bull. Rech. géol. et minières, ser. 2, sect. I, 1972, No. 3.

- Glennie K., Boeuf M., Hughes Clarke M., Moody-Stuart M., Pilaar W., Reinhardt B.* Late Cretaceous Nappes in Oman Mountains their Geological Evolution.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1973, v. 57, No. 1.
- Graciansky P.-Ch.* Stratigraphie des unités superposées dans le Taurus licien et place dans l'arc dinarotaurique.—Bull. miner. rech. and exploration inst. Turkey, 1968, No. 71.
- Graciansky P.-Ch., Lemoine M., Sigal J., Thieuloy J.-P.* Sur l'existence de lentilles calcaires d'âge barrémien et bédoulien interstratifiées dans les marnes gargasiennes du synclinal de Barreme (Alpes de Haute-Provence).—C. r. Acad. sci., 1972, t. 274, ser. D.
- Graciansky P.-Ch.* Le problème des coulures mélangées à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie).—Rév. géogr. physique et géol. dyn., 1973, v. XV, fasc. 5.
- Heim Alb.* Geologie der Schweiz, Bd II. Leipzig, 1921.
- Hoedaemaeker Ph.* Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla.—Scripta geol. 19, Reijksmuseum van geologie en mineralogie, Leiden, 1973.
- Jacobacci A., Malferrari N., Martelli G., Perno U.* Gli olistostromi di età pliocenica nel foglio 129 «Santa Fiora».—Boll. serv. geol. Italia, 1962, vol. LXXXI.
- Kaufmann F.* Über die Granite von Habkern.—Vern. schw. nat. Gesel., 1878.
- Kaufmann F.* Emmen und Schlierengegenden.—Beitr. geol. Karte Schweiz., 1886, Lief 24, t. 2.
- Kraus E.* Über den Schweizer flisch.—Eclogae geol. helv., 1932, v. 25.
- Kraus E.* Die Baugeschichte der Alpen, II Teil. Akad.-Verlag, Berlin, 1951.
- Lamare P.* Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza.—B. S. G. F. 1946, t. XVI, No. 5.
- Lugeon M.* Sur l'Origine des blocs exotiques du flysch préalpin.—Eclogae geol. helv., 1916, v. 17, No. 2.
- Murgeanu G., Patruilus D.* Les conglomérats des Bucégi: formation de molasse méso-crétacée des Carpathes orientales. IV Congr. assoc. Carpatho-Balkanique. 1963.
- Radelli L.* Sur la tectonique de la chaîne anatolienne de Bitlis. «Tectonique de l'Afrique».—Sci. Terre. Unesco, Paris, 1971, t. 6.
- Rech-Frollo M.* Paléo-océanographie du Cénomaniens nord-pyrénéen à blocs exotiques.—C. r. Acad. sci., 1959a, t. 249, No. 23.
- Rech-Frollo M.* Le Cénomaniens à blocs exotiques nord-pyrénéen et le Wildflysch des Préalpes suisses.—Bull. Soc. géol. France, sér. 7, 1959b, t. 1, No. 8.
- Sándulescu M., Bercia J.* The East Karpathians.—In: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions, Rumanian-Carpathians. Geol. Inst. Dioniz Stúz, Bratislava, 1974.
- Schardt H.* Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Préalpes du Chablé et du Stockhorn et les Klipper).—Bull. Soc. vouldois sci. nat. 1898, t. 34, No. 128.
- Soder P.* Geologische Untersuchungen der Schrattefluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern).—Eclogae geol. helv., 1949, v. 42.
- Stefănescu M., Zamfirescu M.* Iviri noi de vraconian-cenomaniens în zona conglomeratelor de Ciucas-Zăganu.—Studii și cercetări de geografie, geofizică și geologie, ser. geol., 1964, t. 9, No. 1.
- Tectonique de l'Afrique.—Sci. Terre. Unesco, Paris, 1971, t. 6.
- Tercier J.* Le flysch dans la sédimentation alpine.—Eclogae geol. helv., 1947, v. 40, No. 2.
- Trumpy R.* The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. Gravity tectonics. Wiley Interscience, 1973a.
- Trumpy R.* L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques.—Eclogae geol. helv., 1973b, v. 66, No. 1.
- Wilson H.* Late Cretaceous Eogeosynclinal Sedimentation, Gravity Tectonics, and Ophiolite Emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, v. 53, No. 3.

УДК 551.263.03

В. Д. ЧЕХОВИЧ, Л. П. ЗОНЕНШАЙН

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ
И ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ
В МЕЗОЗОЕ И КАИНОЗОЕ**

Альпийская складчатая область Северной Африки интересна прежде всего тем, что она дает материал для общих и частных построений, связанных с развитием межматериковых геосинклинальных систем, происхождением внутренних морей и соотношением различных структур земной коры. В данной статье авторы пытаются проанализировать особенности развития этой области в мезозое и кайнозое.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ

В пределах окраины Северо-Западной Африки, прилегающей к Средиземному морю, выделяются (с юга на север): Сахарская плита, Атласский внутриплатформенный прогиб, платформенный блок Высоких Плато и Телльская геосинклинальная складчатая зона (рис. 1). Эти единицы прослеживаются от Атлантического побережья на западе до Туниса на востоке, т. е. более чем на 1500 км, а учитывая продолжение северных зон в Сицилии и Калабрии, — более чем на 2500 км. Лишь структуры Высоких Плато выклиниваются на востоке и западе — между Высоким и Средним Атласом. На западе Марокко между Телльской зоной и Атласским прогибом появляется поднятый герцинский массив.

Сахарская плита принадлежит к северному краю Африканской платформы. Ее фундамент сложен докембрийскими кристаллическими породами. Нижняя часть чехла сложена палеозойскими отложениями.

Атласский прогиб отделяется от Сахарской плиты Южно-Атласским разломом, или Сахарской флексурой. Фундамент прогиба образован складчатыми комплексами палеозоя и, возможно, докембрия. Прогиб характеризуется значительной (до 8—10 км) мощностью мезозойских отложений, представленных эвапоритовым комплексом триаса, мелководными карбонатными и терригенными континентально-лагунными породами юры и мела. Отложения палеогена (до верхнего эоцена), имеющие существенно меньшие мощности (1,5 км), представлены континентальными отложениями и морскими шельфовыми осадками с горизонтами фосфоритов. Континентальные обломочные породы свойственны разрезу прогиба от верхнего эоцена до аквитана. Отложения аквитана вновь являются морскими и залегают с резким угловым несогласием на более древних породах.

Блок Высоких Плато граничит с Атласским прогибом по серии кулисообразных разломов. Жесткую основу этого блока составляют, видимо, палеозойские складчатые комплексы, иногда появляющиеся на поверхности в западной его части. Мезозойские и кайнозойские осадки весьма близки по составу к отложениям Атласского прогиба, однако имеют значительно меньшие мощности и характеризуются существованием многочисленных перерывов.

Телльская геосинклинальная зона составляет главный структурный элемент северо-западной Африки. Западная ее часть — цепи Рифа Ма-

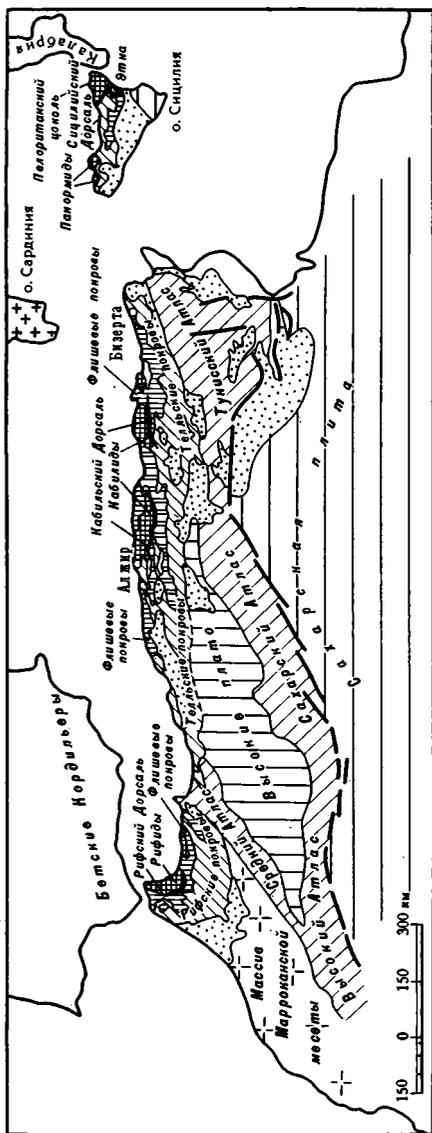


Рис. 1. Структурное расчленение альпийской складчатой области Северной Африки:

1 — рифиды, Кабилиды, Пелоританский цоколь Сицилии; 2 — флишевые покровы; 3 — Высокие Плато (платформенный блок); 4 — Телльские покровы; 5 — Телльский автохтон и параавтохтон; 6 — внутриплатформенный прогиб Атласа; 7 — зона Дорсаль; 8 — Сахарская плита; 9 — герцинский массив Марокканской Месеты; 10 — посттектонические впадины

роко, резко изгибаясь к северу, соединяются с Бетской Кордильерой Иберийского полуострова, образуя совместно так называемую Гибралтарскую дугу, окаймляющую впадину Альборанского моря. В строении Телльской зоны существенную роль играют крупные тектонические покровы. В результате произошло совмещение геологических комплексов, положение которых в современной структуре в большинстве случаев не соответствует первоначальному палеотектоническому их положению. Телльская зона распадается на следующие дополнительные единицы (с юга на север): 1) Северо-Телльский автохтон, 2) Северо-Телльский параавтохтон, 3) аллохтонные комплексы Телльских покровов, 4) аллохтонные комплексы флишевых покровов и 5) Кабильские массивы.

Северо-Телльский автохтон обнажается в центральной части Телльской зоны в нескольких крупных массивах: Алжирском, Уарсенисском, Бибан-

ском и др. Разрезы этих районов несколько отличаются друг от друга, но в целом для них характерны эвапоритовый комплекс триаса, мелководные карбонатные юрские отложения, мощный неритовый карбонатно-обломочный комплекс нижнего мела и мергелистые, несколько более глубоководные толщи верхнего мела и эоцена.

Северо-Телльский параавтохтон должен быть разделен на две части — северную, или «предкабильских чешуй», и южную, или «подкабильскую» (Бабор) (Duran-Delga, 1969). Для первой характерны карбонатные и глинисто-карбонатные фации в юре и нижнем мелу и флишеидные — от верхнего баррема до конца мела. Для «подкабильской» части (Бабор) характерны эвапоритовый комплекс триаса, в основном карбонатные толщи средней юры и глинистый с радиоляритами мальм. Меловые и палеогеновые отложения, преимущественно мергелистые, отражают пелагические условия осадконакопления.

Телльские покровы (нижние) занимают южную часть Телльской зоны, располагаясь на срединном ее отрезке, в полосе протяженностью

более 350 км при ширине 50—100 км. Они залегают на Северо-Телльской автохтоне. На западе им соответствуют Рифские покровы. Обычно выделяют (с юга на север и структурно снизу вверх) Инфра-, Мезо-, и Эпителльские покровы. Инфра- и Мезотелльские покровы сложены меловыми отложениями фаций открытого моря и палеогеновыми отложениями мелководных и прибрежных фаций. В строении Эпителльских покровов принимают участие только пелагические отложения мела и палеогена, представленные преимущественно мергелями.

Флишевые покровы, занимая более верхнюю структурную позицию, тяготеют к северной части Телльской зоны. Они сложены тремя типами флишевых комплексов: моретанским, массивским и нумидийским, залегающими структурно один на другом. Моретанский и массивский флишевые комплексы (Bouillin et al., 1970) примерно одновозрастные, первый из них формировался от доггера (в Марокко) или от берриаса (в Алжире) до аквитана, второй — от неокома до олигоцена. Оба эти комплекса образованы перемежаемостью песчаных и глинистых пород с горизонтами пелитоморфных известняков, микробрекчий, конгломератов и кремнистых пород. Для массивского флиша характерен более тонкообломочный состав, присутствие мергелистых фаций, малое развитие палеогена. Моретанский флиш отличается присутствием сравнительно большего количества грубообломочных разностей, в особенности фаций дикого флиша, осадочных брекчий, большей мощностью осадков и более широким развитием палеогеновых отложений. В моретанском флише отложения верхнего эоцена постепенно обогащаются слюдами, а олигоцен и аквитан представлены слюдистыми песчаниками, произошедшими, несомненно, за счет разрушения метаморфических пород Кабильских массивов. Нумидийский флиш характеризуется весьма выдержанными литологическими особенностями, которые сохраняются на громадных пространствах от Сицилии до Гибралтарской дуги. Нижняя часть представлена глинами, верхняя — крупнозернистыми кварцевыми песчаниками.

Кабильские массивы, так же как Рифиды Марокко и Пелоританский цоколь Сицилии, образуют наиболее внутреннюю подзону Телльской геосинклинальной зоны. Они сложены докембрийскими метаморфическими и палеозойскими складчатыми толщами. Мезозойские и почти все палеогеновые отложения здесь отсутствуют. Олигоцен — аквитан залегают непосредственно на древнем цоколе. Он представлен сероцветной молассой. Из более молодых образований здесь распространены бурдигал-гельветские осадочные и вулканические толщи андезитового состава. На южных склонах этих внутренних массивов располагается так называемая зона Дорсаль (Duran-Delga, 1967), сложенная юрскими мелководными карбонатными и меловыми и палеогеновыми терригенными толщами. Весьма малая мощность осадков, наличие многочисленных перерывов характеризует ее как зону неустойчивого осадконакопления (Чехович, Федоровский, 1970).

СКЛАДЧАТАЯ И ДОСКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРЫ

Горизонтально залегающий чехол Сахарской плиты к северу от Южно-Атласского разлома сменяется линейно-складчатыми структурами Атласского прогиба. В зоне Высоких Плато мезозойские и палеогеновые отложения вновь нарушены слабо и залегают либо почти горизонтально, либо формируют коробчатые, осложненные разломами, складки с пологими углами наклона крыльев. Основные складчатые структуры в Атласском прогибе и в зоне Высоких Плато созданы в конце эоцена, ибо слабо нарушенный аквитан залегают с резким угловым несогласием на всех более древних комплексах.

Несравненно более сложной является строение Телльской зоны, структура которой может считаться выясненной лишь в общих чертах. В ее

составе прежде всего следует выделять автохтонные (параавтохтонные) и аллохтонные части. Строение автохтона характеризуется достаточно крупными антиклинорными структурами, формирующими «массивы», которые выступают среди полей неоген-четвертичных отложений или из-под перекрывающих их тектонических покровов. Строение их осложнено многочисленными продольными очень часто надвиговыми нарушениями, особенно характерными для наиболее северных параавтохтонных «массивов», и более молодыми поперечными разломами. Структура южных районов автохтона начала создаваться в конце эоцена, но не была явно выраженной, что отражается часто в почти согласном залегании на более древних отложениях осадков нижнего миоцена, на которых располагаются телльские покровы.

Значительная часть автохтона скрыта под Телльскими и Флишевыми покровами. Обычно граничные поверхности между автохтоном и покровами и между отдельными покровами близки к горизонтальным. В общем виде порядок вертикального распределения покровов следующий. Наиболее низкое структурное положение занимает Инфрателльский покров, известный лишь на западе Алжира, к востоку же непосредственно на автохтоне располагается Мезотелльский покров. Система Телльских покровов венчается Эпителльским покровом. Структурно выше располагается система Флишевых покровов, в которой снизу вверх выделяются массивский, моретанский и нумидийский флишевые комплексы. Естественно, отдельные покровы этой системы местами выпадают из структурной постройки и соответственно более высокие структурно горизонты ложатся на более низкие либо непосредственно на автохтон, а Флишевые покровы лежат и на Кабильских массивах.

Внутренняя структура аллохтонных комплексов весьма сложна и часто во многом зависит от характера слагающих их пород. Большая часть Телльских покровов, сложенных тонкослоистыми, часто мергелистыми толщами, характеризуется сложной мелкоскладчатой внутренней структурой. Очень часто на значительных площадях часть Эпителльского покрова, сложенная сенонскими и палеогеновыми мергелистыми толщами, располагается в опрокинутом залегании, а выше по горизонтальной тектонической границе залегает эпителльская же толща неокома — апта с аммонитами, формирующая тектонический покров второго порядка.

В большинстве случаев еще более сложной представляется внутренняя структура Флишевых покровов. На значительных расстояниях отмечается опрокинутое залегание комплекса в целом или отдельных его частей и достаточно сложное, часто чешуйчато-надвиговое соотношение отдельных частей покровов. Относительно более простыми являются структуры нумидийского комплекса, обусловленные частично компетентностью верхней толщи — нумидийских песчаников, скользящих по пластичным глинам нижней толщи.

Кабильские массивы (так же, как и Себтиды Рифа, Альпухарида Бетских Кордильер и Пелоританский цоколь Сицилии) на значительном протяжении надвинуты на образования более внешней зоны, в частности на Северо-Телльский параавтохтон. В этом убеждает нас изучение крупных тектонических окон типа Джебель Сафии или Муль эль Демамена, в которых из-под метаморфических сланцев выступают мезозойские и палеогеновые отложения. Кроме того, в Малой Кабилии в краевых частях массива надвиг подтверждается бурением.

Внутреннее строение массивов характеризуется существованием жесткого ядра кристаллических пород, с которого часто сорваны толщи метаморфических сланцев и вместе с ними неметаморфизованные палеозойские образования. Олигоцен-миоценовый чехол, непосредственно перекрывающий палеозойские и более древние отложения, смят в довольно простые складки. Наиболее сложной структурой обладают южные склоны массивов — Кабильский (Рифский) Дорсаль со сложным чешуйчато-

надвиговым строением, где разновозрастные отложения с разными типами разрезов мезозоя и палеогена, а также метаморфические сланцы тектонически наложены друг на друга. Южная часть Кабильского Дорсала обычно надвинута на область распространения флишевых комплексов.

Восстановление доскладчатой структуры южных зон не представляет затруднений. Сахарская плита с ее ненарушенным мезозойско-кайнозойским чехлом к северу сменялась зоной глубокого Атласского прогиба, компенсированного мезозойскими и палеогеновыми платформенного типа осадками, мощность которых в наиболее прогнутых частях достигала 8—10 км. К северу от него располагался относительно поднятый блок Высоких Плато с сильно редуцированной мощностью мезозойских и палеогеновых отложений, представленных также платформенными формациями. Еще далее к северу начинался прогиб Телля.

Автохтон и параавтохтон Тельской зоны сложены колонной мезозойских и палеогеновых осадков мощностью до 9 км. Они отмечают здесь глубокий прогиб, южный склон которого постепенно переходил в относительно поднятый блок Высоких Плато. Параавтохтонная подзона (Бабар и предкабильские чешуи) располагалась, по-видимому, существенно севернее автохтонной подзоны (Duran-Delga, 1969).

Поиски соответствующего места в пространстве для аллохтонных комплексов сопряжены с большими трудностями. Нижние, Тельские покровы, сложенные карбонатно-глинистыми толщами мела и палеогена, по своим литолого-фациальным особенностям и мощностям могут сопоставляться с образованиями автохтонной и параавтохтонной подзон. По существу достаточно обоснованы представления (Duran-Delga, 1969), что Инфрательский покров сорван с южной части Северо-Тельского автохтона, а Мезотельский связан с северной его частью и, возможно, с более северными районами, скрытыми под параавтохтоном. Родиной Эпительских покровов является подкабильская часть параавтохтона (Бабар) и более северные районы, скрытые под надвигом Кабильских массивов либо под морскими водами.

По поводу происхождения и принадлежности флишевых комплексов до недавнего времени существовало две гипотезы. Согласно первой, флишевые комплексы формировались к северу от Кабильских массивов и затем были существенно перемещены к югу. Вторая гипотеза предполагает, что по своему первоначальному палеогеографическому положению относительно Кабильских массивов флишевые комплексы подразделялись на южно- и северокабильские. Недавно выдвинута третья гипотеза (Duran-Delga, 1967), согласно которой все флишевые комплексы формировались к югу от Кабильских массивов, а положение в современной структуре части флишевых комплексов к северу от Кабильских массивов объясняется ретрошарьяжем в результате сильного сжатия и веерообразного выдавливания. Последующее поддвижение Кабильских массивов еще более подчеркнуло аномальное положение «северокабильского флиша». Работы последних лет (Vila, 1969, 1971; Raoult, 1969, 1972; Tefiani, 1969) показали, что комплекс моретанского флиша формировался непосредственно к югу от склонов Кабильского массива — Кабильского Дорсала, т. е. в более внешней зоне, впрочем, так же, как и флиш Монте Соро по отношению к Сицилийскому Дорсалу (Ogniben, 1960). В свою очередь, массивский флиш занимал более внешнее (южное) положение по отношению к моретанскому, что доказывается сближением характера разрезов этих комплексов (Vila, 1971). Если сравнивать тип разреза наиболее северных частей параавтохтона (предкабильские чешуи), хорошо изученного в районе Джебель Сафия, то следует напомнить, что выше мергелистого с аммонитами неокома в непрерывном разрезе располагается флишоидная толща, верхние

горизонты которой датируются сеномом и низами палеогена (Vila, 1971₂; Raoult, 1972), что дает основание предполагать смежное положение в пространстве в едином прогибе северных частей параавтохтона и комплекса массивского флиша (Vila, 1971_{1,2}). Доскладчатое расположение основных структурных зон показано на рис. 2.

Таким образом, доскладчатая структура Телльской зоны вырисовывается как значительный прогиб, ограниченный с юга относительным поднятием Высоких Плато, а с севера — поднятием Кабильских массивов. Южный склон и центральная часть этого прогиба были сложены мощной (до 8—9 км) толщей преимущественно глинисто-карбонатных осадков, а северный склон — значительно менее мощными (1—1,5 км) флишевыми отложениями. Учитывая размеры аллохтонных единиц, общая величина сокращения оценивается в 2—2,5 раза.

Очень сложная и до сих пор спорная проблема касается первоначального положения нумидийского флиша и, как нам кажется, поднумидийского комплекса или микробрекчиевого флиша. При решении ее должен быть принят во внимание широкий круг вопросов, касающихся стратиграфии и временного интервала формирования нумидия, происхождение огромных масс обломочного кварца нумидийских песчаников и положение в современной структуре. Представляется, что на данной стадии изучения имеются более веские соображения, заставляющие считать, что нумидийский флиш формировался к северу от Кабильских массивов. В пользу этого свидетельствует постоянное наиболее высокое положение нумидийского и поднумидийского покровов в системе аллохтонных комплексов Северной Африки, олигоцен-аквитанский возраст формирующих его отложений, который идентичен возрасту олигоцен-миоценового чехла Кабильских массивов и верхам разреза моретанского флиша. Последнее обстоятельство не позволяет предполагать образование обломочного кварца песчаников за счет пород этих массивов и, следовательно, помещать область формирования нумидия к югу от Кабильских массивов, так как

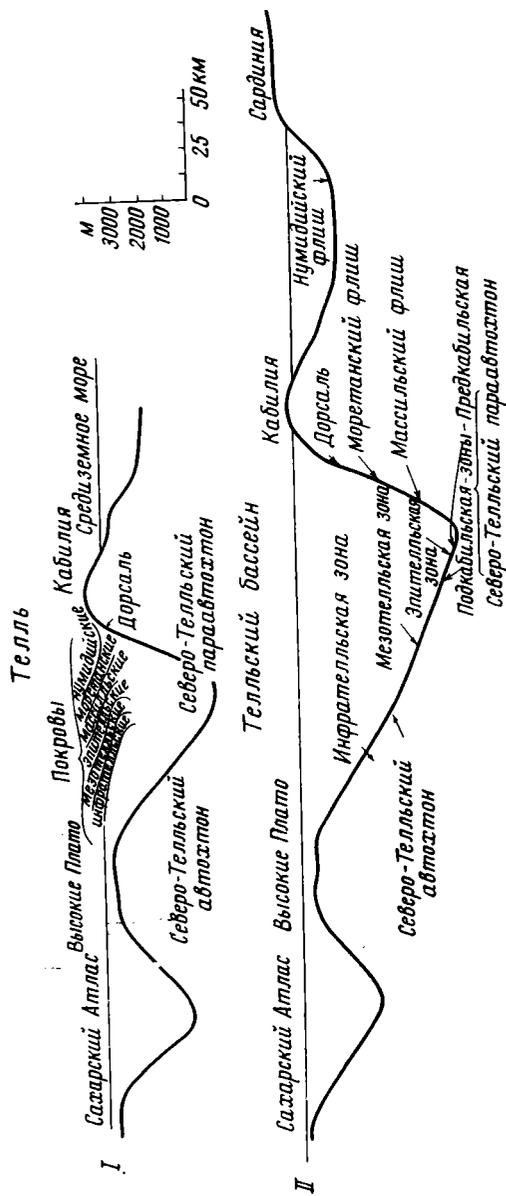


Рис. 2. Складчатая (I) и доскладчатая (II) структуры Северной Африки

с юга также не было зон поднятий с выведенными на поверхность кристаллическими породами, способными дать необходимое количество обломочного кварца. Тем более нет оснований считать возможным, что обломочный кварц образовался за счет разрушения пород Сахарской плиты. Даже современное поле распространения нумидийских песчаников отстоит от этой области на несколько сотен километров, и в этом промежутке в аквитане на территории Тунисского и Сахарского Атласа сохранились морские условия с накоплением мелководных осадков, ничего общего не имеющих с флишевой толщей нумидия. Следует также принять во внимание гранулометрический состав песчаников — преимущественно крупнозернистых, часто с мелкими гальками кварца и горизонтами гравелитов, — что ставит вопрос о транспортировке такого материала на столь большие расстояния. Термолюминесцентный анализ кварцевых зерен нумидийских песчаников (Veugnies et al., 1969) показывает, что последние ближе к кварцу кристаллических пород фундамента Сардинии, что еще более поддерживает мнение о формировании нумидия к северу от Кабилий.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Геологическое развитие альпийской области Северной Африки рассматривается по отдельным этапам, отражающим основной ход развития этого участка земной коры.

Триас (рис. 3). Триасовые отложения имеют сравнительно однородный состав. Для начала триаса все же можно выделить два типа осадков: более грубообломочный, который приурочен к южной части Кабилийских массивов и к северным частям Высоких Плато, и тонкообломочный, свойственный остальной территории. Вторая половина триаса отмечена широким развитием, с одной стороны, доломитов, мергелей, известняков, а с другой — эвапоритов и континентальных обломочных отложений. Доломиты, мергели, известняки и отчасти эвапориты сконцентрированы в Телльской и Атласской зонах; они фиксируют здесь мелководные морские

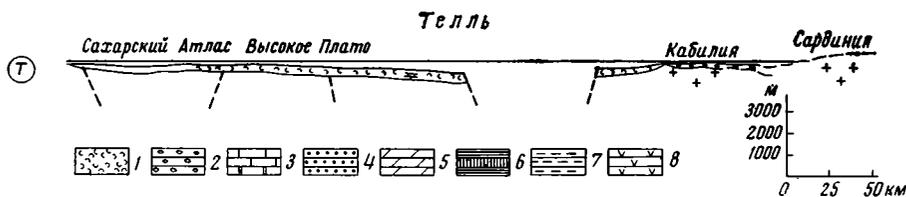


Рис. 3. Схема развития Северной Африки в триасе.

1 — эвапориты; 2 — молассовые и молассоидные комплексы; 3 — карбонатные и глинисто-карбонатные неритовые и шельфовые отложения; 4 — терригенные неритовые и шельфовые отложения; 5 — карбонатные и глинисто-карбонатные пелагические осадки; 6 — глинистые пелагические породы с фтанитами; 7 — флишевые отложения; 8 — эффузивные и пирокластические породы андезитового ряда. Цифрами обозначены автохтон: I — Сахарский Атлас; II — Высокие Плато; X — Северо-Телльский автохтон; XI — Северо-Телльский параавтохтон; XII — Предкабильская зона; аллохтон: III — Инфрателльские покровы; IV — Мезотелльские покровы; V — Эпителльские покровы; VI — массивский флиш; VII — моретанский флиш; IX — Кабилиды; X — Кабилийский Дорсаль

и лагунно-морские условия. Эвапориты и континентальные образования приурочены к Высоким Плато и южной части Кабилийских массивов, где ранее отлагались относительно грубообломочные породы. Следует напомнить, что отложения триаса рассматриваемой области очень похожи на германский триас Европы (Жинью, 1952). Для южной части области (Высокие Плато, Атлас) характерны также отдельные базальтовые излияния.

В целом триасовый этап характеризовался обособлением основных структурных зон рассматриваемой области, что отмечалось уже рядом исследователей (Duran-Delga, 1967; Алиев и др., 1971; Сулиди-Кондратьев и др., 1974). В качестве поднятий существовали Кабильская зона и блок Высоких Плато, прогибы наметились в Атласской и Телльской зонах. Триас принадлежит к так называемым грабеновым фациям, отмечающим раскол Европы и Африки в связи с образованием мезозойского Тетиса.

Юра (рис. 4). Юрские отложения характеризуются несколькими основными типами разрезов, которые отражают значительную дифференциацию обстановки.

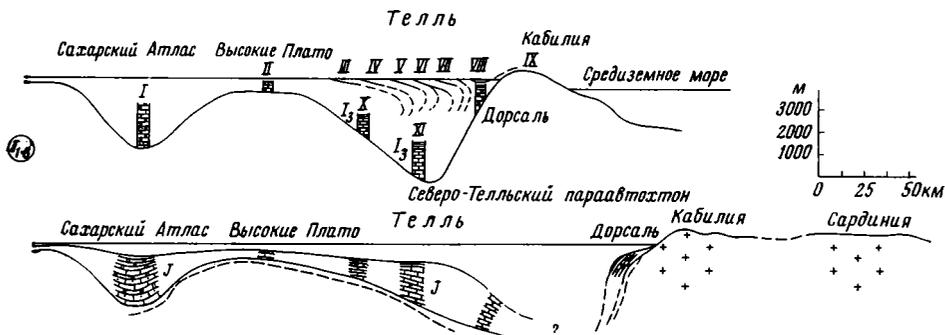


Рис. 4. Схема развития Северной Африки в юре. Условные обозначения см. на рис. 3

В лейасе намечаются три литофациальные типа осадков. Первый из них, терригенно-карбонатный, развит в Атласской зоне; он представлен песчано-глинистыми осадками с шельфовой фауной либо органогенными известняками и характеризуется, судя по составу пород и фауне, морские мелководные условия при значительном прогибании, компенсированном осадконакоплением. Второй тип свойствен Высоким Плато, для него примечательны известняки (300—400 м), отвечающие неритовым условиям осадконакопления. Среди них появляются пестрые доломитовые известняки, отлагавшиеся в лагунной обстановке. Сокращенная мощность и смена морских условий лагунными подчеркивают тенденцию к поднятию зоны Высоких Плато. Третий тип осадков, также карбонатный, приурочен к автохтону Телльской зоны. В отличие от второго типа известняки и доломиты имеют здесь большую мощность (до 1000 м) и прослоены кремнями. Они отмечают здесь существование мелководных условий при значительном прогибании дна бассейна.

В доггере, при сохранении общей фациальной картины, появляется новый тип осадков, представленный мергелистыми толщами с аммонитами. Он характерен для северной части Телльской зоны (Северо-Телльский параавтохтон) и отражает пелагические условия седиментации. В южной части этой зоны продолжали формироваться карбонатные породы в мелководной обстановке.

В центральных частях Кабильских массивов отложения нижней юры не известны, т. е. эти массивы сохраняли свое поднятое положение. На южных их склонах развиты небольшой мощности известняки, характеризующие также, видимо, мелководные условия (зона Дорсаль).

В мальме сохраняются те же типы литофаций. Наряду с ними в зоне Высоких Плато появляются песчано-конгломератные отложения, свидетельствующие о существовании в конце юры в этой зоне отдельных размывавшихся поднятий. Новый тип отложений отмечается также на южных склонах Кабильских массивов (в зоне Дорсаль) — здесь появляются маломощные радиоляриты. Эти явно глубоководные осадки отмечают резкое и относительно кратковременное погружение южных скло-

нов Кабильских массивов. Поскольку радиоляриты в мальме известны не только в Кабильском Дорсале, но и в Дорсале Марокко (Griffon, 1966; Gutnic, 1963), можно говорить, что явление резкого погружения было региональным.

Таким образом, на протяжении юрского этапа обособлялись: 1) интенсивно прогибавшаяся Атласская зона, где прогибание компенсировалось мелководным осадконакоплением; 2) расположенная к северу от нее область относительного поднятия Высоких Плато с неритовыми и в отдельные моменты прибрежными осадками сокращенной мощности; 3) сильно прогибавшаяся Телльская зона с мелководными условиями на юге и пелагическими (с доггера) на севере. Осадконакопление в этой зоне не компенсировало глубину погружения. В целом все эти зоны можно уверенно сопоставить со сложно построенной континентальной окраиной. Связь Телльской зоны с расположенными где-то севернее Кабильскими массивами в юре практически не устанавливается; Кабильские массивы сохранились как поднятая зона с неритовыми осадками на южных склонах, где в мальме происходит сильное кратковременное погружение.

Глубоководные фации южных склонов Кабильских массивов и пелагические фации севера Телльской зоны отмечают края сравнительно обширного глубоководного бассейна, располагавшегося между окраиной Африканского континента и Кабильскими массивами. По-видимому, этот бассейн занимал то пространство, на котором впоследствии накопились флишевые комплексы (об этом свидетельствует среднеюрский возраст низов Моретанского флиша в Марокко — Duran-Delga, 1973). Ложе бассейна нигде не вскрыто, возможно, оно полностью погребено под нагромождением шарьяжей. Учитывая глубоководность осадков, оно имело скорее всего океаническую или субокеаническую природу.

Мел (рис. 5). Среди нижнемеловых отложений Атласской зоны преобладают терригенные породы — континентальные на западе и морские



Рис. 5. Схема развития Северной Африки в мелу.
Условные обозначения см. на рис. 3

на востоке, где известны также значительные рифогенные массивы. Значительная мощность как континентальных, так и морских образований свидетельствует о том, что в этой зоне продолжались интенсивные прогибания, компенсированные осадконакоплением.

В Высоких Плато на востоке известны морские карбонатные отложения небольшой мощности, а в центральных частях и на западе — мало мощные обломочные континентальные породы. Это свидетельствует о сохранении тенденций к поднятию в этой зоне.

Среди нижнемеловых отложений автохтона Телльской зоны и Телльских покровов четко выделяются два типа — карбонатный и мергелистый. Первый из них формировался на южном краю зоны и по характеру пород (органиогенные известняки) и бентонной фауне относится несомненно к мелководным отложениям, а второй тип, мергелистый, свойственный более внутренним участкам Телльской зоны, по своей литологии и содержащейся в нем пелагической микрофауне является глубоководным. Значительная мощность нижнемеловых отложений свидетельствует о существовании прогибания.

На южных склонах Кабильских массивов (зона Дорсаль) нижнемеловые отложения представлены конгломератами, брекчиями, песчаниками. Слабая окатанность обломочных частиц, весьма малая мощность отложений, отсутствие макрофауны и одновременное присутствие как неритовой, так и пелагической микрофауны свидетельствуют, вероятно, о формировании этих отложений за счет подводных оползневых свалов с крутых склонов Кабильских массивов. Следует отметить, что подобный характер этих склонов, видимо, сохранялся на всем протяжении вплоть до Рифа Марокко, о чем свидетельствует исключительное литологическое сходство одновозрастных отложений в пределах зоны Дорсаль.

Для мела характерен совершенно новый тип отложений — флишевый. В соответствии с принятой нами реконструкцией доскладчатой структуры к югу от зоны Дорсаль накапливались нижние части моретанского флиша, представленные маломощными радиоляритами берриаса и песчано-глинистыми с пелитоморфными известняками породами более высоких горизонтов нижнего мела. Судя по пелагической микрофауне, флишевая толща формировалась в глубоководных условиях. Более южные участки бассейна характеризуются массивским флишем. В нем сохраняется градационная слоистость и турбидитные текстуры, но сами отложения становятся более тонкообломочными.

Непосредственных связей между флишем и пелагическими мергелистыми осадками северных районов Телля проследить не удастся.

В позднемеловую эпоху реконструируются те же обстановки, что и в раннем мелу, с несущественными изменениями. Так, в самых северных районах Телльской зоны (в Подкабильском параавтохтоне) наряду с пелагическими мергелями выделяется полоса флишеидного осадконакопления, возможно, знаменующая сближение ее с областью формирования флиша.

В позднем мелу, по-видимому, обнажились части Кабильских массивов, прилегающих к зоне Дорсаль. Здесь происходил размыв карбонатных пород юры с поступлением обломочного материала в зону Дорсаль.

Маломощные сеноманские отложения с фтанитами и мергелисто-микробрекчиевым сенон с глоботрунканами, свойственные обоим флишевым комплексам, указывают на сохранение глубоководных условий. Следует отметить ту общую особенность меловых отложений Телльской зоны, что мощность «телльских» осадков в несколько раз больше мощности отложений флиша.

Таким образом, в целом для мелового периода с юга на север хорошо реконструируется погружающаяся континентальная окраина Африки, осложненная Атласским прогибом, и прилегающий с севера глубоководный Телльский бассейн. Он был окаймлен на севере Кабильским поднятием, выступавшим местами выше уровня моря. Осадконакопление в северной части Телльского бассейна происходило в турбидитных условиях. Толщи моретанского флиша могут быть уверенно отнесены к осадкам континентального подножья, формировавшегося перед Кабильским поднятием. Массивский флиш отмечает, вероятно, более центральные части бассейна. Южный край Телльского бассейна, отвечающий Телльским покровам, был, по-видимому, лишен крутого континентального склона, здесь накапливались мощные пелагические мергели.

Палеоцен-эоцен (рис. 6). Среди палеоцен-эоценовых отложений Атласского прогиба преобладают комплексы, с одной стороны, обломочных пород и, с другой — эвапоритов и мергелей. Мощность как тех, так и других отложений умеренная (в пределах первых сотен метров). Среди обломочных пород, развитых на западе, преобладают песчаники и конгломераты, часто красноцветные, свидетельствующие о континентальных условиях формирования. Эвапориты, мергели, известняки, часто с фосфоритами, распространенные на востоке, характеризуют лагун-

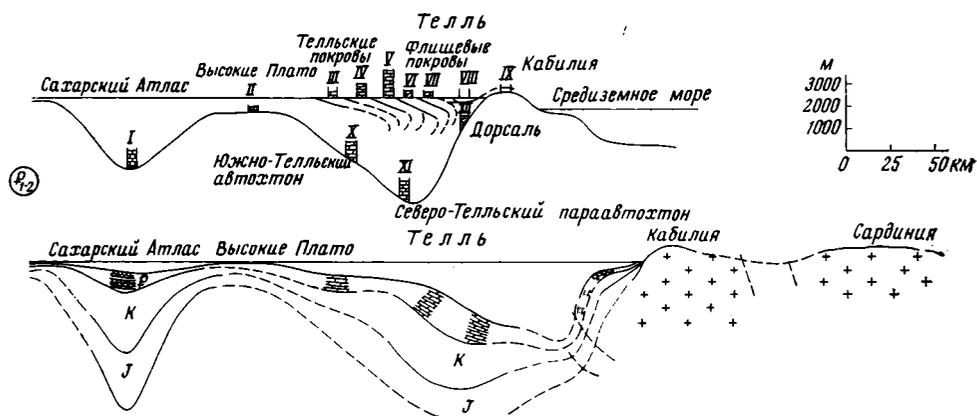


Рис. 6. Схема развития Северной Африки в палеоцене и эоцене. Условные обозначения см. на рис. 3

ные или мелководно-лагунные условия. Все это позволяет считать, что в Атласской зоне на смену интенсивным прогибаниям юрского и мелового этапов приходит весьма умеренное прогибание, так же как и раньше компенсированное осадконакоплением.

В зоне Высоких Плато отложения палеоцена и эоцена развиты лишь в отдельных местах, причем они представлены континентальными и реже лагунными отложениями незначительной мощности. На большей же части этой зоны они вообще не известны. Следовательно, зона Высоких Плато продолжала быть стабильным поднятием.

На юге Телльской зоны в автохтоне развиты мергели и известняки относительно малой мощности (до 300 м), характеризовавшие мелководные и даже мелководно-лагунные условия, которые были свойственны полого погружающемуся склону блока Высоких Плато.

В более северных районах этой зоны, судя по мощной (до 2000 м) толще мергелей с глубоководной микрофауной, распространенных в Северо-Телльском параавтохтоне, продолжали господствовать пелагические условия.

В Кабильском Дорсале среди в целом обычных микробрекчиевых известняков выделяется горизонт конгломератов палеоцена, сложенный гальками карбонатных пород юры и мела, характерных для этой же зоны. Во внутренних частях Дорсалья развиты мелководные нуммулитовые известняки. Южнее Кабильского Дорсалья во флишевой зоне палеоценовые отложения характеризуются присутствием горизонта дикого флиша, соответствующего, видимо, упомянутым конгломератам в зоне Дорсаль, также с гальками и валунами карбонатных пород. В целом палеоценовые и эоценовые отложения флиша имеют более крупный размер частиц в составе микробрекчий и меньшее количество аргиллитов и мергелей. По-видимому, подобный характер отложений свидетельствует о нестабильности условий в зоне питания, толчок которым дали какие-то движения в палеоцене. Следует отметить, что как в Кабильском Дорсале, так и во флишевой зоне с позднего эоцена в карбонатных микробрекчи-

ях постепенно повышается процент содержания слюды, появление которых, несомненно, свидетельствует о размыве метаморфических сланцев Кабильских массивов.

Связь области накопления флиша с собственно Телльской зоной в палеоцене и эоцене отмечается по наличию флишеидных пород в наиболее северных районах Телльской зоны (Vila, 1971).

В целом в палеоцен-эоценовый этап сохраняются предшествующие обстановки. В то же время видно начало перестроек, в Атласской зоне

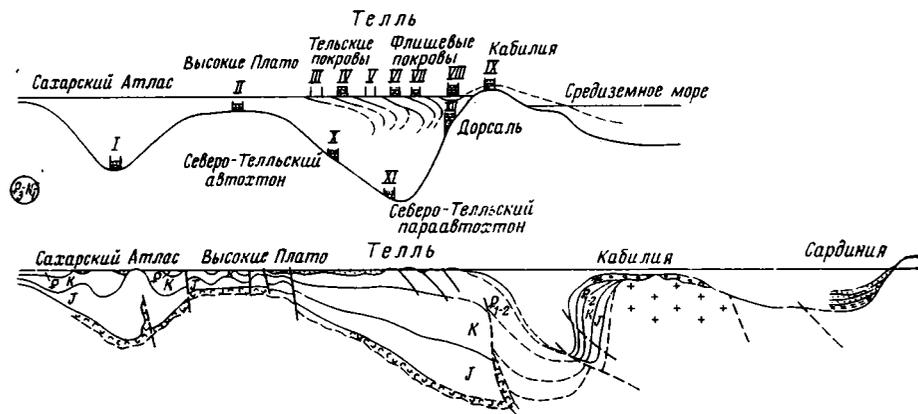


Рис. 7. Схемы развития Северной Африки в олигоцене — аквитане. Условные обозначения см. на рис. 3

темп нисходящих движений резко снижается, и к позднему эоцену приурочены первые складкообразовательные движения, так же как и в зоне Высоких Плато. В Кабильской зоне отмечаются движения в палеоцене и позднем эоцене, которые фиксируются только в появлении характерных литологических разновидностей пород. Существуют также доводы в пользу начала горизонтальных перемещений в позднем эоцене в пределах Кабильского Дорсалья и флишевой зоны (Raoult, 1969), однако они не были сколько-нибудь определяющими.

Олигоцен - аквитан (рис. 7). Литофациальные типы отложений олигоцена и аквитана характеризуют существенно новый этап в развитии рассматриваемой области.

В Атласской зоне олигоценовые отложения представлены спорадически распространенными обломочными породами, континентальный характер которых не вызывает сомнений. Судя по тому, что они залегают с некоторым несогласием и заполняют впадины рельефа, можно думать, что незначительные складкообразовательные движения начались уже в позднем эоцене. Однако наиболее крупное несогласие разделяет отложения аквитана, представленные мелководными морскими обломочными породами. Это резкое несогласие свидетельствует о том, что основная складчатость была приурочена к позднему олигоцену.

В зоне Высоких Плато олигоценовые отложения практически не известны, а аквитанские, также местами морские, несогласно перекрывают более древние. По-видимому, в этой зоне олигоценовые движения вызвали лишь коробление мезозойско-кайнозойского чехла незначительной мощности и привели к формированию многих разрывных нарушений.

В Телльской зоне олигоценовые отложения известны только в составе Мезотелльских покровов. Они представлены мергелисто-песчаной толщей, судя по характеру, — отложений неглубокого моря, которое, видимо, сохранялось лишь на севере Телльской зоны. Большая же ее часть в олигоцене была поднята. Согласно залеганию нижнего миоцена говорит об отсутствии в этой зоне существенных складкообразовательных

движений. На юге Телльской зоны в районах ее сопряжения с зоной Высоких Плато также известны морские нижнемиоценовые отложения, залегающие без существенного несогласия на нижележащих (нижний миоцен I или донадвиговый миоцен).

Существенные изменения в литофациях отмечаются для Кабильской зоны и сопряженных с ней районов. Прежде всего непосредственно в осевых частях этой зоны, где мезозойские и палеогеновые отложения неизвестны, отмечаются верхнеолигоцен-аквитанские сероцветные молассы, сложенные конгломератами и слюдистыми песчаниками. Эти отложения являются морскими, о чем свидетельствует характер заключенной в них

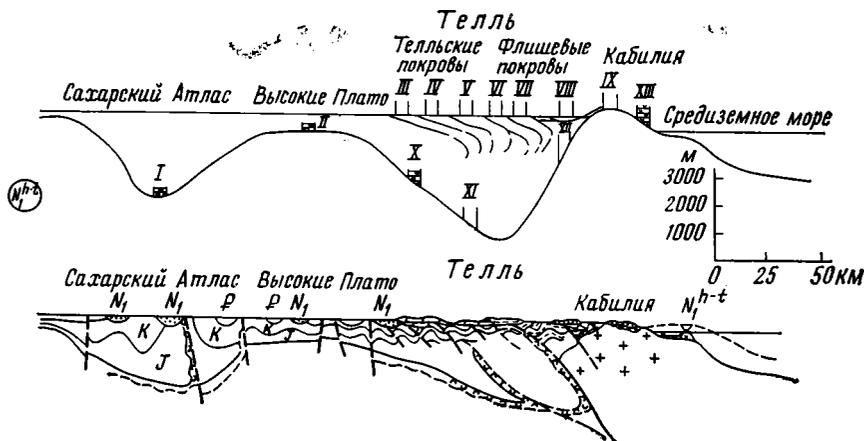


Рис. 8. Схема развития Северной Африки в позднем аквитане — бурдигале. Условные обозначения см. на рис. 3

микрофауны. Интересно, что сходные по литологии типы отложений олигоцена и аквитана распространены и в Кабильском Дорсале, и во флишевой зоне.

Таким образом, в олигоцене и аквитане Кабильские массивы в противоположность южной части Телля играют роль относительно погруженной зоны.

К северу от Кабильских массивов, где ранее, возможно, осадконакопления не происходило, формировались толщи нумидийского комплекса, возникшие за счет разрушения кристаллических пород типа фундамента Сардинии.

Поздний аквитан-бурдигал (рис. 8). К этому времени относится самая существенная тектоническая перестройка, произошедшая в весьма короткое время в районах к северу от блока Высоких Плато. Вместе с тем на юге Телльской зоны морское осадконакопление сохраняется и отлагаются мелководные терригенные отложения. Но наиболее замечательно то, что в их разрезе, хорошо изученном по буровым скважинам, появляются олистостромы и крупные пластины преимущественно третичных пород, отторгнутых от продвигавшихся к югу Телльских покровов. Эти пластины вверх по разрезу согласно перекрываются нижнемиоценовыми же осадками. Олистостромы известны также в верхах обломочной толщи аквитана на Кабильских массивах, но здесь олистолиты представлены не породами Телльских покровов, а моретанским флишем (Tefiani, 1969; Bouillin et al., 1971; Bouillin et al., 1973). Все это свидетельствует о раздавливании Телльского прогиба между жесткими блоками Высоких Плато и Кабильских массивов. Этот процесс вызвал перемещение покровов преимущественно на юг, причем частично в подводно-морских условиях, но местами они сползали в противоположном направлении, в бассейны, образовавшиеся в это время на месте Кабиль-

ских массивов. Среди олистостромовых толщ на Кабильских массивах отсутствуют породы нумидийского флиша, но галька этих пород и отдельные осадочные клиппы содержатся в низах более молодой вулканогенно-осадочной толщи бурдигал-гельвета, распространенной в северных, тыловых частях Кабильских массивов. Вероятно, появление нумидийских покровов было чуть более поздним, чем флишевых покровов, в связи с большей величиной их перемещения из более северных районов.

Позднетретичное время. Развитие Северной Африки в позднетретичное время было тесно связано с развитием всего Западного Средиземноморья, приведшим к образованию глубоководных бассейнов с корой океанического типа — Альборанского, Балеарского, Тирренского. Они оформились не раньше середины третичного времени — конца олигоцена и миоцена (Муратов, 1972; Vogt et al., 1971; Le Pichon et al., 1972). Их образование толкуется крайне различно (обзор гипотез см. Ritsema, 1970). Оно связывается либо с опусканием континентальных блоков и их океанизацией, либо с раскрытием бассейнов в результате растяжения и раздвижения континентальных блоков. Второе решение представляется нам более обоснованным. Глубоководные бассейны Западного Средиземноморья обладают повышенным тепловым потоком, в верхней мантии под ними обнаружено несколько слоев с пониженными сейсмическими скоростями (Kporff, 1970), говорящими о разуплотнении и подъеме глубинного вещества; некоторым из них свойственны линейные магнитные аномалии (Bayer et al., 1973), напоминающие типично океанические; палеомагнитные данные и совпадение контуров берегов говорят о движении Корсики, Сардинии и других микроконтинентальных блоков по отношению к Европе (Hsü, 1971; Dewey et al., 1973). Западно-Средиземноморские бассейны очень близки по своему строению к окраинным морям запада Тихого океана, а одно из них — Тирренское обрамлено вулканической дугой (Сицилийско-Калабрийской) и располагается над глубинной сейсмофокальной зоной — зоной Беньюфа. Раскрытие бассейнов Западного Средиземноморья, как иногда полагают (Vogt et al., 1971), было в какой-то мере аналогично спредингу срединно-океанических хребтов, а первые его моменты, как и в Красном море, были отмечены накоплением миоценовых солей. Обращает на себя внимание совпадение во времени образования глубоководных впадин Западного Средиземноморья, с одной стороны, и с другой — интенсивных складкообразовательных движений по их обрамлению: в Апеннинах, Альпах, Бетской зоне и Северной Африке, с перемещениями шарьяжей во все стороны от новообразованных бассейнов. Это совпадение во времени разнотипных событий можно интерпретировать таким образом, что на месте Западного Средиземноморья с конца эоцена по миоцен существовала сложная динамическая система, в которой растяжение и образование океанических бассейнов в осевых частях вызывало закрытие прежних бассейнов, смятие в складки и шарьяжеобразование по периферии.

Сразу после шарьяжеобразования, в бурдигал-гельвете, в узкой полосе севера Африканского континента возникла вулканическая дуга, продолжавшаяся, вероятно, в сторону Сардинии (Alvarez et al., 1974), окаймляя с юга бассейн Альборанского моря и его восточное продолжение.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Учитывая связь покровно-складчатой структуры с раскрытием бассейнов Западного Средиземноморья, можно попытаться, опираясь на материал по Северной Африке, оценить события, которые происходили на смежных площадях бассейнов.

Складчатость и покровообразование в Северной Африке протекали на протяжении относительно длительного времени, начиная с конца эоцена.

до середины миоцена, и эти движения грубо распадаются на более слабую позднеоценовую фазу и максимальную фазу, закончившуюся в середине миоцена. Очевидно, этот отрезок времени совпадает с периодом раскрытия бассейнов Западного Средиземноморья.

До этого времени микроконтинент «Кабилія», обнимающий внутренние массивы Северной Африки, был спаян вместе с другими современными микроконтинентами, такими как Сардиния и Балеары, в единый Сардино-Балеарский континентальный блок, который был в свою очередь

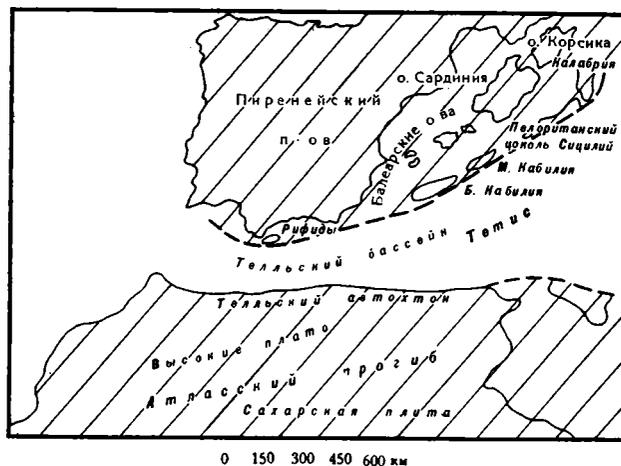


Рис. 9. Реконструкция Тетиского бассейна в мезозое. Заштрихованы области с континентальной корой

присоединен к Европе. Такого рода реконструкции проводились неоднократно (Alvarez, 1972; Alvarez et al., 1974; Dewey et al., 1973). От Африканского континента Европа отделялась в данном месте Тетиским бассейном. Он представлял собой западное окончание мезозойского Тетиса. Но если, как показывают реконструкции (Пейве, 1969; Книппер, 1973; Dewey et al., 1973), в своих более восточных частях, относящихся к Апеннинам, Динаридам, Малой Азии, этот океан представлял собой достаточно обширные пространства с типичной океанической корой, остатки которой сохранились в виде классических офиолитов, то Тетиский бассейн, как следует из палеогеографического анализа, имел сравнительно небольшие размеры — 150—200 км. Очевидно, центральные его части, отмеченные отложением моретанского и массивского флишей, также имели субокеаническое основание. Об этом косвенно говорит развитие пелагических осадков и флиша, которые формировались в обстановке континентального подножия (как известно, континентальное подножие всегда подстилается океанической корой). Кроме того, возможно, что остатками этой океанической коры являются изолированные выходы гипербазитов в Алжире, Марокко и Бетской зоне.

По-видимому, лучшим современным аналогом Тетиского бассейна может служить Альборанское море, в котором, по имеющимся данным, (Le Pichon et al., 1972), чередуются блоки с континентальной и океанической корой и где за четвертичный период накопилось около 1000 м песчано-алевритовых осадков, близко напоминающих флиш.

Тетиский бассейн был, как можно судить, асимметричным: широкий шельф на юге, занимавший окраину Африканского континента, обрывался на север в глубоководную впадину. Шельфовый характер южной части бассейна доказывается постоянным накоплением существенно мелководных карбонатных осадков. В пределах этой континентальной окраины располагался глубокий Атласский внутриплатформенный прогиб.

Эта картина напоминает современную Атлантическую окраину Северо-Американского континента, где хорошо установлено (Дрейк, и др., 1970; Етегу, Ушурі, 1972) наличие глубоких погребенных прогибов такого рода. Северный борт Телльского прогиба, по-видимому, представлял собой крутой, с крайне узкой зоной шельфа уступ, отмеченный фациями зоны Дорсаль. У подножия уступа накапливались относительно глубоко-водные осадки моретанского и массивельского флишей. Эта асимметрия в совокупности с большим градиентом рельефа создавали, видимо, благоприятные условия для последующего движения Кабильских массивов на юг и образования шарьяжей.

Первая фаза покровообразования, возможно, отвечает начавшемуся раскрытию главных бассейнов Западного Средиземноморья (Балеарского, Тирренского). Можно предполагать, что в это время произошел раскол по южному краю Сардино-Балеарского континентального блока, с отделением от него внутренних Кабильских массивов, которые испытали погружение. По-видимому, на месте раскола образовалась депрессия, заполнявшаяся сначала глинистыми породами, изредка с углистыми остатками, а затем чисто кварцевыми крупнозернистыми песчаниками нумидийского флиша. Эта толща достаточно быстро достигла мощности более 1000 м. Одновременно с выполнением Телльского бассейна начали возникать и сминаться первые покровы, надвигавшиеся на юг, которые образовали поднятие Телля. Перед фронтом двигавшихся Кабилии и покровов Телля образовались компенсационные прогибы, куда спускались олистостромы с надвигавшихся шарьяжных пластин.

Первая фаза была не слишком интенсивной. Вместе с тем именно к этому времени относится главная фаза образования шарьяжей в Альпах и Пиренеях (олигоцен). Видимо, основные напряжения, возникшие при начале раскрытия Западного Средиземноморья, разрешались в северном направлении.

Вторая фаза в начале миоцена была главной в формировании структуры альпийской зоны Северной Африки, когда образовалась вся система шарьяжных пластин. Очевидно, эта фаза отвечает следующему этапу раскрытия бассейнов Западного Средиземноморья, когда они приобрели очертания, близкие к современным.

Для образования структуры Телльских цепей необходимо постулировать сжатие этой части территории за счет движения Кабильских массивов на юг, которые частично надвигались на выполнение Телльского бассейна, но большей частью выжимали это осадочное выполнение, причем флишевые комплексы, отмечающие осевую часть прогиба и самые близкие к Кабилии, были выжаты полностью (как под действием бульдозера). Для образования покровов нумидийского флиша (который формировался между Сардинским и Кабильским блоками) необходимо предположить раздавливание нумидийского прогиба. Думается, что это произошло вследствие раскола на месте Альборанского моря и его восточного продолжения.

Начиная с конца миоцена существует современная структура Западного Средиземноморья, характеризующаяся наличием глубоководных впадин, окаймленных местами вулканическими дугами (Сицилийско-Калабрийская дуга или более ранняя, бурдигал-гельветская дуга Северной Африки). Несомненно, последняя была корреляционно связана с зоной Беньофа, которая по аналогии с современной зоной Беньофа под Сицилийско-Калабрийской дугой погружалась на север.

Обозревая в целом всю мезозойско-кайнозойскую историю Северной Африки, можно выделить два периода. Первый имел продолжительность около 150 млн. лет, начиная с триас-юрского времени до эоцена включительно, когда после образования в триасе — юре океанических бассейнов запада мезозойского Тетиса шло их заполнение осадками. Второй охватывает всего 20—25 млн. лет, с конца эоцена до середины миоцена, ког-

да произошла полная перестройка, возникли современные глубоководные бассейны Западного Средиземноморья, а выполнение прежних было смято и выжато в виде шарьяжей на прилегающий континент. Спокойному периоду (мезозой) предшествовало образование океанических бассейнов Тетиса. Можно думать, что с позднего миоцена начался новый цикл развития Средиземноморья, которое в конечном итоге, вероятно, ждет та же участь, что и мезозойский Тетис.

ВЫВОДЫ

1. Структура альпийской складчатой области Северной Африки характеризуется широким развитием тектонических покровов; в результате геологические комплексы, формировавшиеся в различных условиях, сейчас тектонически смещены.

2. Палеогеографический анализ позволил выявить, что комплекс осадков мезозоя и палеогена Северной Африки накапливался в сравнительно нешироком (150—200 км) бассейне субокеанической природы — Телльском бассейне. На протяжении мезозоя и палеогена в нем непрерывно накапливались: в южной части мелководные карбонатные осадки, свойственные континентальной окраине Африки и залегающие сейчас в автохтоне; в осевых частях глубоководные пелагические и турбидитные осадки, отмечающие континентальное подножие и ложе Телльского бассейна, впоследствии тектонически выжатые и находящиеся сейчас в аллохтоне; в северной части вновь мелководные осадки, фиксирующие крутой уступ, отделявший Телльский бассейн от северного континента, включавшего Кабийские массивы и Сардино-Балеарский блок, припаянные к Европе.

3. Телльский бассейн близко напоминал современное Альборанское море, и, видимо, вся западная часть мезозойско-палеогенового Тетиса была аналогична современному Западному Средиземноморью.

4. Создание складчатых и покровных структур Северной Африки коррелирует во времени с новообразованием (раскрытием) глубоководных бассейнов Западного Средиземноморья и, вероятно, обусловлено им.

Литература

- Алиев М. Н., Айт Лаусин Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Шихалибейли Э. Ш., Высоцкий В. И., Саид А. Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов. «Недра», 1971.
- Дрейк И., Юинг Дж., Стокард Г. Континентальная окраина восточной части США.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Жинью Ж. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис., М., Геол. ин-т АН СССР, 1973.
- Муратов М. В. История формирования глубоководных котловин Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Кузнецов Ю. Я., Зубков В. А. Основные черты палеогеографии Атласской области в мезозое и кайнозое.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, вып. 4.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Чехович В. Д., Федоровский В. А. Тектоника северо-восточного Алжира.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 6.
- Alvarez W. Rotation of the Corsica — Sardinia microplate.— Nat. Phys. Sci., 1972, v. 235, No. 58.
- Alvarez W., Coccozza T., Wezel F. C. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal.— Nature, 1974, v. 248, No. 544.
- Auzende J. M., Olivet J. L., Bounin J. Une structure compressive au nord de l'Algeria.— Deep Sea Res., 1972, v. 19.
- Bayer R., Le Monel J. L., Le Pichon X. Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean.— Earth a. Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, No. 2.
- Beugnies A., Broquet P., Caire A., Charlet J. M., Duée G., Masclé G., Trullet R. Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale.— Bull. Soc. géol. France (7), 1969, XI.

- Bocaletti M., Guazone G.* Plate tectonics in the Mediterranean region. Petrol. Explor. Soc. Libia, Tripoli, 1974.
- Bouillin J. P., Duran-Delga M., Gelard J. P., Leikine M., Raoult J. F., Raymond D., Tefiani M., Viva J. M.* Définition d'un flysch Massylien et d'un flysch Mauretarien au sein des flysch allochtones de l'Algérie.— C. r. Acad. sci., 1970, t. 270.
- Bouillin J. P., Raoult J. F.* Presence sur le socle Kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un neo-autochtone? — Bull. Soc. géol. France, (7), 1971, XIII, No. 3—4.
- Bouillin J. P., Duran-Delga M., Gelard J. P., Leikine M., Raoult J. F., Raymond D., Tefiani M., Viva J. M.* Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie.— Bull. Soc. géol. France, 1973, (7), XV, No. 3—4.
- Bouillin J. P., Kornprobst J.* Associations ultrabasiques de Petite Kabylie: peridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes Bético-Rifaines.— Bull. Soc. géol. France, (7), XVI, 1974.
- Dewey J. F., Pittman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 10.
- Duran-Delga M.* Structure and geology of the north-east Atlas Mountains. Petrol. Explor. Soc. Libia. Guidebook to the geology and history of Tunisia. Tripoli, 1967.
- Duran-Delga M.* Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.— Bull. Serv. Géol. Algérie, N. S., 1969, No. 39.
- Griffon J. C.* Da Dorsale calcaire au Sud de Tetouan.— Notes et Mem. Serv. géol. Maroc, 1966, No. 184.
- Gutnic M.* Aperçu sur la structure de la Dorsale calcaire dans la région d'Asifane.— C. r. somm. Soc. géol. France, 1963.
- Emery K. O., Uchupi E.* Western North Atlantic Ocean.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1972, v. 17.
- Hsü K. J.* Origin of the Alps and Western Mediterranean.— Nature, 1971, v. 233, No. 5314.
- Knopff L.* Development in Seismology and Geology.— In: Megatectonics of continents and Oceans. New Brunswick, New Jersey Rutgers Univ. Press, 1970.
- Le Pichon X., Pantot G., Weill J. P.* Opening of the Alboran sea.— Nat. Phys. Sci., 1972, v. 236, No. 67.
- Ogniben L.* Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile.— In: Livre à la mémoire du prof. Paul Fallot. Mem. h. ser.— Bull. Soc. géol. France, 1960, t. 1.
- Raoult J. F.* Relations entre la Dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir; phases tangentielles éocènes, paléogéographie (Nord du Constantinois Algérie).— Bull. Soc. géol. France, (7), 1969, XI.
- Raoult J. F.* Précisions sur le flysch Massylien: série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord du Constantinois, Algérie).— Bull. Soc. hist. nat. Afr. Nord Alger, 1972, t. 63, fasc. 1—2.
- Ritsema A. R.* On the origin of the Western Mediterranean Sea basin.— Tectonophysics, 1970, v. 10, No. 5/6.
- Tefiani M.* Le flysch «schisto-gréseux» nord kabyle de la région de l'Alba (Alger), sa position paléogéographique.— Bull. Soc. hist. nat. Afrique Nord, 1969, t. 60, fasc. 1—2.
- Vila J.-M.* Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la Dorsale kabyle dans la région de Jemmapes (Nord du Constantinois, Algérie).— Bull. Soc. géol. France (7), 1969, XI.
- Vila J.-M.* Paléogéographie et tectonique des unités allochtones de type tellien et de type Flysch à microbreches dans le Nord-Est du Constantinois (Algérie).— C. r. Acad. sci., 1971a, t. 272.
- Vila J.-M.* Essai d'interprétation structurale d'une transversale du Nord-Est de la Berbérie, entre les régions, d'Annaba (Bône) et de Guelma.— Bull. Soc. géol. France, (7), 1971b, XIII, No. 1—2.
- Vogt P. R., Higgs R. H., Johnson C. L.* Hypothesis on the origin of the Mediterranean basin, magnetic data.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 4.

УДК 551.242.3(581)

И. М. СБОРЩИКОВ
ТЕКТОНИКА АФГАНИСТАНА
И ПРОБЛЕМА СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ
АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА
(ПАМИРО-ВОСТОЧНО-ИРАНСКИЙ ОТРЕЗОК)

В строении Альпийского пояса на территории Афганистана и смежных районов отчетливо выражена продольная зональность. Важнейшие зоны разделены крупными разрывными нарушениями, часто сдвигового характера. С тектоническими подвижками по этим швам, приведшим к сложным перемещениям отдельных срединных массивов, связано, вероятно, и формирование меланжа в офиолитовых швах.

В статье затронуты некоторые вопросы тектоники области, располагающейся в пределах Афганистана и смежных территорий — Ирана, Пакистана и советской Средней Азии. Именно здесь, от восточной границы Ирана до Памира отмечается эффективное сужение Альпийского пояса по всей ширине. В северо-восточном направлении происходит тектоническое выклинивание многих зон и сближение областей распространения разнородных фаций, наблюдаются торцовые и угловатые сочленения систем складок и разрывов. В целом вырисовывается гигантский веерообразный пучок структур, сходящихся в районе Памиро-Гималайского (Пенджабского) синтаксиса.

Комплекс исследований, проведенных в последние годы в Афганистане при техническом содействии СССР, дал принципиально новый богатый геологический материал. Появилась возможность на новой основе провести анализ тектоники территории Афганистана. Эти новые сведения весьма важны и для правильного понимания геологических связей территории Афганистана со смежными площадями. Например, структура таких еще мало изученных районов, как складчатые сооружения Хазары и Каракорума, не может быть расшифрована без учета данных по афганской территории. Исключительный интерес представляют пограничные с Ираном области на стыке с глыбой Лут, район Сулеймановых гор и др. Все материалы в совокупности приводят к ряду соображений относительно некоторых принципиальных вопросов тектоники Альпийского пояса, связанных с динамикой развития структур, оценкой общего характера движений и роли отдельных тектонических зон в процессе эволюции этой сложной геосинклинальной области.

Автор выражает благодарность В. М. Чмыреву, Д. Абдулло, В. И. Славиному, В. И. Дронову, С. М. Калимулину, А. Х. Кафарскому, К. Ф. Стажило-Алексееву, Ш. Ш. Деникаеву, В. П. Феокистову и Г. С. Логинову за помощь и дружеские контакты в процессе совместных исследований в Афганистане, а также за замечания и советы по первоначальному варианту статьи.

ОБЩАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Отчетливо выраженная продольная зональность — одна из наиболее характерных черт строения как Альпийского пояса Евразии в целом, так и его Ирано-Пакистанской части. В. Е. Хаин (1968) выделяет в пределах пояса ряд протяженных геосинклинальных систем, а в его средней

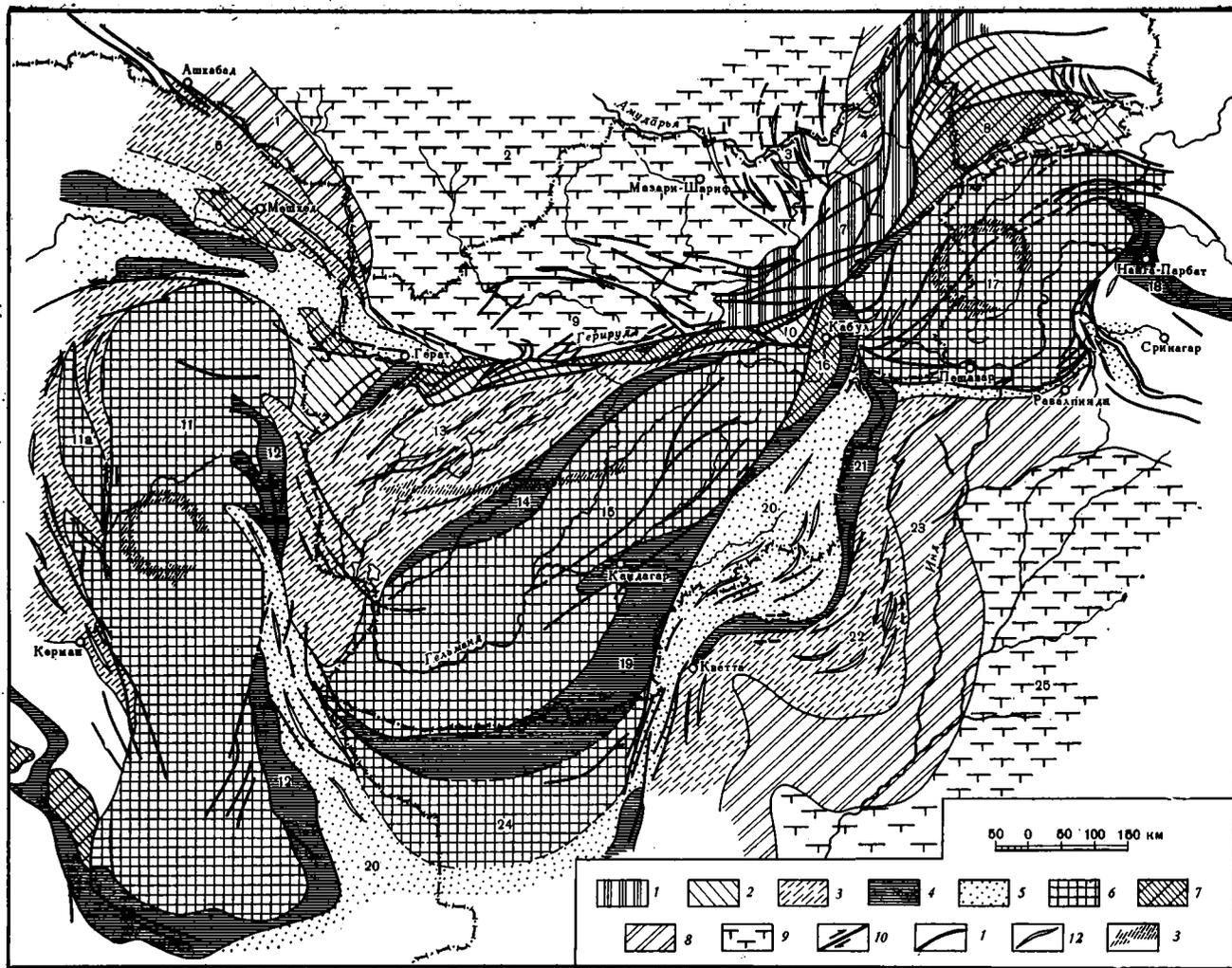


Рис. 1. Принципиальная схема тектоники Афганистана и смежных районов

1 — герцинские складчатые сооружения; 2 — киммерийские складчатые сооружения; 3 — раннеальпийские миогеосинклиналильные области; 4 — раннеальпийские эвгеосинклиналильные зоны (офиолитовые швы); 5 — позднеальпийские прогибы; 6 — средние стабильные области; 7 — блоки докембрийских пород внутри складчатых систем; 8 — краевые прогибы; 9 — платформы; 10 — важнейшие свдвиги и направления смещения по ним; 11 — другие крупные разрывы; 12 — простираение складчатых дислокаций в важнейших тектонических зонах и узлах; 13 — предполагаемые направления перемещения средних массивов. Цифрами на схеме обозначены: 1 — Предкопетдагский краевой прогиб; 2 — Туранская плита; 3 — дислокации Афгано-Таджикской депрессии; 4 — Кулябский предгорный прогиб; 5 — складчатая система Копетдага; 6 — Сурхобский выступ; 7 — герциниды Западного Бадахшана; 8 — Бадахшанский блок; 9 — Герирудский прогиб; 10 — киммериды Среднего Афганистана; 11 — глыба Лут; 11а — блок Шатори; 12 — Восточно-Иранская офиолитовая зона; 13 — Фарахрудский прогиб; 14 — офиолитовая зона Хашруд; 15 — Гельменд-Аргандабская стабильная область; 16 — Кабульский блок; 17 — массив Хазара; 18 — зона «флиша Инда»; 19 — Тарнакская офиолитовая зона; 20 — Белуджистанская складчатая система; 21 — офиолитовый шов Хветты; 22 — Сулейман-Киртарское складчатое сооружение; 23 — Пакистанский краевой прогиб; 24 — массив Харан; 25 — платформа Индостана

части — глубоко переработанные участки промежуточных зон. В схеме тектонического районирования, предложенной В. И. Славиным и С. Х. Мирзодом (1969), в качестве главнейших тектонических подразделений рассматриваются области разновозрастной складчатости с общей тенденцией к смещению на юг более молодых геосинклинальных прогибов. В ряде работ (Пейве, 1969; Мирзод и др., 1968; Казьмин, Кулаков, 1969, и др.) показаны существенные различия в строении северной и южной частей Альпийского пояса.

Территория Афганистана охватывает большую часть Альпийского пояса по ширине, и в пределах этой страны могут быть изучены практически все важнейшие тектонические области и зоны (рис. 1). Их описание дается последовательно с севера на юг.

С севера складчатые системы Восточного Ирана, Центрального Афганистана и Бадахшана ограничены обширной областью платформенного строения, известной под названием Туранской плиты. На севере Афганистана, в пределах Амударьинской депрессии и отрогов хр. Фирузкох и Банди-Туркестан молодые движения, связанные с альпийским орогенезом, существенно повлияли на структуру плиты, и в последнее время за этой территорией закрепляется название «эпиплатформенная орогеническая область» (Браташ и др, 1970; Туаев, 1964).

Герциниды Западного Бадахшана являются продолжением в Афганистане складчатых систем Северного Памира и Кунь-Луны, дугообразно окаймляющих с северо-запада Памирский выступ. В Бадахшане перед фронтом герцинских сооружений заложена депрессия типа предгорной — Кулябский прогиб, — справедливо рассматривающийся В. Е. Хаиным (1969) как альпийский. К юго-западу герцинские структуры погружаются под платформенный чехол плиты.

В Западном Бадахшане выделяются глубоко метаморфизованные докембрийские и субплатформенные венд-девонские образования мощностью 1500—2000 м. Вышележащий каменноугольно-пермский комплекс представлен эвгеосинклинальной серией с мощной (до 700 м) формацией измененных основных и средних вулканитов внизу и терригенно-карбонатными отложениями мощностью 2000—3000 м вверх (по данным А. Х. Кафарского, И. В. Пыжьянова, В. Б. Аверьянова и др.). Эвгеосинклинальные образования развиты в краевых частях герцинской области, протягиваясь на сотни километров только в пределах Афганистана. Внутренние зоны герцинид, сложенные преимущественно докембрийскими комплексами, представляют собой, очевидно, крупный выступ основания этой геосинклинальной системы.

Киммериды Среднего Афганистана протягиваются узкой полосой от границы с Ираном вдоль долины р. Герируд и далее на северо-восток переходят в структуры Центрального и Южного Памира. Эта область представляет собой очень сложно построенное сооружение. Здесь выделяется мощная терригенно-карбонатная серия геосинклинальных осадков каменноугольно-триасово-юрского возраста. Примечательно появление именно в этой зоне нижнепалеозойских отложений в шарьяжных останцах и отдельных тектонических клиньях. Первичные площади распространения этих отложений остаются пока неясными. Рассматриваемая зона отличается исключительно сложным строением, резким изменением фаций и мощностей.

Герирудский позднеальпийский прогиб представляет собой своеобразную шовную структуру, заложившуюся на киммеридах Среднего Афганистана. В современной структуре сохранились лишь отдельные реликты этого прогиба в виде цепочки субшироко вытянутых тектонических блоков, выявленных в результате работ последних лет. Геосинклинальный комплекс прогиба представлен толщей сероцветных и пестроцветных песчаников и алевролитов, кислых и средних вулканитов, общей мощностью около 3000 м.

Своеобразной формой и особым положением в структуре территории отличается Фарахрудский прогиб, представляющий собой область раннеальпийского развития (Славин, Мирзод, 1969). Прогиб в плане вырисовывается в виде огромного клина, общие контуры которого отчетливо определены уже на первой сводной геологической карте Афганистана (Geol. map of Afghanistan., 1969). Острый угол клина направлен на северо-восток, а его вершина располагается несколько южнее г. Бамиана. С запада, в наиболее широкой своей части, прогиб ограничен структурами, окаймляющими глыбу Лут.

Центральная, по-видимому, наиболее глубокая часть Фарахрудского прогиба выполнена мощной (5000 м) терригенно-карбонатной, местами флишoidalного облика толщей верхнеюрско-нижнемелового возраста. Перекрывается она известняками баррем-апта (до 1000 м). Учитывая распределение мощностей этих образований и геофизические данные, можно предполагать, что прогиб заложился на гетерогенном основании (Final report..., 1967). Вблизи от Афгано-Иранской границы общий рисунок аэромагнитных аномалий похож на рисунок, наблюдаемый на древних щитах. Это дало основание немецким геологам предположить здесь относительно неглубокое залегание кристаллического фундамента (Bosum et al., 1968). В северо-западной и юго-восточной краевых частях прогиба выделяются две узкие и протяженные зоны, в пределах которых широко распространены зеленокаменные основные вулканы нижнего мела и встречаются тела гипербазитов.

Фарахрудский прогиб тектонически выклинивается в северо-восточном направлении, и далее в пределах Гиндукуш-Гималайской области аналогичную по строению зону проследить не удастся. В западном направлении прогиб, как отмечалось выше, «утыкается» в глыбу Лут, и его прямое продолжение на территории Ирана найти, по-видимому, также невозможно. К северу от глыбы Лут, на Копет-Даге развиты формации, довольно близкие к фарахрудским. Верхняя юра и мел представлены здесь толщей терригенно-карбонатных осадков мощностью около 5 км (Бархатов, 1971). Примечательно появление аналогичных этим нижнемеловых орбитолиновых известняков в районе г. Керман (Geol. map of Iran, 1967) уже к западу от глыбы Лут. Однако в меридиональных структурах по западной окраине глыбы Лут (хр. Шатори) с мощным палеозойским разрезом, вероятно, можно найти некоторые черты сходства и с киммеридами Среднего Афганистана и, как полагает В. Е. Хаин (1972), даже с герцинидами.

Гельменд-Аргандабская стабильная область занимает центральную часть Афганистана. В ее пределах распространен комплекс субплатформенных терригенно-карбонатных образований, характеризующихся непрерывным и относительно небольшим по мощности разрезом от палеозоя до юры включительно (Карапетов и др., 1971). В ряде мест, особенно по северо-западной периферии области из-под этих отложений вскрываются верхнепротерозойские. В центральной части области (бассейн р. Тирин) обособляется относительно прогнутый участок, в пределах которого распространены меловые отложения. В сравнении с геосинклинальными формациями Фарахрудского прогиба мел здесь характеризуется сокращенными в несколько раз мощностями и существенно иным составом (преимущественно грубообломочные, часто красноцветные отложения).

С юго-востока Гельменд-Аргандабская область обрамляется сложно построенной зоной, приуроченной к долине р. Тарнак. Главную роль в строении Тарнакской зоны играет спилит-кератофировая формация неокома. В виде отдельных небольших тектонических блоков выходят докембрийские отложения, встречаются тела гипербазитов (Hess, 1966; Hanss, 1970). Именно в пределах этой зоны среди пестрых по составу пород, отличающихся сложными условиями залегания, впервые в Афганистане был выделен «цветной меланж» (Gabert, 1970).

Характер сочленения структур Центрального Афганистана, Восточного Ирана и Пакистана остается во многом загадочным под чехлом неоген-четвертичных отложений крупнейшей молодой впадины Сейстан. Лишь данные аэромагнитной съемки (Vosum et al., 1968), проведенной в этих пустынных местах, позволяют сделать самые общие предположения. Так, исходя из общего характера магнитного поля и ориентировки основных аномалий, можно думать, что простираение основных структур фундамента впадины Сейстан находится в соответствии с северо-восточным направлением структур Фарахрудского прогиба и Гельменд-Аргандабской области. Такой рисунок магнитных аномалий прослеживается по крайней мере до района крутого поворота р. Гельменд на северо-запад, а далее начинают господствовать уже юго-восточные простираения. Таким образом, наиболее вероятен единый дугообразный изгиб всех зон под чехлом Сейстанской впадины, в целом повторяющий дугу Белуджистанской геосинклинальной системы.

Стабильная область (массив) Хазара обособляется на северо-востоке Афганистана, охватывая горы Нуристана и прилегающие районы Пакистана вплоть до субмеридиональных структур Нанга-Парбат в Гималаях. Массив сложен преимущественно глубоко метаморфизованными комплексами, перекрытыми относительно маломощной осадочной толщей.

Позднеальпийские прогибы Белуджистана развиты преимущественно на территории Западного Пакистана и Ирана, а в Афганистане известны лишь на крайнем юго-востоке, где впервые выделены в качестве блока Катаваз (Final report..., 1967). В Пакистане они рассматриваются как тыловые прогибы (Воскресенский и др., 1971). Окаймляя с юга срединные стабильные области, эти прогибы на западе «выклиниваются» у восточной границы глыбы Лут, а на востоке, вероятно, в виде узкой зоны могут быть прослежены вдоль южной окраины массива Хазара. Прогибы выполнены мощной терригенной толщей палеогена.

Юго-восточнее пояса прогибов Белуджистана располагается зона ранних альпид, выделяющихся в Западном Пакистане. В современной структуре она выражена в виде поднятия Слейман-Киргара (Воскресенский и др., 1971). В его строении участвуют мощные карбонатные толщи перми и мезозоя, а также более молодые (палеоген-неогеновые) образования. По западной окраине поднятия находятся сложные шовные зоны с офиолитами.

Наконец, с юга Альпийский пояс окаймляется системой краевых прогибов, располагающихся на границе с докембрийской платформой Индостана.

Выделенные выше зоны и области различаются по характеру и времени своего развития. В настоящее время не вызывает сомнений факт наличия в пределах рассматриваемой части Альпийского пояса значительных участков платформенного (или близкого к нему) строения, что в той или иной форме отмечалось многими геологами (Синицын, 1959; Резвой 1964; Штеклин, 1966; Гансер, 1969; Пейве, 1969; Власов, 1969, и др.). Разновозрастные геосинклинальные системы в современной структуре зажаты между реликтами субплатформенных или миогеосинклинальных областей. Сильнейшее влияние на строение этих разнородных элементов Альпийского пояса оказали мезозойские и кайнозойские движения, сформировавшие в конечном итоге единый, хотя и довольно пестрый ансамбль структур. В большинстве случаев именно тектонические формы, созданные этими молодыми движениями, являются основой тектонического районирования и это обстоятельство связано не столько с трудностями расшифровки доальпийской тектоники, сколько с исключительной значимостью событий мезо-кайнозойской истории. Достаточно, по-видимому, указать на возникновение в это время крупнейших офиолитовых зон, образование меланжа, проявление мощных горизонтальных движений. Показателем единства развития всего пояса на заключитель-

ном этапе могут служить широко проявившиеся здесь процессы магматической активизации и, наконец, поразительная неотектоническая активность территории.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОН И СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА

Основные тектонические зоны в пределах Афганистана чаще всего разграничены крупными разрывными нарушениями. Не случайно, на одной из первых тектонических схем, предложенной немецкими геологами (Final report..., 1967), в качестве главнейших структурных подразделений рассматриваются крупные блоки, разделенные зонами разломов.

Один из важнейших тектонических швов протягивается в пределах Среднего Афганистана, окаймляя с юга Туранскую плиту, а в Бадахшане отчленяя герциниды от киммерийских сооружений. Это Герирудский, или, по В. Е. Хайну (1969), Главный Гиндукушский разлом, а вернее целая система крупнейших нарушений (рис. 2). Вся сложно построенная полоса выходов палеозойских и верхнемезозойских отложений вдоль долины р. Герируд к востоку от Герата по существу представляет собой единую шовную зону правостороннего сдвига.

Протягиваясь вдоль рек Горбанд и Паншер, Герирудский шов протягивается в верховья р. Кокча в Бадахшане. Далее зона круто изгибается к северу и по долине р. Шива выходит на Акбайтальский разлом, а не на южный разлом Памира, как предполагал А. Дезио (Desio, 1965).

В Бадахшане, как и в бассейне р. Герируд, структура этой шовной зоны определяется в основном системой продольных узких бловок-клиньев (рис. 3). Центральная часть этого шва представляет собой мощную зону дробления шириной в несколько километров, в пределах которой выделяются блоки милонитизированных пород, узкие складки, пакеты вертикально стоящих, будинированных и раздавленных пластов (рис. 4). Герцинские структуры подходят к этому шву под острым углом, а возникшие в процессе сдвиговых подвижек опережающие разрывы чаще всего наследуют простирания герцинских структур. Смещения, наблю-

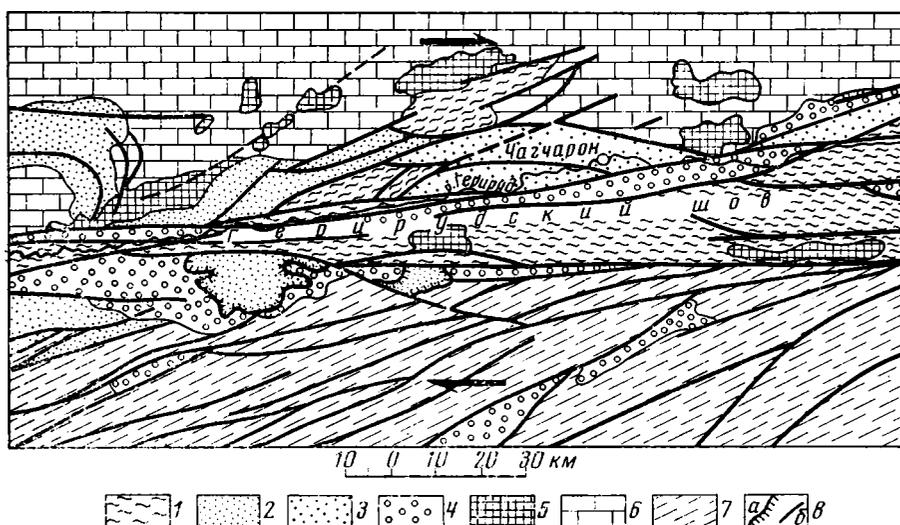


Рис. 2. Схема строения зоны Герирудского разлома в Центральном Афганистане. Составил И. М. Сборщикова по данным В. И. Дронова, С. М. Калимулина и личным наблюдениям

1 — докембрийские образования; 2 — палеозойско-триасовый (киммерийский) комплекс; 3 — комплекс наложенного палеогенового прогиба; 4 — четвертичные впадины; 5 — кислые интрузивы; 6 — платформенный чехол Туранской плиты; 7 — мезозойские отложения Фаракхрудского раннеальпийского прогиба; 8 — разломы: а — надвиги, б — прочие разрывы

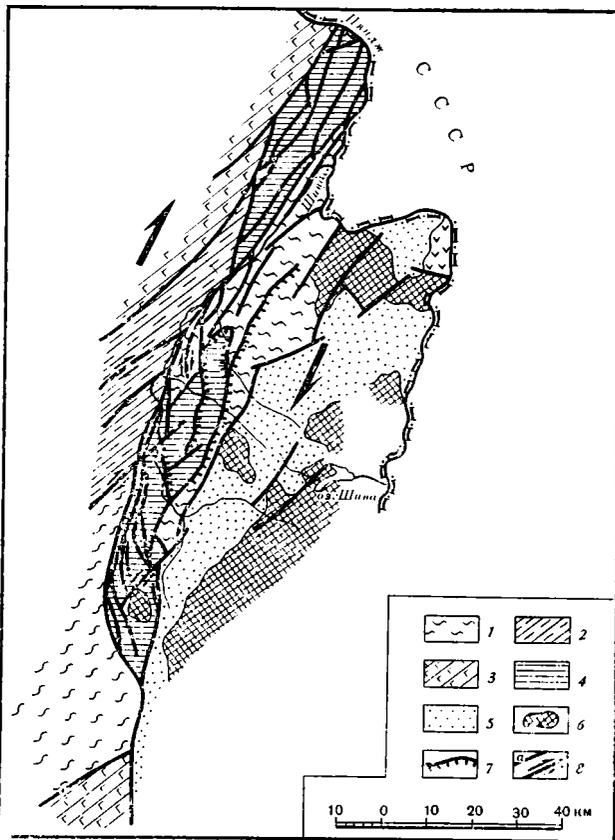


Рис. 3. Схема строения зоны Герирудского разлома в Бадахшане. Составил И. М. Сборщиков по данным В. И. Дронова, Г. С. Логинова, В. М. Моралева и личным наблюдениям
 1 — докембрийские образования, нижнепалеозойский комплекс герцинид; 2 — сланцевая формация; 3 — зеленокаменная формация; 4 — палеозойско-мезозойские комплексы зоны Шива (частью в аллохтонном залегании); 5 — геосинклинальный комплекс киммерид; 6 — интрузивные образования; 7 — надвижки; 8 — другие разломы: а — сдвиги, б — прочие разрывы

даемые по таким разрывам, не противоречат общей схеме деформаций в зоне правостороннего сдвига.

Шарьяжные останцы, сопровождающие Герирудский разлом на его субширотном отрезке, встречаются и здесь. Примерно в аналогичной тектонической ситуации находятся покровы и на территории Советского Памира (Руженцев, 1970).

Правосторонние сдвиговые подвижки вдоль Герирудского шва проявляются и в более широком плане, находя отражение в структуре прилегающих к нему зон. В этом смысле наиболее примечательно строение Фарахрудского прогиба. Сама клиновидная форма прогиба невольно рождает представление о его сжатии под действием масс, перемещавшихся в западном направлении (южное крыло Герирудского сдвига). Именно к вершине «клина» наблюдается общее усложнение дислокаций, в то время как никаких признаков первичного уменьшения мощностей в этом направлении не отмечено. Системы разрывов и складок веерообразно расходятся на юго-запад. В центральной части прогиба намечается сложная складчато-надвиговая антиклинорная структура. Во многом этот участок напоминает серию сжатых и «выдавленных» горстов. На севере структуры Фарахрудского прогиба косо, под острым углом

примыкают к Герирудской шов-ной зоне. Ряд кулисных право-сторонних сдвигов (южнее г. Герат) ограничивает прогиб с запада.

К северу от Герирудского сдвига в результате правостороннего смещения по нему деформациям подверглись краевые части Туранской плиты, что выразилось в дроблении этой платформенной области на систему блоков, сдвинутых и повернутых один относительно другого. В качестве краевой деформированной зоны плиты могут рассматриваться также дислокации Афгано-Таджикской депрессии.

Герирудская шовная зона, по-видимому, прослеживается далеко на запад уже за пределы Афганистана. Как ее продолжение можно рассмат-ривать, в частности, систему краевых нарушений в Копетдаге, где, по данным В. Н. Крымуса (1966), отмечены крупные правосторонние сдвиги.

Важнейшее значение в общей структуре Афганистана имеет другой крупный разрыв — Мукурский. Немецкие геологи объединяют его с Чаманским разломом в единую систему нарушений. Мукуро-Чаманский разлом на значи-тельном протяжении представ-ляет собой границу, четко разделяющую Тарнакскую офио-литовую зону и палеогеновый прогиб Катаваз юго-восточного Афганистана. Разлом в виде плавно изогнутой дуги про-слеживается почти от селения Мукур в юго-западном направ-лении, проходя на смежной территории Пакистана в рай-оне г. Чаман. Это нарушение очень хорошо выражено в релье-фе — вдоль него почти повсе-местно проходит четкий уступ хребта Сур-Гар, возвышаю-щегося над смежной Тарнак-ской котловиной.

Самая зона нарушения имеет сложное строение. Нередко в интервале 300—500 м наблю-

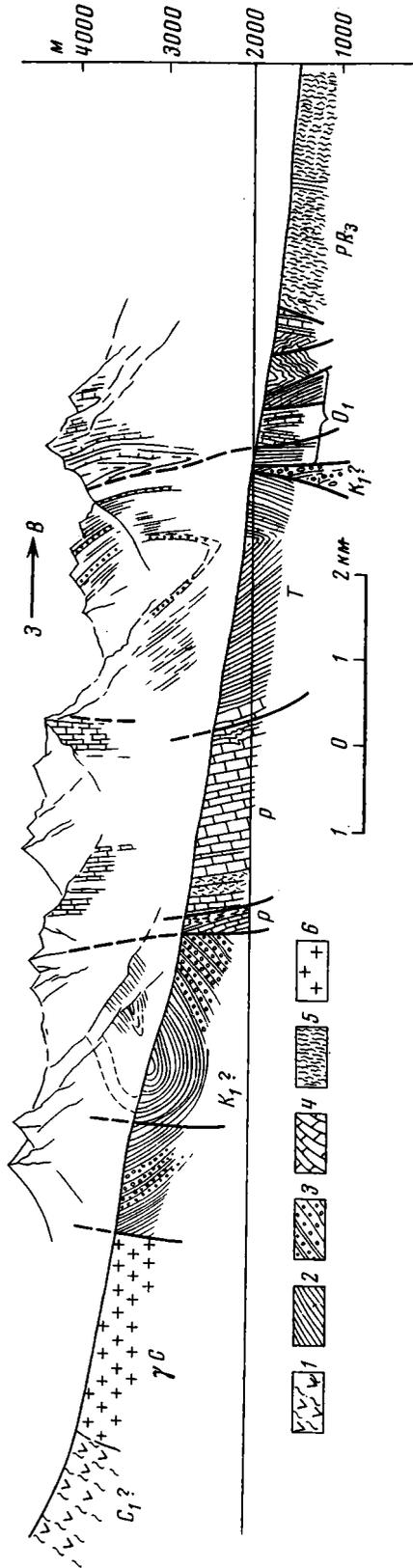


Рис. 4. Строение центральной части шовной зоны Шива по одному из левых притоков р. Пяндж
1 — зеленочаменные вулканы; 2 — алеволиты и сланцы; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — гнейсы; 6 — граниты

даются серия продольных узких клиньев, мощные зоны дробления, трещиноватости и измененных пород. В зону разрыва затерты как породы Тарнакской зоны (рудистовые известняки), так и терригенные образования прогиба Катаваз (песчаники, алевролиты).

Мукуро-Чаманский разлом сопровождается многочисленными оперяющими нарушениями, распространенными как к северо-западу, так и к юго-востоку от него. Особенно многочисленны трещины в палеогеновых отложениях. Они простираются преимущественно в северо-восточном направлении, что соответствует ориентировке разломов, сочленяющихся с основным под углом около 30° . Аналогичное положение занимают в основном и трещины, развитые в Тарнакском шве, по другую сторону Мукуро-Чаманского разлома. Естественно, что столь закономерный структурный рисунок наиболее логично связывать с мощным левосторонним сдвигом, сопровождавшимся появлением оперяющих сколовых трещин. Не удивительно, что уже давно Мукуро-Чаманский разлом рисуется как левый сдвиг.

Мукурский разлом ограничивает с запада, а другой разрыв — с востока крупный выступ основания, известный как Кабульский блок. Оба нарушения клинообразно сходятся в северном направлении. Г. Меннесье (Mennessier, 1961; 1968), в течение ряда лет детально занимавшийся изучением этого района, дал его подробную структурную характеристику, установив здесь существование так называемых глубинных складок и складок чехла. Несмотря на наличие в пределах блока значительных надвиговых нарушений и заманчивость предположения о шарьяже всего Кабульского района (на толщи палеогена), Г. Меннесье (Mennessier, 1961₂) все же интерпретирует общую структуру как «угол скошенных блоков поколя». На сдвиговые смещения по разломам, ограничивающим Кабульский блок, указывает Г. Андритский (Andritzky, 1971).

Кабульский блок, смещенный относительно своего первоначального положения, располагается почти поперек основных структур пояса. Предположение о его «вдавливании» на север, очевидно, маловероятно, поскольку нет никаких следов фронтального сжатия, неизбежного при таком движении. Тем не менее, клинообразная форма блока и его необычная ориентировка до сих пор интригуют воображение геологов.

Сдвиговые нарушения известны и в пределах Советского Памира (Пейве и др., 1963; Пейве и др., 1964; Руженцев, 1968). Серия крутых правосторонних сдвигов установлена на юго-восточном Памире, в бассейне р. Аксу (Руженцев, Швольман, 1963). Поскольку эти разрывы **входят в систему главнейших нарушений Памира**, не исключено, что аналогичные смещения могут быть обнаружены и в других районах. В связи с этим представляет интерес структура Базардаринского антиклинория. В его пределах отмечены меридиональные складки, отклоняющиеся на севере к северо-западу, а на юге — к юго-востоку (Бархатов, 1963). Ориентировка дислокаций этого участка резко выделяется на фоне преобладающих субширотных структур Памира. Возникает вопрос, не является ли характерная S-образная форма складок в плане результатом действия пары сил при сдвиговых напряжениях?

На территории Пакистана обращает на себя внимание общий рисунок выходов древних толщ в осевой части Сулейманского антиклинория, в частности, в пределах Спингарской шовной зоны, вытягивающейся от Кветты на северо-восток (Geol. map of Pakistan, 1964; Воскресенский и др., 1971). Структура этого района представляет собой в целом сложную систему правосторонне-эшелонированных складок. Дислокации такого рода обычно принято связывать с правосторонними смещениями (или во всяком случае с косо ориентированным стрессом). В то же время в краевой части Сулейманского антиклинория на границе с передовым прогибом можно видеть аналогичные кулисные складки обратной (левой) ориентировки.

Таким образом, даже беглый обзор тектоники области приводит к выводу о широком проявлении здесь продольных сдвиговых подвижек. Последние обнаруживаются не только прямыми геологическими данными и анализом современной топографии, но и находят отражение в аномальной ориентировке отдельных участков. В самом деле, при общей продольной зональности Альпийского пояса трудно объяснить диагональные (Фарахрудский прогиб) или даже поперечные (Кабульский блок) структуры без привлечения механизма сдвигов. Правда, аномалии такого рода относительно редки. Однако, учитывая общую ситуацию предельного сжатия (которое не вызывает сомнения) и «компактности» всего пояса, должно удивлять не то, что их мало, а скорее то, что в таких условиях они все же имеют место.

Если принять во внимание одну только протяженность главных разрывов, можно предположить весьма значительные масштабы горизонтальных продольных перемещений, в которые, очевидно, были вовлечены крупнейшие блоки земной коры. При этом выявляется особая роль срединных стабильных областей, к рассмотрению строения которых предстоит обратиться ниже.

МЕСТО И ЗНАЧЕНИЕ «СРЕДИННЫХ ОБЛАСТЕЙ» В СТРУКТУРЕ ПОЯСА

В центральной части Альпийского пояса как в пределах Афганистана, так и в смежных районах выделяются более или менее крупные участки, относительно стабильные и в наименьшей степени подвергавшиеся деформациям. Чаще всего они именуются срединными массивами (иногда — промежуточными зонами, глыбами и т. д.).

В восточной части Ирана, вблизи от границы с Афганистаном, располагается одна из таких важнейших и интересных форм тектоники Альпийского пояса — глыба Лут. Вытянутая в меридиональном направлении почти на 700 км, она привлекает внимание и своей оригинальной структурой и исключительным положением среди смежных с ней регионов. Большая часть глыбы Лут в современном рельефе представляет собой пониженную пустынную равнину (так называемый «дашт»), обрамленную системой хребтов, как бы обтекающих со всех сторон центральную жесткую массу.

В пределах глыбы Лут широко развиты слабо дислоцированные третичные вулканогенные образования преимущественно андезитового и дацитового состава. На отдельных участках вскрываются более древние (возможно вплоть до перми) маломощные отложения мелководных морей. В нескольких пунктах из-под осадочного чехла обнажаются метаморфические докембрийские образования, слагающие фундамент глыбы. Район хребта Шатори обособляется как зона интенсивных погружений в палеозое и триасе. Эта узкая меридиональная структура пересекает глыбу Лут, отчленяя от нее Табасский блок (Штёклин, 1966; Хаин, 1972).

Почти повсеместно ограничениями глыбы Лут служат крупные разрывные нарушения. В одних случаях — системы прямолинейных кулисных разломов, в других — протяженные дугообразные нарушения. Наиболее отчетлива восточная граница глыбы, где к ней примыкают структуры третичного прогиба и мощный офиолитовый шов (Stöcklin et al., 1972). Краевые разрывы по восточной окраине глыбы Лут вместе с приуроченными к ним образованиями меланжа образуют узкий вытянутый в меридиональном направлении шов. После работ Р. Фюрона (Furon, 1936; 1941) укоренилось мнение об этом шве как части крупнейшего так называемого Урало-Оманского линеамента. Представление об исключительной роли этого «сквозного» нарушения в структуре Альпийского пояса отличается удивительной живучестью, редкой в тектонических построениях. Это тем более странно, что на отдельных участках, например, в месте пересечения им складчатых систем Северо-Восточного Ирана и Копетдага гипотетический шов ничем не подтверждается.

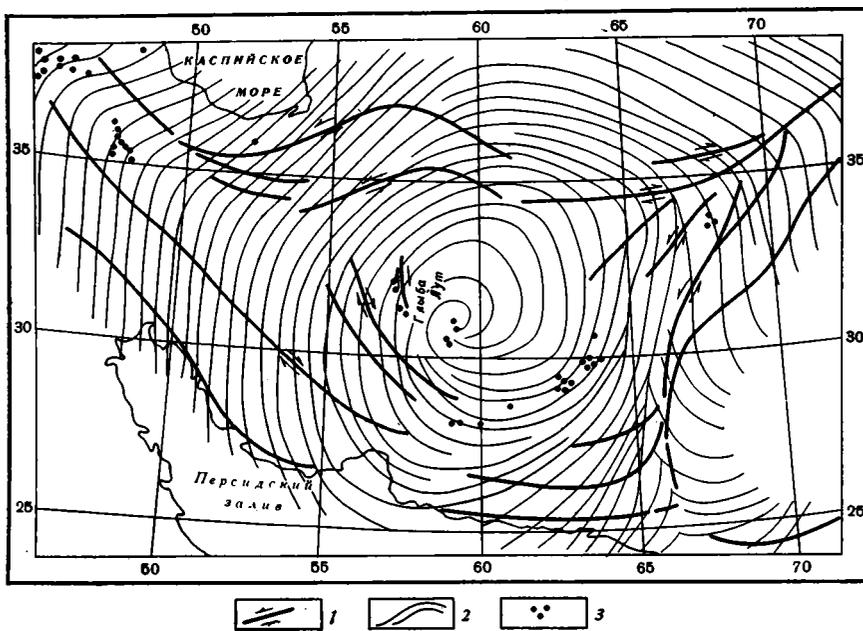


Рис. 5. Схема расположения основных разломов Ирана, Афганистана и Пакистана (по Вельману, 1966, с некоторым упрощением)

1 — разрывы с направлением сдвиговых смещений по ним; 2 — линии максимального горизонтального сжатия; 3 — четвертичные вулканы

Вместе с тем по северной окраине глыбы Лут, пространственно тяготея к серии дугообразных краевых разрывов, прослеживается такая же геологическая ассоциация (офиолито-радиоляритовые зоны, по Штёклину), что и наблюдаемая вдоль восточного ограничения глыбы. Зоны развития офиолитовой серии, с которыми связан и меланж, могут рассматриваться как единое (несколько кулисно смещенное) ограничение срединной стабильной области. Они окаймляют глыбу Лут и с юга, прослеживаясь вдоль окраины впадины Джаз-Муриан, так что в целом образуют едва не замкнутое кольцо.

Таким образом, общая структура восточного Ирана с глыбой Лут в центре определенно имеет концентрический характер. Ориентировка крупнейших разрывов, третичных прогибов на востоке и хребтов в районе Шатори на западе подчеркивает спиральное схождение основных тектонических линий к центральной части Лута. Такой рисунок невольно наводит на мысль о структурах закручивания вокруг вращающегося блока.

Этот вывод может быть подтвержден интересным анализом разрывных нарушений, проведенным Г. Вельманом (Wellman, 1966), который приводит данные о направлении сдвиговых смещений по крупнейшим разломам Ирана, Афганистана и Пакистана, основанные на изучении современного рельефа (смещение русел, хребтов и других элементов топографии в месте их пересечения нарушениями). В соответствии с направлением сдвига (левое или правое) проведены линии МГС (максимального горизонтального сжатия), по которым вырисовывается четкий спирально сходящийся рисунок в районе глыбы Лут (рис. 5). Можно предположить, что глыба подверглась воздействию мощных напряжений со стороны, приведших к ее развороту. Общее расположение структур закручивания и правосторонние смещения по Герирудскому и Загросскому нарушениям, а также по ряду разрывов на западной границе Лута свидетельствуют в пользу предположения о вращении глыбы против часовой стрелки. В результате такого вращения и возникло, вероятно, уникальное торцовое сочленение «фарахрудских» и «лутских» прости-

раний в пограничных районах Ирана и Афганистана, а также сформировались меридиональные структуры севернее Кермана, занимающие поперечное положение по отношению к простиранию основных тектонических зон Альпийского пояса.

В отличие от глыбы Лут Гельменд-Аргандабская стабильная область вытянута по длинной оси в северо-восточном направлении. Комплекс субплатформенных образований палеозойско-юрского возраста, слагающих чехол этой области, по данным С. С. Карапетова, Ю. М. Довгалея и др., дислоцирован относительно слабо. В целом структура чехла представляется в виде довольно просто построенной моноклинали с юго-восточным падением пластов. На этом фоне (особенно в центральной части области) выделяется серия протяженных, но весьма пологих складок, нередко зажатых в узких тектонических блоках. И складки, и разрывы простираются в соответствии с общей ориентировкой Гельменд-Аргандабской области, т. е. с юго-запада на северо-восток. Этот весьма простой стиль складчатости, несмотря на преобладание линейных форм, резко контрастирует со структурой смежных областей, например, Фарахрудского прогиба, где все отложения смяты в непрерывную систему тесно сжатых крутых складок (рис. 6). Гельменд-Аргандабская стабильная область, как и глыба Лут, по периферии обрамлена офиолитовыми зонами с меланжем.

Гельменд-Аргандабская стабильная область находится в зоне действия мощного Герирудского сдвига. Учитывая общую ориентировку складок в ее пределах, параллельную системе дислокаций Фарахрудского прогиба, можно предполагать, что область испытывала перемещение в соответствии с общим направлением движения южного крыла сдвига на запад или, возможно, юго-запад. При этом как жесткая масса она, вероятно, интенсивно воздействовала на участки, находящиеся перед ее фронтом (Фарахрудский прогиб), сама деформируясь в значительно меньшей степени.

Известный в пределах западной части Пакистана устойчивый массив депрессии Харан (Воскресенский и др., 1971) выделяется как крупный угловатый блок, весьма вероятно, также окруженный офиолитовыми поясами.

Массив Хазара располагается в самом центре Пенджабского синтаксиса в сложном узле сочленения крупнейших горных систем. В силу исключительной труднодоступности

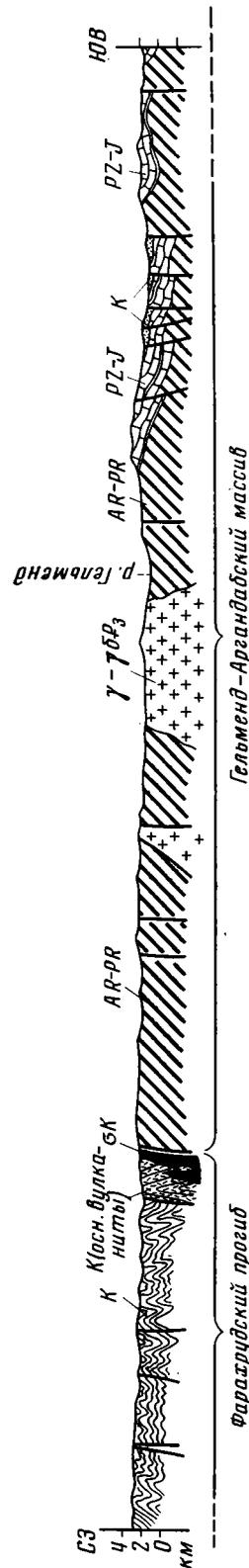


Рис. 6. Разрез Гельменд-Аргандабской стабильной области и прилегающей части Фарахрудского прогиба. По данным С. С. Карапетова, Ю. М. Довгалея, И. И. Сонина

большую часть массива геологи практически не посещали. Поэтому приходится ограничиваться самыми общими сведениями, достоверность которых во многих случаях требует весьма критической оценки. Массив повсеместно имеет тектонические ограничения. На западе по крупному разрыву Сароби к нему примыкает Кабульский блок. К этой границе приурочена полоса выходов зеленокаменных вулканитов и гипербазитов, являющаяся продолжением Тарнакской офиолитовой зоны. Севернее границей массива служит Герирудский разлом, а далее — мощная шовная зона сложного строения, являющаяся продолжением Южно-Памирского разлома. Здесь к Хазарскому массиву примыкает крупный блок глубокого докембрия, который Ю. С. Перфильев и В. М. Моралев (1971) выделили в качестве самостоятельного Бадахшанского массива. Весьма проблематична граница массива Хазара в пределах северного Пакистана. Возможно, что массив ограничен здесь серией крупных дугообразных разрывов, смыкающихся на востоке с известной «флишевой зоной Инда». Последняя, круто изгибаясь в районе Нанга-Парбат, окаймляет с востока складчатые сооружения Хазары. Массив, несомненно, входит в общую систему срединных стабильных областей Альпийского пояса, хотя и несколько смещен к югу, почти вплотную к краевой части платформы Индостана. По имеющимся данным, офиолитовые пояса не образуют его сплошного обрамления. Наиболее четко они прослежены на западной и восточной периферии массива. С запада к нему подходит Тарнакская зона, а с востока — сложная структура зоны «флиша Инда», подробно описанная А. Гансером (1967). Образования типа меланжа прослежены на продолжении этой зоны в районе Нанга-Парбат и далее в бассейне р. Гилгит (Matsushita, Hurita, 1965). Положение же офиолитового шва западнее может трактоваться весьма произвольно, и не исключено, что аналогичная по строению зона ограничивает массив с севера.

Следует обратить внимание на комплекс своеобразных дислокаций, окаймляющих массив Хазара в западном Пенджабе, которые напоминают структуры закручивания вокруг глыбы Лут. Если иметь в виду наличие правосторонних сдвигов по западной и северной окраинам Хазарского массива, то все эти данные можно увязать в единое целое, предполагая разворот массива, как и глыбы Лут, против часовой стрелки.

В соответствии с высказанными предположениями о строении центральной части Альпийского пояса, выделяющиеся здесь срединные массивы весьма условно могут именоваться устойчивыми. Они рассматриваются как реликты областей, стабильность которых выразилась лишь в субплатформенном режиме накопления осадочного чехла. В процессе мезозойской тектонической перестройки предполагаются весьма существенные горизонтальные смещения массивов, приведшие к принципиальному изменению структурного плана всех внутренних зон Альпийского пояса. С этим же временем связан мощный гранитоидный магматизм, проявившийся главным образом в пределах этих жестких глыб.

АЛЬПИЙСКИЕ ДВИЖЕНИЯ КАК «ВНУТРИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС»

В самом общем виде Альпийский пояс на рассматриваемом отрезке представляет собой симметричную складчатую область. На севере и юге ее выделяются внешние складчатые системы (Биналуд и его продолжение в Герирудском наложенном прогибе и Белуджистанская система), а между ними располагаются срединные зоны, в сторону от которых направлена общая вергентность пояса. Нетрудно видеть, что такая схема несколько напоминает дивергентную бипару геосинклинали, по Ж. Обуэну (1967), хотя в деталях существенно отличается от нее.

Наиболее сложно построена срединная часть пояса. Если и можно говорить о зонах эвгеосинклинального типа внутри пояса, то они, несом-

ненно, находятся здесь. Такие зоны выражены относительно узкими шовными образованиями, в пределах которых развита офиолитовая ассоциация и которые располагаются в плане весьма своеобразно. Рассматривая поперечное сечение пояса в целом, нетрудно заметить, что лишь в немногих местах можно наметить ту последовательную смену зон, которая считается уже почти классической — платформа, передовой прогиб, миогеосинклиналь, эвгеосинклиналь, срединный массив. Такой схеме может отвечать, скажем, сечение — Туранская плита, Копетдаг (с Предкопетдагским краевым прогибом), Биналуд, глыба Лут, и с существенными оговорками — профиль от Индийской платформы через Сулеймановы горы к Гельменд-Аргандабской стабильной области. Во всех остальных случаях «нормальная» последовательность в той или иной степени нарушена.

В настоящее время не вызывает сомнения тот факт, что зоны развития офиолитовой ассоциации (комплексы начальной стадии развития эвгеосинклиналей) связаны с мантийными источниками поступления материала. В последние годы предложена и развивается интересная схема развития Альпийского пояса на некогда широко распространенной начальной океанической коре (Пейве, 1969; Книппер, 1970). Вместе с тем до сих пор популярна точка зрения, связывающая излияния мантийного расплава с глубокими расколами в условиях растяжения континентальной коры. Так, офиолитовые зоны Восточного Ирана, например, часто трактуются как система рифтов геологического прошлого, типа современной структуры Красного моря (Takin, 1971; Stocklin et al., 1972). Трудности расшифровки истории образования и развития офиолитового комплекса связаны с тем, что в настоящее время почти повсеместно его отдельные компоненты находятся в сложных взаимоотношениях, образуя меланж. В состав меланжа входят также осадочные породы вплоть до палеогена включительно.

Очевидный факт приуроченности офиолитовых поясов с меланжем к границам стабильных массивов невольно приводит к предположению о природе меланжа как гигантской тектонической брекчи, возникшей при перемещении этих жестких масс. Причины таких перемещений, очевидно, следует искать в мощных подкоровых течениях, оказавшихся активными в продольном по отношению ко всему Альпийскому поясу направлении. В процессе этих движений возникает скупивание сиалического материала, как отмечал А. В. Пейве (1969), и утолщение континентальной коры под срединными массивами, следствием чего явился мощный гранитоидный магматизм. Механизм действия подкоровых течений предполагает образование геосинклинальной складчатости как явления поверхностного «сморщивания», а возникновение отдельных «узлов кручения», вероятно, может хотя бы частично разрешить некоторые проблемы распределения горизонтальных напряжений — компенсация сжатия в одном месте растяжением в другом. Не прибегая к детальному рассмотрению вопроса, хотелось бы обратить внимание на замечание Г. Вельмана (Wellman, 1966) о том, что тектонические центры со спиральным сходжением структурного рисунка, подобным району глыбы Лут, известны и в других местах Альпийского пояса. Таковы, например, складчатая дуга Альп и окружение моря Банда в Индонезии. Некоторые черты сходства можно увидеть и в островных дугах Тихого океана. Это интересно в том отношении, что сейчас островные дуги рассматриваются как аналоги (на определенной стадии развития) эвгеосинклинальных зон (Марков, 1970; Зоненшайн, 1971). Примечательно также, что Ж. Обуэн (1967) первостепенную роль в процессе образования дуги Альп придает именно продольным движениям, приведшим, по его мнению, к крупному смещению Итало-Динарской системы с юго-востока на северо-запад.

Сам по себе факт привлечения крупных горизонтальных движений в тектонических построениях в настоящее время уже не является редкостью. Можно напомнить слова А. В. Пейве (1969) о том, что нужны более широкие мобилистические построения для поисков новых решений. В последние годы центр тяжести в дискуссиях о динамической стороне тектонических процессов сместился с проблемы приоритета горизонтальных или вертикальных сил на вопрос о том, где следует искать их источник — внутри геосинклинали или за ее пределами. Большое влияние на умы геологов-тектонистов оказывает в настоящее время интенсивно развивающаяся система взглядов, основанная на так называемой «тектонике плит», отстаивающая второе положение.

Альпийский складчатый пояс, на материалах изучения которого возникли многие геологические идеи, традиционно считается ареной сжимающего действия крупнейших континентальных плит-платформ. Как следствие такого рода напряжений обычно рассматривается и продольная зональность пояса и изменение напряженности складчатых деформаций в соответствии с шириной пояса и особенностями разрывной тектоники.

Приведенные в статье материалы показывают, какую большую роль в строении пояса играют продольные нарушения, характер смещения по которым в большинстве случаев противоречит простейшим схемам сдавливания платформами. Остается необъяснимым и наличие поперечных структурных элементов, в первую очередь таких крупных, как глыба Лут и ее окружение.

Общее строение Альпийского пояса свидетельствует о связи деформаций с явлениями, происходящими внутри геосинклинали и наиболее активными именно в срединных зонах. Обрамляющие платформы выступают преимущественно как жесткие ограничения, сами подвергавшиеся активному воздействию геосинклинальных движений. Перемещение крупных блоков-массивов является следствием внутригеосинклинального процесса и не может быть увязано с представлением о деформации всего пояса только под фронтальным давлением платформ.

Литература

- Бархатов Б. П.* Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд-во ЛГУ, 1971.
Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М., «Недра», 1970.
Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ, 1969.
Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А., Мовшович Э. Б. Очерк геологии Пакистана, М., «Недра», 1971.
Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана.— Геотектоника, 1968, № 2.
Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6.
Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. XIX, 1969, вып. 2.
Каралетов С. С., Довгаль Ю. М., Сонин И. И., Демин Н. И. Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан). Сов. геология, 1971, № 2.
Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага.— В кн.: Тектоника Туркмении, М., «Наука», 1966.
Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. А. Афганистан (краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1968, вып. 1.
Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). «Мир», 1967.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В.* Главные сдвиги Памира и Тянь-Шаня.— Тр. ГИН АН СССР, «Наука», 1963, вып. 80.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. XXII сессия Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геол. М., «Недра», 1964.
- Перфильев Ю. С., Моралев В. М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Резвой Д. П.* О великом водоразделе Азиатского материка.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. XXII сессия Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геол. М., «Недра», 1964.
- Руженцев С. В., Швольман В. А.* Восточно-Памирская зона сдвигов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 7.
- Руженцев С. В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 192, «Наука», 1968.
- Руженцев С. В.* Некоторые особенности формирования сорванных покровов.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Синицын В. М.* Центральная Азия. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Славин В. И., Мирзод С. Х.* Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геол., 1969, № 4.
- Туаев Н. П.* Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы (в связи с вопросами нефтегазоносности).— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука», 1964.
- Хаин В. Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (ст. 1).— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1968, № 6.
- Хаин В. Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (ст. 2).— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1969, № 1.
- Хаин В. Е.* Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. Геол. и разведка.— Изв. вузов, 1972, № 2.
- Штеклин Дж.* Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.
- Andritzky G.* Das Kristallin im Gebiet Pajaa — Kabul — Jalalabad.— Bull. Afgh. Geol. and Min Survey, Kabul, 1971, No. 5.
- Bosum W., Hahn A., King E. G., Weippert D.* Flugmagnetometer-Vermessung im Konigreich Afghanistan. Bundesanstalt Bodenforschung. Hannover, 1968.
- Desio A.* On the tectonic connection between Pamirs and Hindu-Kush.— Min. Metal. Inst. India, Calcutta, 1965.
- Final report of the German Geological Mission in Afghanistan Bundesanstalt für Bodenforschung. Hannover, 1967.
- Furon R.* Sur l'existence d'un axe Ouralien determinant la structure du Plateau Iranien.— Acad. sci., C. R., Paris, 1936, t. 203, No. 10.
- Furon R.* Geologie du Plateau Iranien.— Mem. Museo Nation His. Nat. n. s., Paris, 1941, t. 7.
- Gabert G.* Bericht zur Übersichtskartierung des Registan-E-und-W Ranges. Kabul, 1962.
- Geological map of Afghanistan sc. 1 : 2 500 000. Compiled by Afghan Geological Survey Department. Kabul, 1969.
- Geological map of Iran sc. 1 : 2 000 000. Compiled by Geological staff of the Iran Oil Company. Tehran, 1967.
- Geological map of Pakistan sc. 1 : 2 500 000. Compiled by Geological Survey of Pakistan. 1964.
- Hanss O.* On the Geology of SE Afghanistan.— Bull. Afgh. Geol. and Min. Survey, Kabul, 1970.
- Hess A.* Geologie des Gebietes Kalat-i-Ghilzal und seine Stellung im sudostafghanischen Gebirgsbau.— Geol. Gb. 1966, No. 84.
- Martin R.* Sixty years of global tectonic — pros and cons of some modern concepts. Int. Geol. Congress, XXIV sess., section 3 (tectonic), Canada, 1972.
- Mazushita S., Huzita K.* Geology of the Karakorum and Hindukush. Result of the Kyoto Univers. sci. exped. to the Karakorum and Hindukush, v. VII, Kyoto, 1965.
- Mennessier G.* Les caractères structuraux des montagnes de la région de Kaboul.— Soc. Geol. Fr. Bull. 1961, t. III, No. 1.
- Mennessier G.* Sur la géologie de la région de Kaboul et ses rapports avec les zones limithrophes. Rev. Geol. Phys. et Geol. Dynam., 1961, v. IV, fasc. 3.
- Mennessier G.* Etude tectonique des montagnes de la région de Kaboul.— Extrait des notes et mémoires sur le moyen-orient, t. IX, Paris, 1968.
- Stöcklin G., Eftehan-Nezhad G., Hushmand-Zadeh A.* Central Lut Reconnaissance East Iran.— Geol. Survey of Iran, Rep. 1972, No. 22.
- Takin M.* Iranian geology and continental drift in the Middle East.— Nature, 1971, v. 235.
- Wellman H. W.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— Geol. Rundschau Stuttgart, 1966, Hf 55.

УДК 551.24.035(729.1)

Ч. Б. БОРУКАЕВ

ОБЩИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ КУБЫ¹

Парагенетический анализ тектонических форм указывает на наличие двух генеральных структурных рисунков. Один из них — карибский — связан с субмеридиональным сжатием и наиболее отчетливо проявлен в нижнем геосинклинальном ярусе Восточно-Кубинского блока. Другой — кубинский — связан с перераспределением субмеридионального сжатия в эоценовую эпоху складчатости. В Центрально-Кубинском блоке он характеризуется формами, связанными со сжатием второго порядка северо-восточного направления, в Западно-Кубинском — перпендикулярного к первому северо-западного. В верхнем геосинклинальном (геоантиклинальном) ярусе всех сегментов синхронно и в равной степени проявляются формы обоих рисунков. Сделаны выводы о различной глубине заложения рисунков, о природе тектонической зональности, о связи проявлений некоторых полезных ископаемых с тектоническими формами разных типов.

Геологическая структура Кубы очень сложна. В истории ее изучения надо отметить две ведущие тенденции, борьба которых характеризует нынешний этап развития тектонических представлений в целом. Ряд геологов трактуют структуру Кубы с позиций фиксизма, полагая, что решающую роль в ее формировании сыграли вертикальные движения. Эта точка зрения наиболее полно отражена в коллективной монографии «Геология Кубы» (Furgazola Bermúdez et al., 1964). Другие исследователи главное внимание уделяют проявлениям покровной (шарьяжной) тектоники и связывают формирование структуры преимущественно с горизонтальными смещениями. Такие взгляды последовательно развивают А. Мейерхофф и Ч. Хаттен (Hatten, 1967; Meyerhoff, Hatten, 1968, и др.). В недавно вышедшей книге К. М. Худолея и А. Мейерхоффа (Khudoley, Meyerhoff, 1971) дана интерпретация структуры Кубы и всего Карибского региона в параллельных текстах, написанных с противоположных позиций. Однако сторонники каждого направления подчас игнорируют важные факты, приводимые их оппонентами. Во всяком случае различия взглядов на структуру никак нельзя объяснять только принадлежностью геологов к разным школам, как это иногда делается (Khudoley, 1967).

В 1965 г. совместное изучение тектоники Кубы начали академии наук Кубы и СССР. С советской стороны в них приняли участие Ю. М. Пушаровский и А. Л. Книппер, которые составили первую Тектоническую карту Кубы в масштабе 1 : 1 250 000 (Пушаровский и др., 1967). С началом этих работ можно связывать новый этап в изучении геологии страны. На данном этапе преодолевается односторонность каждой из названных выше концепций и оцениваются соотношения различных тектонических форм. Так, на Тектонической карте Кубы главное внимание уделено блоковой тектонике, но уже учтено наличие отдельных покровов и сдвиговых смещений. В других работах А. Л. Книппера с соавторами (Книппер, Пуиг-Рифа, 1967^{1,2}; Книппер, Sabrega, 1972) доказываются очень значительные горизонтальные перемещения по серии пологих надвигов и ста-

¹ Расширенный текст доклада, представленного на VI годовичную сессию Ученого совета Института геологии АН Кубы (г. Гавана, 1974).

новление гипербазитовых протрузий в процессе складчатости и шарьирования. Представляется, что эти работы положили начало изучению структурных рисунков территории — направлению, которое должно стать, по мнению автора, ведущим в последующих тектонических исследованиях.

В 1973 г., работая в Институте геологии АН Кубы, автор получил возможность ознакомиться с геологией страны в ходе многочисленных геологических экскурсий и ряда маршрутов. Личные впечатления и анализ литературных материалов показали, что уже в настоящее время можно наметить основные черты структурных рисунков. Их общему анализу и посвящена статья. Хочется надеяться, что анализ окажет определенную помощь в систематизации материалов геологической съемки Кубы в масштабе 1 : 250 000, которая проводится АН Кубы (Пушаровский, 1968). С другой стороны, полученные в ходе анализа данные представляют интерес в сравнительно-тектоническом плане.

Работа осуществлялась в тесном контакте с директором Института геологии АН Кубы Н. А. Майо, научным консультантом института Х. Ф. Альбеаром, съемочными группами Академии наук Болгарии (руководитель И. Кынчев), Венгрии (руководитель д-р Э. Наги), Польши (руководитель д-р А. Пшулковский) и тематической группой Румынии (руководитель д-р М. Лупу). Всем этим товарищам, а также сотрудникам Института, со стороны которых я неизменно встречал самое искреннее и дружеское участие, приношу свою сердечную благодарность.

ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ, ТЕРМИНОЛОГИЯ

Учение о структурных рисунках сложилось лишь в середине текущего столетия. Е. Андерсон (Anderson, 1942) рассмотрел различные случаи ориентировки эллипсоида напряжений в земной коре и различия возникающих в этих случаях структур. Дж. Муди и М. Хилл (1960) усложнили теоретическую схему Андерсона, подчеркнув наличие структур различных порядков, и дали анализ некоторых конкретных регионов с позиций сдвиговой тектоники.

Наиболее полное выражение и дальнейшее развитие эти идеи получили в работах советских тектонистов под общим руководством А. В. Пейве. Суть современных представлений заключается в том, что складки, флексуры и разрывы различных типов связываются в некоторые системы с учетом их взаимного расположения и возраста. А. В. Лукьянов и И. Г. Щерба (1972, стр. 17) называют структурными рисунками «устойчивые упорядоченные множества разновозрастных парагенезисов структур», определяя, что «структурные рисунки соотносятся с парагенезисами структур так же, как ряды формаций с формациями». Они указывают также, что «элементарные структурные формы, входящие в парагенезис, тесно связаны друг с другом» (там же, стр. 16). Будем следовать этой терминологии.

Надо подчеркнуть, что в парагенез объединяются элементы, которые по аналогии с теоретическими моделями образуют закономерную сеть и для которых можно предполагать возникновение в некотором общем поле напряжений. Из принятых определений вытекает важная задача **разделения парагенезов и структурных рисунков**, которая до сих пор, пожалуй, не формулировалась. Часто при анализе структурных рисунков геологи исходят из «принципа унаследованности», полагая, что на всем протяжении времени формирования структуры поле напряжений качественно практически не изменяется. В то же время реальные структуры всегда много сложнее теоретических моделей. Ряд фактов говорит о возможности не только смены ориентировки главного вектора, но и о перераспределении напряжений по мере формирования частных структурных форм. Иными словами, структурные рисунки разных генераций могут накладываться друг на друга, разные рисунки могут соседствовать на

площади. Разделение таких рисунков имеет не только чисто теоретический, но и практический интерес, поскольку с разными структурными формами обычно связаны различные виды полезных ископаемых.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В мезозойско-кайнозойской толще, слагающей Большую Антильскую дугу, выделяются два структурных комплекса. Нижний из них, очень мощный и фациально изменчивый, охватывающий мезозой (за исключением, возможно, триаса), палеоцен, нижний и средний эоцен, рассматривается всеми исследователями в качестве геосинклинального. В отношении верхнего комплекса такого единодушия нет. Иногда он подразделяется на наложенные и новообразованные структуры (Пушаровский и др., 1965), иногда выделяется в качестве единого орогенного (Книппер, 1973).

Характерной чертой собственно геосинклинального комплекса является отчетливо выраженная зональность. Геологами давно отмечены и к настоящему времени достаточно изучены продольные субширотные зоны. Наилучшим образом зональность описана в провинции Лас-Вильяс, где разными авторами в поперечном сечении острова выделяется от двух до девяти структурно-фациальных (тектонических) зон (Meyerhoff, Hatten, 1968). Во всех схемах зафиксировано, что в направлении с юга на север мезозойские эвгеосинклинальные толщи замещаются миогеосинклинальными. В некоторых случаях между этими элементами выделяется узкая полоса, рассматриваемая как шовная зона, лептогеосинклиналь, парагеосинклиналь и т. п. Севернее острова, в пределах океанических пространств, зона миогеосинклинали граничит с Багамской плитой.

Наиболее древним членом эвгеосинклинального комплекса является, по-видимому, толща амфиболитов, обнажающаяся в узкой, вытянутой в широтном направлении полосе по северной периферии массива Эскамбрай (Сомин, Мильян, 1972). Вероятно, эта толща представляет собой основание геосинклинальной зоны, заложенной на коре океанического типа. Амфиболиты интродуцированы гранодиоритами и кварцевыми диоритами комплекса Маникарагуа.

Метаморфические толщи острова Пинос и массивов Эскамбрай и Сьерра-дель Пурьяль (рис. 1), в которых обнаружена мезозойская микрофауна (Сомин, Мильян, 1972), по возрасту отвечают юре (в низах, возможно, и триасу) и иногда нижнему мелу. Их неметаморфизованными аналогами являются терригенная флишеподобная группа Сан-Каetano и карбонатная группа Гуасаса-Артемиса, развитые в провинции Пинар-дель-Рио (Pszczólkowski, 1971). Все эти толщи относятся к эвгеосинклинальному комплексу по традиции, условно, с учетом их расположения, хотя по составу резко от него отличны, а ряд фактов говорит, что подобные образования не могли возникнуть в бассейне океанического типа (Сомин, Мильян, 1972).

Собственно эвгеосинклинальный комплекс представлен типичной вулканогенно-осадочной ассоциацией. К его нижней части относят (Meyerhoff, Hatten, 1968) ультрабазиты и связанные с ними габброиды, отвечающие «фундаменту» эвгеосинклинали и третьему и четвертому геофизическим слоям коры океанического типа (Пейве, 1969). А. Мейерхофф и Ч. Хаттен определяют возраст толщ как титон — неоком, имея в виду, очевидно, время заложения геосинклинали, хотя о возрасте такого фундамента говорить, конечно, трудно. С описанными породами пространственно тесно связаны мощные толщи базальтов, спилитов, андезитов и их туфов с горизонтами кремнистых, карбонатно-кремнистых пород, радиоляритов, а в верхней части и терригенных пород. Вместе с гипербазитами и габброидами эти толщи образуют нижний структурный ярус эвгеосинклинального комплекса, мощность которого превышает 10 тыс. м.

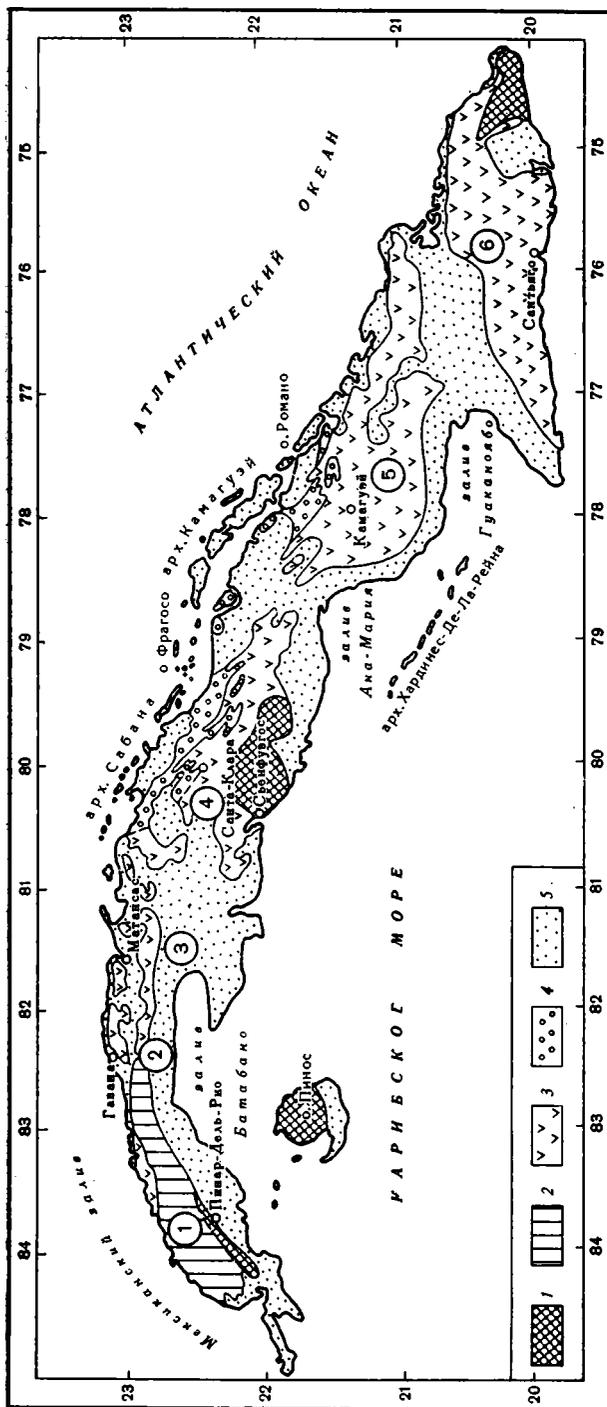


Рис. 1. Схема размещения тектонических комплексов на территории Кубы.

Тектонические комплексы: 1 — метаморфический; 2 — субгеосинклинальный; 3 — эвгеосинклинальный; 4 — миогеосинклинальный; 5 — геосинклинальный. Возраст и взаимоотношения комплексов указаны в тексте. Цифрами в кружках обозначены провинции: 1 — Пинар-дель-Рио; 2 — Гавана; 3 — Гавана; 4 — Лас-Вильяс; 5 — Камагуэй; 6 — Ориенте

Верхняя возрастная граница яруса не постоянна: в провинции Лас-Вильяс она располагается ниже основания сенона, а в провинции Ориенте — внутри эоцена. В северных частях эвгеосинклинальной зоны выделяется также средний ярус представленный граувакковыми, флишoidalными и карбонатными рифогенными толщами общей мощностью около 5 тыс. м. Комплекс чрезвычайно сильно дислоцирован. Широко развиты

шарьяжи и изоклиналильные складки, основная роль в формировании которых отводится среднеэоценовой эпохе складчатости.

В миогеосинклиальной зоне весь мезозойско-эоценовый разрез представлен карбонатной (известняково-доломитовой) толщей, содержащей в нижней части горизонты эвапоритов и достигающей мощности 10 тыс. м. Толща также сильно дислоцирована (по северной периферии острова — в серии лежащих складок с шарьяжами). Подразделение толщи на структурные ярусы, проводящееся некоторыми геологами, вряд ли целесообразно.

Верхний, олигоцен-четвертичный комплекс повсеместно сложен осадочными породами, образуя полого лежащий чехол сравнительно небольшой (1, редко до 3 тыс. м) мощности. Отсутствие широко развитых грубообломочных толщ, которые можно было бы считать молассой, не позволяет нам относить эти образования к типично орогенным. Следует скорее согласиться с М. С. Марковым и его соавторами (Марков и др., 1967; Чехович, 1966), полагающими, что Куба является геоантиклинальной зоной современной геосинклинали, орогенный этап развития которой еще не наступил. Рассматриваемый комплекс будем называть верхним геосинклиальным или геоантиклинальным ярусом.

В современной структуре выходы на поверхность миогеосинклиальных толщ располагаются лишь по северной периферии острова. Однако многие исследователи с достаточными основаниями полагают, что такие толщи подстилают шарьированный с юга эвгеосинклиальный комплекс, если не на всей площади острова (Шопошникова, 1974), то на значительной ее части (Meyerhoff, Hatten, 1968).

Наряду с продольной зональностью ряд исследователей отмечал и наличие поперечных зон. Так, в некоторых схемах выделялась «тектоническая единица Пинар-дель-Рио» (Furrázola Bermúdez et al., 1964; Meyerhoff, Hatten, 1968), подчеркивалась специфика структуры южной части провинции Ориенте (Furrázola Bermúdez et al., 1964; Чехович, 1966). Особое внимание поперечной зональности уделяют специалисты в области изучения полезных ископаемых (Толкунов и др., 1973). Общий анализ структурных рисунков также указывает на существенные различия структуры трех крупных сегментов острова. Границы сегментов намечаются условно, являются секущими по отношению к направлению вытянутости острова и подлежат уточнению в ходе последующих более детальных работ. Назовем сегменты Западно-, Центральным- и Восточно-Кубинскими и рассмотрим их структурные рисунки последовательно, начав с наиболее крупного из них — Центральным-Кубинского.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ

Центральным-Кубинский сегмент включает в себя целиком территории провинций Гавана, Матансас, Лас-Вильяс и Камагуэй, северную часть провинции Ориенте и, возможно, небольшую часть провинции Пинар-дель-Рио (рис. 2). Генеральное простирание складчатости северо-западное (300°). Оно характерно для среднего геосинклиального яруса и в меньшей мере для нижнего геосинклиального, характеризующегося подчас беспорядочной структурой.

Генеральные простирания на некоторых участках (например, в окрестностях г. Санта-Клара) довольно плавно сменяются субмеридиональными (345°), а на других (города Кабайгуан — Сейбабо) — субширотными (75°). Субширотные простирания наиболее характерны для полосы, прилегающей к известному поперечному разрыву Ла-Троча и несомненно связаны с ним. Расположение различных структурных элементов, в частности «разлома зоны сочленения эв- и миогеосинклинали» (Пуцаровский и др., 1967), показывает, что разрыв Ла-Троча имеет большую

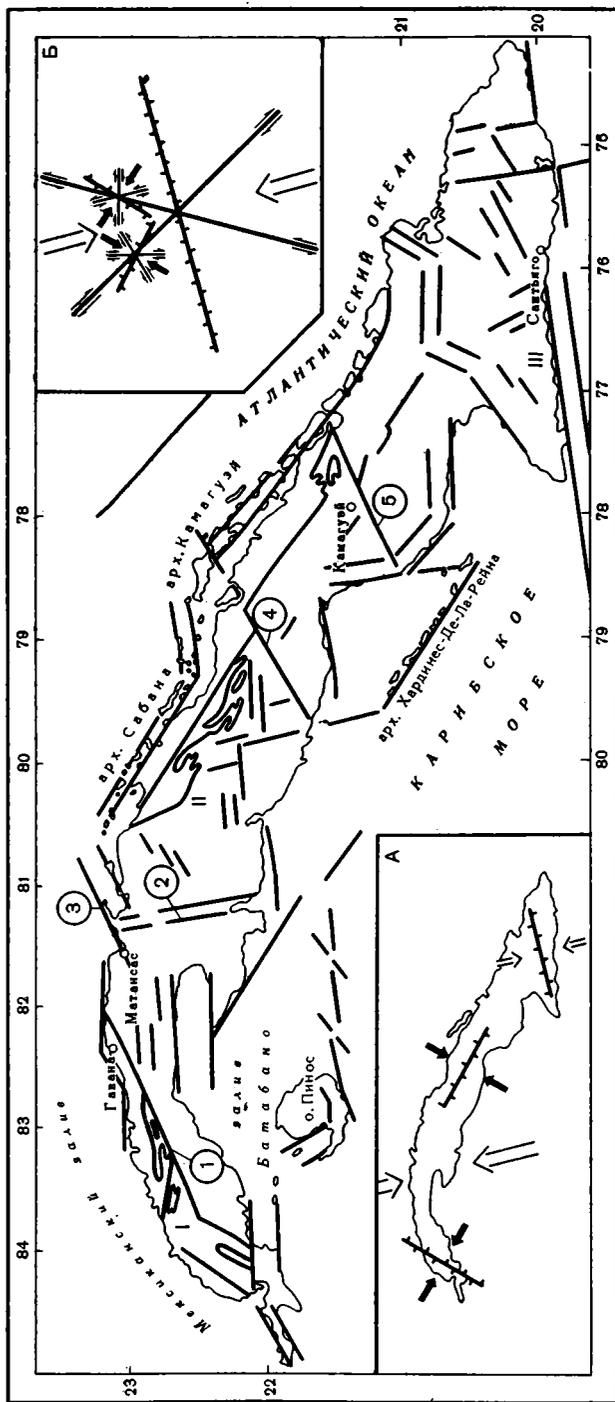


Рис. 2. Схема главных линейментов Кубы.

На врезках: А — размещение напряжений сжатия в верхних слоях литосферы. 1 — линейменты (разрывы, флексуры); 2 — направление главного направления сжатия; 3 — направление напряжения сжатия 2-го порядка; 4 — простирание главной складчатости, надвигов и взбросов; 5 — простирание сегментов. Римскими цифрами обозначены уломяющиеся в кружках обозначены уломяющиеся в тексте разломы: I — Западно-, II — Централно- и III — Восточно-Кубинский. Арабскими цифрами обозначены уломяющиеся в кружках обозначены уломяющиеся в тексте разломы: 1 — Пинар-дель-Рио; 2 — Кохинос; 3 — Икакос; 4 — Ла-Троча; 5 — Нуэвитаг

по амплитуде левосдвиговую компоненту. Простирание разрыва северо-восточное (60°). Субширотные складки в его зоне можно рассматривать как складки волочения.

Аналогичным образом субмеридиональные складки следует связывать с правым сдвигом меридионального простирания. Амплитуда сдвигового смещения в этом направлении значительно меньше, чем по раз-

рывам северо-восточного простирания. На поверхности правые сдвиги также выражены менее отчетливо. Хотя в их зонах и встречаются небольшой амплитуды субмеридиональные разрывы, в целом эти зоны целесообразно рассматривать в качестве флексур с вертикальным шарниром (горизонтальных флексур).

Описанные формы характеризуют парагенез, сформированный в эпоху среднеэоценовой складчатости. Таким образом, главными его элементами являются: 1) складчатость и соскладчатые надвиги и покровы с генеральным простиранием 300° , 2) левые сдвиги (60°) со складками волочения (75°), 3) правые сдвиги (0°) со складками волочения (345°).

Такой парагенез соответствует теоретической модели, возникшей в условиях сжатия в направлении $30-210^\circ$. На рис. 2 наиболее отчетливо выражены элементы 1 и 2. Кроме уже указанных структурных форм можно упомянуть аналогичные разрыву Ла-Троча левые сдвиги Пинардель-Рио, Икакос, Нуэвитас.

Левые сдвиги находят отражение и в геоантиклинальном структурном этаже. Хорошо известны современные подвижки по разрыву Пинардель-Рио, разграничение разрывом Ла-Троча районов с существенно различной геоморфологической структурой. Прекрасно выражен в рельефе разрыв Икакос.

Наряду с этими разрывами в структуре верхнего яруса большую роль играют вертикальные разрывы простирания 300° . Эти разрывы также хорошо выражены в современном рельефе, имеют преимущественно вертикальную компоненту смещения и, вероятно, относятся к типу взбросов. Один из них разграничивает зоны Камахуани и Ремедиос на севере провинции Лас-Вильяс, другой ограничивает с юга горстовый выступ Кубитас. Очень отчетливо разрывы этого типа выражены в рельефе дна в районе Старого Багамского пролива и по юго-западному побережью архипелага Хардинес-де-ла-Рейна.

Описанные формы связываются в парагенез, также возникший в условиях сжатия в направлении $30-210^\circ$. Таким образом, и на позднегеосинклинальном этапе формирования структуры сохраняется поле напряжений, существовавшее ранее, хотя при этом оно качественно изменяется. В самых общих чертах это изменение можно охарактеризовать как инверсию взаимного расположения малой и средней осей эллипсоида напряжений. Вероятно, определенную роль в этом играет механизм изостазии активно проявляющийся со времени завершения среднеэоценовой складчатости.

Наряду с описанным парагенезом в структуре верхнего яруса отчетливо различается другой. Главным его элементом является субширотного (75°) простирания складчатость промежуточного типа. Крупные пологие синклинали образуют наложенные прогибы, ограниченные субширотными взбросами и флексурами. Наиболее показательной формой этого типа является впадина Кабайгуан. Антиклинали также широкие и пологие. В их ядрах обнажаются меловые (в антиклинальном поднятии между впадинами Сьенфуэгос и Санто-Доминго) или эоценовые (в широтной антиклинали между городами Бехукаль и Сидра) породы. В целом складчатость верхнего яруса следует отнести к подтипу коробчатой.

Хорошо проявляются широтные разрывы и флексуры в рельефе. Они ограничивают на севере и юго-востоке залив Батабано, береговой шельф между Плайа-Хирон и г. Сьенфуэгосом, заливами Кабаньяс и Мариэль, восточнее Гаваны (простираясь параллельно оси антиклинали Гавана — Матансас), ощущаются в расположении островов архипелага Сабана — Камагуэй на участке о-вами Фрагос и Романо. По-видимому, взбросами являются также субширотные разрывы, ограничивающие на севере и юге полосу амфиболитового комплекса в районе Маникарагуа.

Другим элементом парагенеза являются разрывы и флексуры субмеридионального (345°) простириания. Наиболее известным среди них является разрыв Кочинос. Широкое развитие молодых зияющих трещин, часто совпадающих по простирианию с руслами рек и временных водотоков, на юге провинции Лас-Вильяс отмечено Е. А. Финько (личное сообщение). Разрывы субмеридионального простириания протягиваются вдоль восточного берега залива Ана-Мария, а аналогичная линия проявляется в структуре дна западнее архипелага Хардинес-де-ла-Рейна. Зияющий характер субмеридиональных трещин и совпадение залива Кочинос с зоной одноименного разрыва позволяют предполагать раздвиговую природу всех этих форм.

Таким образом, для рассматриваемого структурного рисунка наиболее характерными элементами являются: 1) коробчатая складчатость и взбросы субширотного простириания, 2) раздвиги субмеридионального простириания. Этот рисунок отвечает модели, возникшей в условиях субмеридионального ($165-345^\circ$) сжатия.

Восточно-Кубинский сегмент изучен в наименьшей степени. Здесь наиболее широко развиты образования геоантиклинального яруса. Преобладающее простириание складчатости субширотное, параллельное крупному разлому Бартлетт, ограничивающему остров на юге. Довольно хорошо выражены перпендикулярные к этому направлению флексуры и разрывы. Один из разрывов субмеридионального простириания ограничивает на западе впадину Гуантанамо, пересекает разрыв Бартлетт и находит выражение в рельефе морского дна. Все эти элементы группируются в парагенез субмеридионального сжатия по аналогии с описанным ранее. С этим же парагенезом, вероятно, связан крупный флексуорообразный изгиб северо-восточного простириания, ограничивающий на востоке Ольгйнский антиклинорий. В случае наличия такой связи изгиб следует рассматривать в качестве левого сдвига.

Наряду с парагенезом субмеридионального сжатия в сегменте слабо проявлены и элементы, связанные с северо-восточным сжатием. Это разрывы северо-восточного же простириания (60°). Один из них разделяет поле серпентинитов и третичных пород в Сьерра-дель-Кристалль и ограничивает с северо-запада впадину Гуантанамо. По аналогии с разрывом Ла-Троча они могут рассматриваться в качестве левых сдвигов.

Структура Западно-Кубинского сегмента наиболее сложна. Долгие споры о наличии или отсутствии в кордильере Гуанигуанико тектонических покровов большой амплитуды (Khudoley, Meyerhoff, 1971) практически закончены. Наличие покровов признано большинством геологов. Однако ни масштабы покровов, ни закономерности их размещения на площади еще не расшифрованы. Поэтому наши выводы могут быть лишь предварительными.

Для складчатости рассматриваемого сегмента характерны северо-восточные простириания, однако значительно изменяющиеся вдоль кордильеры Гуанигуанико. Если в Сьерра-дель-Росарио простириания являются восток-северо-восточными, то в прилегающей части Сьерра-делос-Органос они сменяются северо-восточными, а далее к югу — северо-северо-восточными (30°), которые в Сьерра-де-лос-Органос являются преобладающими. В этом же направлении вытянуты фронтальные надвиги шарьяжей. Широко развитые малоамплитудные поперечные разрывы являются в большинстве фланговыми сдвигами, сопряженными с надвигами. Ясно, что формирование подобной структуры следует связывать со сжатием в направлении $120-300^\circ$.

На описанный парагенез наложен другой, менее ярко выраженный. Это серия продольных взбросов и сравнительно пологих коробчатых складок. Именно этот парагенез определил размещение тектонических окон в полях покровов и был принят авторами монографии «Геология

Кубы» (Furrázola Bermúdez et al. 1964) за главную сеть разрывов сегмента. Очевидно, что образование парагенеза стало возможным при сохранении условий сжатия в направлении $120\text{--}300^\circ$, но после инверсии взаимного расположения средней и малой осей эллипсоида напряжений.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ КУБЫ

Как мы убедились, разные сегменты Кубы имеют существенно различную структуру. В то же время на всей территории острова отчетливо проявляется парагенез, связанный с субмеридиональным сжатием. Поскольку в него входят лишь коробчатые простые складки, а также взбросы и раздвиги, часто определяющие очертания береговых линий, можно с уверенностью предполагать, что рассматриваемый парагенез является очень молодым. Его формирование продолжается и ныне, о чем свидетельствует расположение эпицентров землетрясений (Национальный атлас Кубы, 1972).

В наибольшей степени этот парагенез характерен для геоантиклинального структурного яруса. Однако тесная взаимосвязь структуры Восточно-Кубинского сегмента с глубоководным желобом Барглетт, а также широтное направление границы континентального склона на севере Юкатанской котловины указывают на причинно-следственную связь формирующего данный парагенез субмеридионального сжатия с развитием Карибской дуги в целом. С этим выводом хорошо согласуются заключения Х. Альбердинга (1960) об условиях формирования структуры южных районов Карибской дуги. Направление сжатия, установленное Х. Альбердингом, точно соответствует рассчитанному нами ($165\text{--}345^\circ$). Поскольку заложение дуги с достаточными основаниями относится к началу мезозоя, можно полагать, что условия субмеридионального сжатия существовали на территории современной Кубы в течение всего мезозоя и кайнозоя.

Этот вывод на первый взгляд противоречит тому факту, что в наибольшем по площади Центрально-Кубинском сегменте явно преобладают структурные формы, связанные с северо-восточным, а в Западно-Кубинском — с северо-западным сжатием. Поэтому следует рассмотреть подробнее взаимоотношения парагенезов.

Общими чертами названных сегментов является то, что в их пределах на парагенез надвигов, поперечных (диагональных) сдвигов и полной складчатости наложен парагенез продольных коробчатых складок и взбросов. Как было показано ранее, более молодой из них связан со сжатием, ориентированным в том же направлении, что и сжатие, обусловившее формирование более древнего, но существенно более слабым. Векторы сжатия в сегментах взаимно перпендикулярны. В то же время каждый из векторов направлен под углом 45° к направлению субмеридионального сжатия (см. рис. 2, врезка А).

Наиболее вероятным объяснением этого факта, на наш взгляд, является вторичный, производный характер северо-восточного и северо-западного сжатия. Такие вторичные напряжения, ориентированные друг к другу перпендикулярно, возникают в поле главного напряжения при сдвигах первого порядка. В случае субмеридиональной ($165\text{--}345^\circ$) ориентировки главного напряжения сдвиги первого порядка располагаются по направлениям 315° (правый) и 15° (левый), а сжатие, вызывающее образование присдвиговых складок волочения, — соответственно по направлениям 30 и 300° (см. рис. 2, врезка Б).

Перераспределение главного напряжения на стадии эоценовой складчатости, а возможно, также и на более ранних этапах развития Кубинской геосинклинали следует связывать, вероятно, с локальными особенностями структуры. В частности, возникновение северо-восточного сжа-

тия может быть связано с конфигурацией ограничения расположенной севернее Багамской плиты. В этом случае можно предполагать наличие участка глубоко погруженной плиты и северо-западнее Западно-Кубинского сегмента.

По-видимому, целесообразно объединить парагенезы, связанные с перераспределением главного сжатия, в структурный рисунок, который назовем кубинским, противопоставляя его карибскому рисунку, связанному с главным сжатием.

В структуре верхнего яруса рисунки находят примерно равное выражение. Показательны в этом отношении антиклинали Гавана-Матансас и Бехукаль-Сидра. При общем субширотном простирании антиклинали имеют четковидное строение, и отдельные их звенья ограничены взбросами северо-западного и сдвигами северо-восточного простирания. Этот наиболее интересный из отмеченных фактов — факт синхронного развития различных структурных рисунков на одной и той же площади — может указывать, на наш взгляд, на различную глубину заложения рисунков и различные кинематические условия на соответствующих глубинах. Так, условия субмеридионального, наиболее длительно и унаследованно проявляющегося сжатия господствуют на значительных глубинах (вероятно, в верхней мантии). Локальное перераспределение этого напряжения свойственно более высоким слоям литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если наши построения подтвердятся в ходе дальнейших исследований, это может привести к уточнению некоторых черт строения Кубы. В частности, можно предположить, что на этапе седиментации геосинклинальная область была вытянута в несколько ином направлении. Если сейчас главная складчатость Центрально-Кубинского сегмента ориентирована в направлении 300° , то отвечающий ей геосинклинальный прогиб простирался в направлении 315° . В этом случае суммарная амплитуда горизонтального смещения покровов должна возрасти в западном направлении.

Преобладание на стадии седиментации условий субмеридионального сжатия следует иметь в виду при анализе фациальной зональности. При общей вытянутости трога в северо-западном направлении фациальные зоны могли располагаться кулисообразно вдоль этого направления, будучи ориентированы субширотно. С этим может быть связано нарастание степени «геосинклинальности» одновозрастных отложений в южном направлении вдоль трога, а также омоложение верхней границы осадочно-вулканогенной толщи (нижнего яруса).

Расположение Кубинской складчатой системы в структуре Карибского региона и взаимоотношения кубинского и карибского структурных рисунков позволяют сделать вывод, что Кубинская геосинклиналь являлась диагонально ориентированной апофизой Карибской геосинклинальной области. Взаимоотношения последних близки к таковым Донбасса и герцинид юга СССР. При этой интерпретации можно предполагать сравнительную молодость Юкатанской впадины, возникшей на месте блока с континентальной корой.

Соотношения структурных рисунков, по-видимому, имеют не узлокальный, но более общий характер. Очень близки к ним, в частности, соотношения, выявленные Л. М. Расцветаевым (1973) в альпийской области Юга СССР.

Наконец, некоторые выводы можно сделать и в практическом плане. Довольно четко выявляется приуроченность основных нефтяных и газовых месторождений и проявлений к левым сдвигам парагенеза северо-восточного сжатия. Видимо, с правыми сдвигами этого же рисунка связаны главные гидротермальные месторождения и проявления центральной Кубы.

Литература

- Альбердинг Х.* Применение принципов сдвиговой тектоники Муди и Хилла к северным районам Южной Америки.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Книппер А. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые.— Большая Советская Энциклопедия. 3-е изд. Т. 13. Конда — Кун. М., «Сов. энциклопедия», 1973.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая структура гор Лос-Органос в районе города Виньялес и положение в ней тел серпентинитов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967₁.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967₂.
- Лукьянов А. В., Щерба И. Г.* Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология, систематика. Тектонические эксперименты. М., «Наука», 1972 (Тектоника Сибири, т. V).
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д.* Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— Геотектоника, 1967, № 1.
- Муди Дж. В., Хилл М. Дж.* Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Национальный атлас Кубы. Под ред. И. П. Герасимова и А. Нуньеса Хименеса. М., ГУГК, 1972.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пуцаровский Ю. М.* Проект «Геологическая карта Кубы масштаба 1 : 250 000».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Расцветаев Л. М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 5. Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Сомин М. Л., Мильян Г.* Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 5.
- Толкунов А. Е., Малиновский Е. П., Кабрера Р., Карасу Г.* Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы.— В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., «Наука», 1973.
- Чехович В. Д.* Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл.— Автореф. канд. дис. Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Шапошникова К. И.* Тектоника Центральной Кубы.— Геотектоника, 1974, № 1.
- Anderson E. M.* The dynamics of faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1942.
- Furrazola Bermudez G., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miroliúbov Yu. S., Novojat-sky I. P., Núñez Jiménez A., Solsona J. B.* Geologia de Cuba. La Habana, 1964.
- Hatten Ch. W.* Principal features of Cuban geology: discussion.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, v. 51, № 5.
- Khudoley K. M.* Principal features of Cuban geology: discussion. Reply.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, v. 51, № 5.
- Khudoley K. M., Meyerhoff A. A.* Paleogeography and geological history of Greater Antilles.— Mem. Geol. Soc. America, 1971, v. 129.
- Knipper A. L., Cabrera R.* Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba.— VI conf. geol. Caribe Mem. Margarita, Venezuela, 1972.
- Meyerhoff A. A., Hatten Ch. W.* Diapiric structures in central Cuba.— In: Diapirism and diapirs.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, № 8, 1968.
- Pszczółkowski A.* Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rusario (Cuba).— Bull. Acad. polon. Ser. sci. terre, 1971, v. XIX, № 4.

УДК 551.242.5(476+477)

Н. Т. ПАШОВА, Р. М. ПИСТРАК

**ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР,
ОПРЕДЕЛИВШИХ РАЗВИТИЕ САРМАТСКОГО ЩИТА**

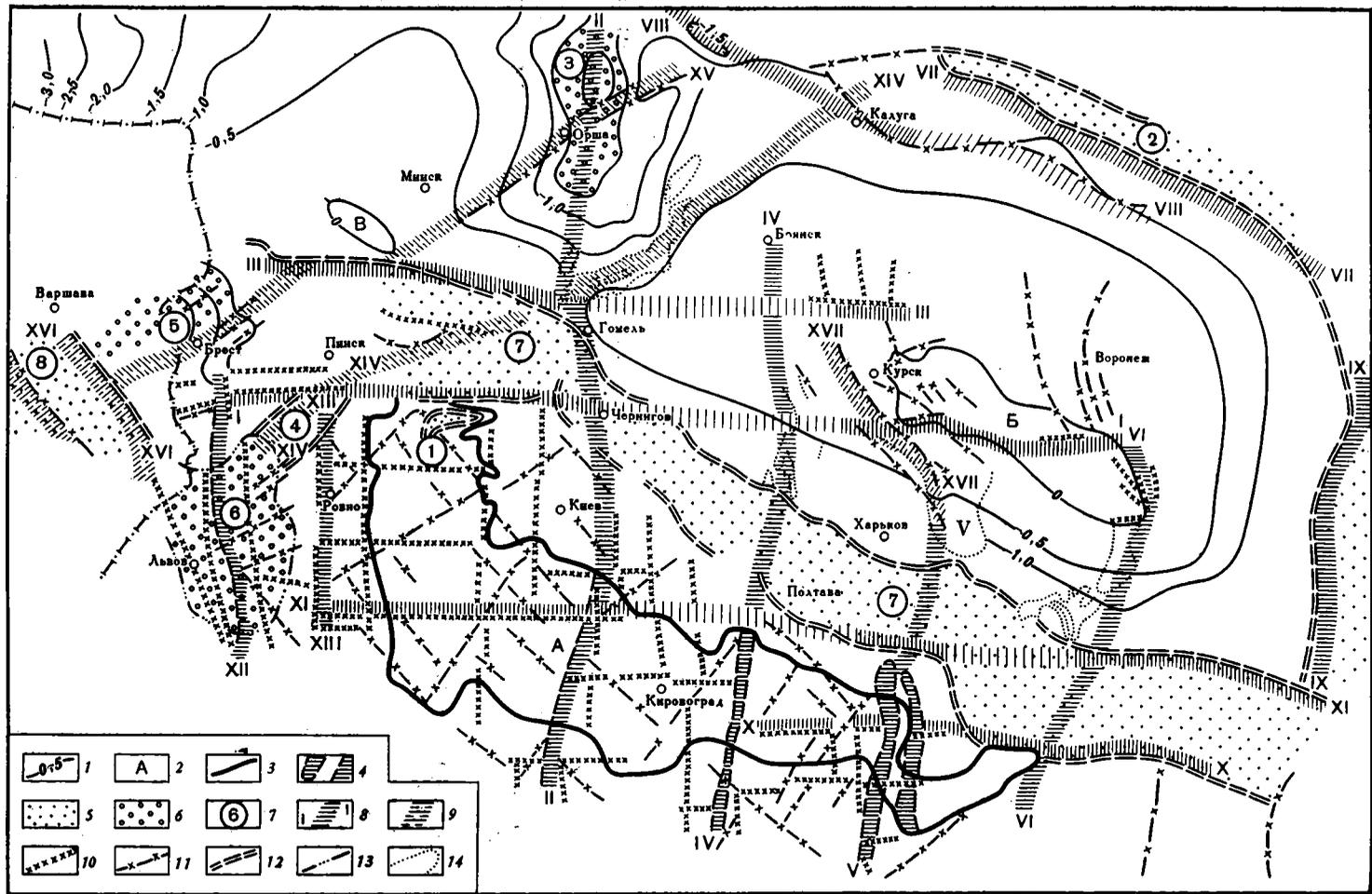
Тектонические элементы, определяющие строение Украинского кристаллического массива, Припятско-Донецкого авлакогена, Воронежской антеклизы, а также ограничения последней, подчинены единым системам глобальной трещиноватости, расчленившей древний Сарматский щит на различных этапах его развития. В те же системы укладываются направления более мелких тектонических форм внутри указанных структурных подразделений. Показана устойчивость этих систем во времени и неоднократная активизация их отдельных составляющих.

В ходе геологического развития начиная с протерозоя единый Сарматский щит был разобран на отдельные массивы, контуры и строение которых подчинены единой системе разломов. На определяющее значение разломной сети в ограничениях структур различных порядков неоднократно указывал Н. С. Шатский (1945, 1952, 1955), который писал, что структурная унаследованность «...в платформенных областях выражается в наследовании простирания форм, линейных систем, разграничительных очертаний и т. д. Этот тип наследования... весьма консервативный, он выражается существованием планетарной сети разломов, являющейся как бы основой или, так сказать, каркасом, которому подчиняются все последующие деформации земной коры» (Шатский, 1955, стр. 24).

Авторы поставили своей задачей показать, что тектонические элементы, определяющие строение Украинского массива, Припятско-Донецкого авлакогена и Воронежской антеклизы, а также ограничения последней, подчинены единым системам глобальной трещиноватости и что в те же системы укладываются направления более мелких тектонических форм внутри этих структурных подразделений; показать устойчивость во времени этих систем и неоднократную активизацию их отдельных составляющих.

В работах, посвященных тектонике Днепровско-Донецкой впадины, неоднократно указывались и рассматривались нарушения, обрамляющие и пересекающие эту структуру. Не имея возможности провести здесь их обзор, сошлемся на книгу В. К. Гавриша (1969), где они подробно охарактеризованы.

Наиболее древними линеаменами на интересующей нас территории являются протерозойские синклинии — протяженные, длительно существующие глубинные структуры: Одесско-Гомельский, Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский и предположительно Центрально-Донбасский трог Украинского массива. Аналогичной протерозойским трогам структурой, имеющей такое же субмеридиональное простирание, является, по данным Л. Е. Фильштинского (1973), Радеховская протерозойская зона, унаследованная Львовским прогибом. Длительность существования трогов и их глубинность могут быть подтверждены на Украинском массиве данными ГСЗ, согласно которым перечисленным трогам



отвечает резкое усложнение структуры земной коры и увеличение ее мощности со смещением границ Мохоровичича и Конрада. Под Криворожско-Кременчугским синклиниорием мощность коры, максимальная на Украинском массиве, составляет 55 км. Сейсмические границы, прослеживающиеся глубже поверхности Мохоровичича, дают основание считать, что мощность коры в протерозойское время достигала 65—68 км (Соллогуб, Трипольский, 1969). Таким образом, устанавливается непрерывающийся процесс выравнивания поверхности Мохоровичича под протерозойскими горными сооружениями, уничтоженными денудацией. Проявление в девоне вулканизма в узлах пересечения протерозойских трогов Припятско-Донецким авлакогеном также свидетельствует о длительности существования и глубинности образующих эти структуры разломов (Пистрак, Пашова, 1974).

Протерозойские трого, являясь наиболее устойчивыми во времени и пространстве элементами структурной решетки, имеют на Украинском массиве субмеридиональное простирание, изменяющееся у некоторых из них в пределах Воронежской антеклизы на северо-западное.

Субширотную глубинную структуру Овручского авлакогена, заложившегося в иотнийское время (рис. 1), можно рассматривать как сопряженную с протерозойскими линеаментами Украинского массива. Глубинность определяющих его разломов подтверждается развитием в овручской серии покровов эффузивных пород (браньковская толща), отнесенных З. Г. Ушаковой (1962) к палеолипарит-трахит-диабазовой формации.

Формирование рифейских авлакогенов было подчинено сети глубинных разломов, по которым авлакогены развивались, по-видимому, унаследованно. В частности, Оршанская впадина была заложена, по нашим представлениям, на продолжении протерозойского Одесско-Гомельского глубинного разлома. Об активизации движений в зоне этого разлома в вендское время свидетельствует вулканическая деятельность, результатом которой явились эффузивные, туфогенные и туффиновые породы ротайчинской свиты (Махнач, Веретенников, 1970). З. Г. Ушакова (1962) рассматривает их как производные слабодифференцированной базальтовой магмы и относит к трапповой формации.

В рифейское время заложился и Пачелмский авлакоген, ограничивающий Воронежскую антеклизу с севера (см. рис. 1). Проявления базальтового магматизма, как и в Оршанской впадине, происходили здесь в венде. Так, в отложениях воынской серии во многих пунктах встречены туфопесчаники, в составе которых значительную роль играют

Рис. 1. Схема тектоники Сарматского щита

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 — щиты и массивы: А — Украинский щит; Б — Воронежский массив; В — Белорусский массив; 3 — контуры открытой части Украинского щита; 4 — протерозойские трого Украинского щита; 5 — авлакогены; 6 — впадины (прогибы); 7 — обозначения авлакогенов и впадин (прогибов): 1 — Овручский авлакоген, 2 — Пачелмский авлакоген, 3 — Оршанская впадина, 4 — Воыльно-Полесский авлакоген, 5 — Брестская (Подляская) впадина, 6 — Львовский прогиб, 7 — Припятско-Донецкий авлакоген, 8 — Датско-Польский прогиб; 8 — зона протяженных региональных разломов ортогональной системы: I—I — Овручско-Острогожская, II—II — Одесско-Гомельско-Оршанская, III—III — Глусско-Глазуновская, IV—IV — Криворожско-Кременчугско-Брянская, V—V — Орехово-Павлоградско-Белгородская, VI—VI — Донбасско-Лосевско-Мамоновская, VII—VII — Пачелмская, VIII—VIII — Бельско-Тульская (Калужская), IX—IX — Доно-Медведицкая, X—X — Девладовско-Южнодонецкая, XI—XI — Винницко-Краснощельская, XII—XII — Радеховско-Брестская, XIII—XIII — Ровенская; 9 — зоны протяженных региональных разломов диагональной системы: XIV—XIV — Воыльно-Микашевичско-Калужская, XV—XV — Брестско-Смоленская, XVI—XVI — Датско-Польская, XVII—XVII — Белгородско-Севская; 10 — сеть ортогональной системы сбросов (на Украинском щите по данным К. Ф. Тяпкина); 11 — сеть диагональной системы сбросов (на Украинском щите по данным К. Ф. Тяпкина); 12 — границы авлакогенов; 13 — контур Львовского палеозойского прогиба; 14 — положительные магнитные аномалии

обломки сильно измененных основных эффузивов, замещенного вулканического стекла и пемзы (Веселовская и др., 1964). М. М. Веселовская и ее соавторы показали, что развитие туфогенных песчаников в центральных районах Русской платформы приурочено исключительно к Пачелмскому авлакогену. Следует считать, что вулканические излияния, вероятнее всего, были связаны с глубинными разломами, по которым был заложен этот авлакоген.

На более поздней стадии развития Сарматского щита в девонское время было завершено образование замкнутой решетки разломных структур, обрамляющих Воронежскую антеклизу. В это время был заложен Припятско-Донецкий авлакоген. Возникновение и развитие этой важнейшей структуры Восточно-Европейской платформы предопределила сеть глубинных разломов субширотного (Донбасс, Припятский прогиб) и северо-западного (средняя — Днепровская часть авлакогена) простираения. Припятско-Донецкий авлакоген пересек протерозойские трюги. Незатухающими движениями вдоль последних объясняются как основные изменения в простираении авлакогена, так и концентрация девонских магматических излияний в местах пересечения протерозойских трюгов девонскими глубинными разломами.

С зоной разломов, которая в современном плане трассируется Доно-Медведицкими и Саратовскими дислокациями, связывается предположительный прогиб девонского времени, названный С. С. Эллерном и Р. Н. Валеевым (1962) Саратовско-Волгоградским, а В. Д. Наливкиным — Доно-Медведицким (Наливкин, 1963). Более поздние движения, связанные с прогибанием Прикаспийской впадины, преобразовали этот прогиб в ступенчатую моноклинал, погружающуюся к востоку. Возрастание мощности девонских терригенных отложений происходит скачкообразно в полосе флексур, связанных со ступенями фундамента. Следует также указать на проявление в девоне базальтового магматизма в низовьях р. Медведицы к западу от г. Фролово (Карпов, Чугунов, 1965).

Девонские разломы завершают формирование протерозойских, рифейско-вендских и девонских глубинных структур, подчиненных ортогональной и диагональной системам планетарных трещин. Это четко отражено в обрамлении Воронежской антеклизы: Припятско-Донецкий и Пачелмский авлакогены, Оршанская впадина и Доно-Медведицкий прогиб (система Доно-Медведицких дислокаций). Воронежская антеклиза явилась, таким образом, устойчивым крупным блоком, по границам которого формировались эти мобильные тектонические элементы.

Наметившаяся решетка глубинных разломов может быть дополнена и другими нарушениями как глубинного, так и более мелкого заложения, которые укладываются в те же системы. Обоснованность их выделения, как показано ниже, весьма различна.

Брестско-Смоленская зона разломов (см. рис. 1, XV—XV) имеет северо-восточное простираение. На юго-западе она определяется формой Брестской впадины и системой секущих ее сбросов. О глубинности разломов, обусловивших возникновение этой впадины, свидетельствует состав эффузивов, слагающих ротайчинскую свиту венда. На северо-востоке трассировка этой зоны подтверждается нарушениями, секущими Оршанскую впадину, и контуром восточного крыла последней.

Параллельно рассмотренной располагается Волыно-Микашевичско-Калужская зона разломов (рис. 1, XIV—XIV), к которой на юго-западе относится система разрывных нарушений, уходящих под Волынскую депрессию. В Припятском прогибе с ней связан сброс, ограничивающий с юга Микашевичский выступ фундамента. Севернее Микашевичско-Калужская зона трассируется интенсивной магнитной аномалией в районе Жлобин-Костюкевичи. На севере в полосу этих разломов попадает Калужское поднятие, в пределах которого известна толща туфов и туф-

фитов мощностью до 80—90 м, по химическому составу близких к щелочным андезитам. Возраст этих образований определен как вендский (Тихомиров, 1956). Основываясь главным образом на строении Калужской структуры (центральная или эллипсоидальная мульда, окруженная поднятиями), В. Г. Петров (1971) определяет ее природу как кольцевую вулкано-тектоническую и считает, что она, как и соседние подобные ей поднятия (Южновское, Дугнинское), приурочена к местам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений.

Разломы, определяющие направление Датско-Польского авлакогена (см. рис. 1, XVI—XVI), а на Воронежской антеклизе — Белгородско-Севский отрезок зоны Курской магнитной аномалии (см. рис. 1, XVII—XVII), могут являться составляющими намеченных диагональных зон.

В качестве элемента ортогональной системы можно назвать Глусско-Глазуновскую зону (см. рис. 1, III—III), которая следует по северному ограничению Припятского отрезка девонского авлакогена, а в пределах Воронежской антеклизы проявляется в особенностях простираения протерозойских структур и в рисунке магнитного поля.

Параллельно этой зоне располагается упомянутый выше Овручский авлакоген и совпадающие с ним в простираении разломы, определяющие южный борт Припятской впадины. Детали структурного рисунка протерозойских трогов на Воронежской антеклизе дают основание предполагать значительную протяженность этой зоны. Можно отметить, что на той же линии располагается широтный отрезок северного краевого разлома Днепровского авлакогена в районе с. Борковки.

Такую же ориентировку имеет Винницко-Краснорецкая зона (см. рис. 1, XI—XI), представленная на Украинском массиве Винницким разломом, отрезком южного борта Днепровского авлакогена на его пересечении с Орехово-Павлоградским линеamentом и Краснорецким сбросом на севере Донецкого бассейна. Отчетливо выраженный на Украинском массиве Девладовский разлом совместно с южным ограничением Донбасса составляет четкую Девладовско-Южнодонбасскую зону разломов (см. рис. 1, X—X).

Итак, простираение протерозойских трогов на Украинском массиве и Воронежской антеклизе, положение авлакогенов, заложившихся в различное время (от иотния до девона включительно), простираение зон намеченных протяженных разломов независимо от времени их заложения дают четкую картину двух систем решетки разломов.

Внутри рассмотренных структурных зон установлены более мелкие структурообразующие нарушения, укладываемые в эти же системы. На Украинском массиве две системы разломов установлены К. Ф. Тяпкиным (Тяпкин и др., 1971; см. также рис. 1). В пределах Днепровско-Донецкой впадины наряду с доминирующими складками северо-западного простираения выделены структурные элементы, имеющие секущие направления. Это касается не только дизъюнктивных нарушений, но, что особенно интересно, и пликативных структур кристаллического фундамента (Пашова, 1973).

Примером может служить один из участков северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (рис. 2). Здесь наиболее отчетливо выделяется Монастырищенско-Гмырянский вал, ответвляющийся от восточного края Старохуторского выступа и располагающийся косо по отношению к краевому региональному разлому. В сопряженной с указанным валом системе выделяются менее выразительные зоны поднятий. На западе это Черниговско-Старохуторская зона, аномальная ориентировка которой более отчетливо фиксируется простираением Горобовского прогиба, ограничивающего зону с востока. Такое же направление имеет Лысогорско-Гнединцевская полоса поднятий. Аналогичные аномальные для Днепровско-Донецкой впадины секущие простираения вырисовываются на структурной карте по каменноугольным отложениям. Их мор-



Рис. 2. Структурная карта поверхности фундамента Днепровско-Донецкой впадины (фрагмент). Составлена по материалам треста «Укргеофизразведка» с дополнениями 1 — изогипсы поверхности фундамента; 2 — краевые региональные разломы; 3 — сбросы; 4 — зоны отрицательных пликативных структур; 5 — зоны положительных пликативных структур: I—I — Монастирищенсько-Гмирянская, II—II — Чернигівсько-Старохуторська, III—III — Лысогорівсько-Гнединецька

Фолиогическая выраженность заметно слабее сравнительно со структурами доминирующих направлений. В частности, цепочки положительных структур и протяженных валов образуют замкнутое обрамление Полтавской депрессии, составляющие которого секут генеральное северо-западное направление (рис. 3).

Одновозрастные структуры на своем протяжении нередко меняют простирание. Например, протерозойские трогии Сарматского щита, как указывалось, в пределах Украинского кристаллического массива следуют в субмеридиональном направлении, а на Воронежской антеклизе приобретают простирания, близкие к северо-западному. Не менее выразительный пример представляет Припятско-Донецкий авлакоген: широтное простирание Донбасса меняется на северо-западное в пределах Днепровской части авлакогена, а затем в Припятской его части — вновь на широтное.

Некоторые направления многократно обновились, что отражается в постоянстве их ориентировки. Так, направление иотнийского Овручского авлакогена повторилось направлением девонского Припятского, что хорошо видно по положению южного борта последнего. Движения по разломам, определяющим древний Пачелмский авлакоген, после дли-

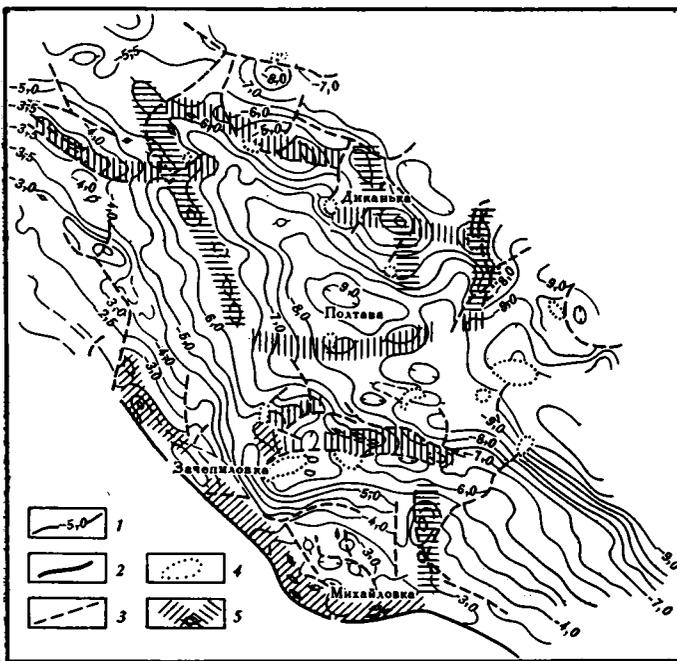


Рис. 3. Структурная карта подошвы верхнекрейдовейских отложений Днепровско-Донецкой впадины (фрагмент). Составила Н. Т. Пашова
 1 — изогипсы подошвы верхнекрейдовейских отложений; 2 — краевые региональные разломы; 3 — сбросы; 4 — контуры штоков; 5 — зоны положительных структур

тельного затухания возобновились в позднем палеозое и мезозое. Они привели к формированию Керенско-Чембарской и Сурско-Мокшинской зон поднятий, унаследовавших простираения авлакогена, что показал еще Н. С. Шатский (1952, 1955). То же можно сказать и о природе Доно-Медведицких дислокаций.

Оршанская впадина может служить примером полного затухания движений по определяющей ее зоне разломов. Доказательством этому служит перестройка структурного плана впадины в палеозое.

Припятско-Донецкий авлакоген сохранял свои ограничения в течение палеозоя, что отчетливо видно по контурам распространения нижнепермских отложений. Направления, секущие авлакоген, сравнительно четко отражены в структурном плане палеозойских образований. В юго-восточной части региона эти направления выражены структурно-фациальной зональностью раннепермских осадков, определившей очертания Орчи́ковской депрессии (Пистрак и др., 1967). Структурный план нижнепермских отложений (юго-восток Днепровско-Донецкой впадины) в ослабленном виде еще содержит аномальные (поперечные) простираения, которые полностью захороняются лишь верхнепермскими образованиями. Последние характеризуются исключительно генеральным северо-западным простираением пликативных структур, образуя единый структурный этаж с мезозойскими отложениями. Последние, хотя и распространены далеко за пределами контуров авлакогена, обладают тектонической структурой, отчетливо отражающей те же направления, которые определяют строение авлакогена.

Таким образом, различная продолжительность активности отдельных направлений разломной решетки отражается в многократном обновлении одних составляющих и захоронении других.

Результаты проведенного анализа тектонического строения относительно хорошо изученного участка Восточно-Европейской платформы подтверждают взгляды С. С. Шульца о существовании постоянной системы планетарной трещиноватости, обусловленной ротационным режимом Земли. «При этом структурные формы могут создаваться тектоническими напряжениями не обязательно одновременно с образованием трещин. Они могут использовать готовую канву как в процессе ее формирования, так и в любое последующее время и использовать не все трещины, а лишь наиболее подходящие, как более соответствующие разрядке определенным образом направленного напряжения» (Шульц, 1971, стр. 8).

Литература

- Веселовская М. М., Иванова З. П., Кирсанов В. В., Хмелева Е. Н.* Траптовый магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя на Русской платформе.— В кн.: *Базальты плато. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7. М., «Наука», 1964.*
- Гавриш В. К.* Глубинные структуры и методы их изучения. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Карпов Н. А., Чугунов Н. А.* Новые данные об эффузивной деятельности на восточном склоне Воронежского массива в девонское время.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 4.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В.* Вулканогенные формации верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, «Наукова думка», 1970.
- Наливкин В. Д.* Глубинные прогибы востока Русской платформы.— Сов. геология, 1963, № 1.
- Пашова Н. Т.* Тектоника кристаллического основания центральной части Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: *Вопросы геологического строения, нефтегазоносности и эффективности поисковых работ на нефть и газ в восточных и южных районах Украины.* Тр. ВНИГНИ, 1973, вып. 137.
- Петров В. Г.* О выделении Калужско-Бельской структурной зоны.— Бюл. МОИП. Отд. геол., новая серия, 1971, т. XXVI, в. 3.
- Пистрак Р. М., Пашова Н. Т.* Структурное положение очагов вулканизма в Припятско-Донецком авлакогене.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Пистрак Р. М., Галицкий И. В., Пашкевич Е. М., Пашова Н. Т., Супронюк К. С.* Отражение разломов фундамента в пермской структуре Днепровско-Донецкой впадины.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Солмогуб В. Б., Трипольский А. А.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог—Кировоград.— Геофиз. сб., вып. 31. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Тихомиров С. В.* О возрасте вулканогенных отложений южной части Московской синеклизы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. XXXI (1).
- Тяпкин К. Ф., Белонов В. М., Козубская Г. Е., Нечаев В. А., Распопова М. Г., Харитонов В. Д.* Структурные особенности земной коры Украинского щита и связь с ними оруденения.— В кн.: *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными.* Киев, «Наукова думка», 1971.
- Ушакова Э. Г.* Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы.— В сб.: *Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов.* Тр. ВСЕГЕИ, 1962, т. 30.
- Фильштинский Л. Е.* О тектонике фундамента и чехла Львовского палеозойского прогиба по геофизическим данным.— Геол. нефти и газа, 1973, № 11.
- Шатский Н. С.* Очерки по тектонике Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2(6). М., 1945.
- Шатский Н. С.* О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1.
- Шатский Н. С.* О происхождении Пачелмского прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, № 5.
- Шульц С. С.* Планетарные трещины и тектонические дислокации.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Эллерн С. С., Валеев Р. И.* Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 5.

ВНИГНИ
Полтавская КНИЛ
УкрНИИГгаза

Статья поступила
19 ноября 1974 г.

УДК 551.242.3(234.851)

А. Б. ДЕРГУНОВ, Ю. Е. МОЛДАВАНЦЕВ

О СТРОЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Габбро-гипербазитовые массивы занимают определенное тектоническое положение в основании разреза земной коры эвгеосинклинальной зоны восточного склона Полярного Урала, вместе с которой они надвинуты на многоэосинклинальную зону западного склона.

Преимущественно пластообразная форма этих массивов, закономерное распределение в них пород от ультраосновных к более кислым и сходство плана деформаций с вулканогенно-осадочными толщами, венчающими разрез эвгеосинклинальной зоны, дает основание считать, что их строение подчинено генеральной стратификации, обусловившей первично субгоризонтальное положение массивов.

Предполагается, что главные черты первичного строения габбро-гипербазитовых массивов сложились в результате геологического процесса, в котором определяющая роль принадлежала гравитации, таким процессом могла быть кристаллизационная дифференциация.

Изучение строения нижних частей земной коры привлекает особое внимание исследователей в связи с новыми представлениями о геосинклинальном процессе как о процессе преобразования океанической коры в континентальную. Работы академика А. В. Пейве и его сотрудников показали, что в пределах современных материков геосинклинальные процессы происходили на коре океанического типа (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971), а известная офиолитовая триада Штейнмана, гипербазиты — базальты — радиоляриты (Steinman, 1905) характерна как для современных океанов, так и для древних эвгеосинклинальных зон материков (Книппер, 1970). Первый член этой триады, гипербазиты, находится в основании геологических разрезов дна современных океанов и древних эвгеосинклиналей. Поэтому изучение строения и структурного положения габбро-гипербазитовых массивов имеет большое значение для познания важнейших особенностей геосинклинального процесса — процесса формирования континентальной коры.

В пределах Полярного Урала широко распространены очень крупные габбро-гипербазитовые массивы, хорошо обнаженные с поверхности и на глубину. Особенно привлекает внимание их тесная структурная связь с эвгеосинклинальными отложениями (Перфильев, 1968), относительно которых они, по-видимому, не испытывали крупных перемещений.

Изучение таких массивов весьма перспективно. Оно может привести к разрешению наиболее важного аспекта проблемы офиолитов — первичного структурного положения габбро-гипербазитовых массивов, без знания которого трудно установить их происхождение.

Кроме того, оно дает возможность определить структурные и парагенетические отношения между слагающими габбро-гипербазитовые массивы дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) и дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формациями, что очевидно имеет большое практическое значение.

История изучения гипербазитов и габброидов Полярного Урала достаточно полно охарактеризована в монографии В. Ф. Морковкиной

(1967). Поэтому есть необходимость отметить только те представления предшественников, которые касаются строения и структурного положения габбро-гипербазитовых массивов и дополнить их результатами исследований последних лет.

На раннем этапе изучения Полярного Урала А. Н. Заварицкий пришел к выводу, что гипербазиты и габброиды слагают единый массив Рай-Из, который лежит на метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах (Заварицкий, 1932). Анализ общих особенностей строения и структурного положения многих массивов Урала позволил А. Н. Заварицкому еще в 1924 г. говорить об их пластообразной форме и магматическом происхождении путем дифференциации базальтовой магмы (Заварицкий, 1924).

Многолетние исследования В. Ф. Морковкиной завершились монографическим описанием гипербазитовой и гранитоидной формаций (Морковкина, 1967). Она считает, что первоначально гипербазиты слагают крупные пластообразные тела, образованные на глубине при кристаллизации ультраосновной магмы. Современное положение они заняли благодаря выкалыванию и перемещению по разломам в верхние горизонты коры. По ограничивающим тектоническим зонам гипербазиты были переработаны полиметасоматозом и полиметаморфизмом до пироксени-тов и плагиоклазитов, связанных с гипербазитами разнообразными породами переходного состава. Более молодые гранитоиды имеют интрузивную природу, но также подверглись метаморфизму и метасоматозу.

В последние годы завершено среднемасштабное геологическое картирование крупных габбро-гипербазитовых массивов Войкаро-Сыньинского и Рай-Из. Оно сопровождалось поисками хромитов и тематическими исследованиями. Изучение геологии, петрологии и хромитоносности Войкаро-Сыньинского массива проводили Г. И. Савельева (1973) и А. А. Савельев (1974). Ими были выявлены интересные особенности его внутреннего строения, и прежде всего структур дунитовой и гарцбургитовой зон, а также зоны оригинальных оливин-антигоритовых пород. Важные черты строения гипербазитового массива Рай-Из освещены в работах Г. Б. Рудника, Г. Л. Кашинцева и Н. Е. Кузнецова (1971) и др.

Новые данные о строении северного контакта этого массива получены А. Б. Дергуновым, А. П. Казаком и Ю. Е. Молдаванцевым (1975).

Результаты исследований последних лет, в том числе наблюдения авторов¹, позволяют выделить наиболее важные черты внутреннего строения и структурного положения габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала. Они показывают, что эти черты характерны и для других уральских массивов и массивов других регионов, т. е. имеют общее значение.

Рассматриваемые габбро-гипербазитовые массивы располагаются вдоль хребта Полярный Урал и представляют собой крупные тела, обычно вытянутые в северо-восточном направлении (рис. 1). Наибольший из них Войкаро-Сыньинский массив находится южнее других и протягивается с юго-запада на северо-восток на 180 км, достигая в «раздувах» 27 км и сокращаясь в «пережимах» до 2,5—3 км. Северо-восточнее, отделяясь Хараматолоуской депрессией, находится массив Рай-Из, имеющий почти изометричное очертание и достигающий 20 км в поперечнике. Далее на север идет небольшой массив Герд-Из, еще севернее — более крупный Сyum-Кеу и др. (Буртман и др., 1974).

Западной границей габбро-гипербазитовых массивов служат разломы северо-северо-восточного простирания, обычно почти параллельные друг

¹ Ю. Е. Молдаванцев исследовал Полярный Урал много лет и участвовал в этих полевых маршрутах. Он представил свой материал для данной статьи, однако безвременная смерть лишила его возможности принять участие в написании ее окончательного варианта.

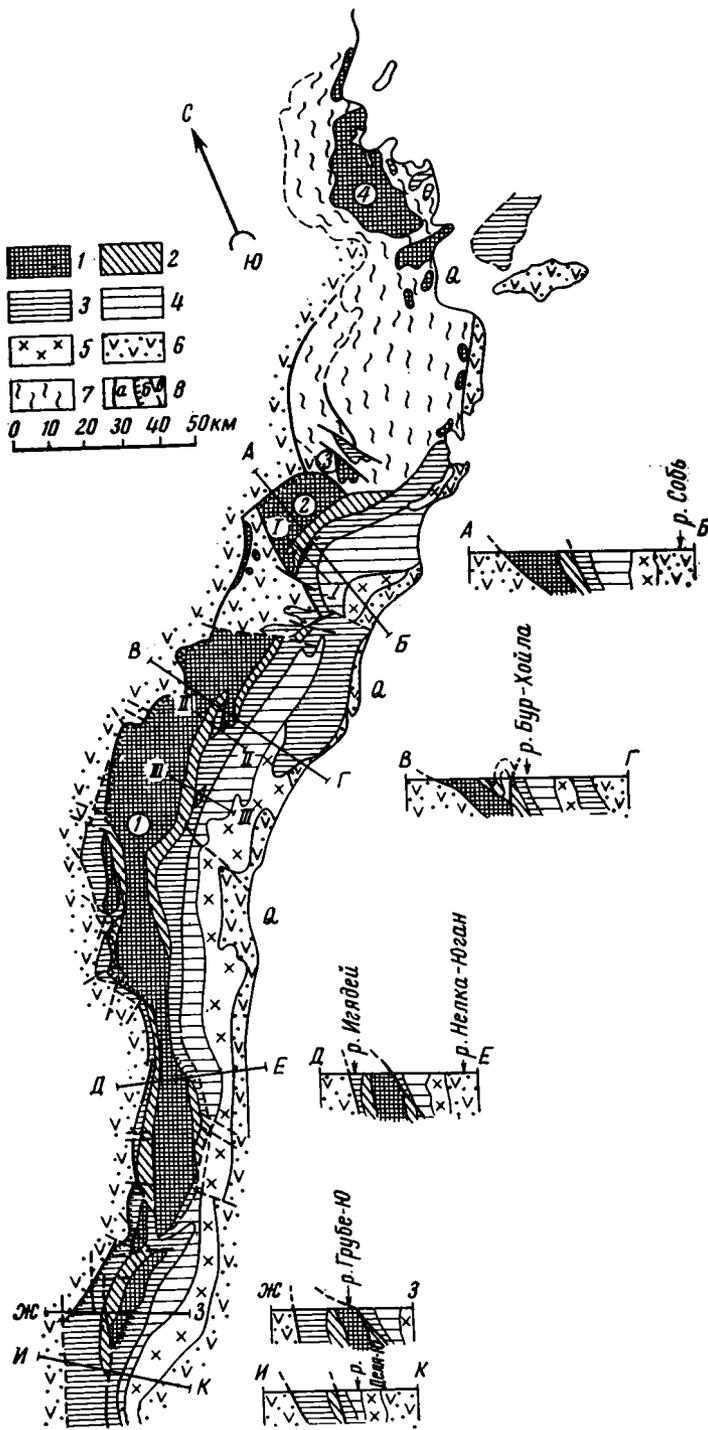


Рис. 1. Схема строения и тектоническое положение габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала, составленная А. Б. Дергуновым с использованием материалов А. А. Савельева, Г. Н. Савельевой и Ю. Е. Молдавцева.

Габбро-гипербазитовые массивы (цифры в кружках): 1 — Войкаро-Сыньинский; 2 — Рай-Из; 3 — Герд-Из; 4 — Сьум-Кеу. Комплексы пород: 1 — дунит-гарцбургитовый; 2 — дунит-клинопироксенит-габбровый; 3 — габбро-амфиболитовый; 4 — тоналит-плагиогранитный; 5 — диоритовый; 6 — осадочно-вулканогенный (Pz₁₋₂); 7 — метаморфогенный (P₁?); 8 — разломы: установленные крутопадающие (а), надвиги (б), предполагаемые (в). Римскими цифрами обозначены места геологических разрезов, показанные на рис. 2

другу и нередко располагающиеся кулисообразно. По характеру перемещений это взбросы, надвиги и шарьяжи, движения по которым происходили преимущественно с юго-востока на северо-запад. Эти разломы местами контролируют распространение метаморфических пород, причем степень метаморфизма увеличивается по направлению к гипербазитам от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (Савельева, 1973, 1974). Характерны линейная и планпараллельная ориентировка метаморфических минералов, их тонкополосчатое метаморфогенное перераспределение, разномасштабное тектоническое разлинзование и образование пережатых изоклинальных складок. Все это указывает на интенсивные стрессовые напряжения, синкинематическую кристаллизацию в условиях повышенной пластичности пород (Молдаванцев, 1973).

По всей вероятности, эти преобразования пород происходили в процессе движения всей толщи эвгеосинклинальных пород с гипербазитами в основании по пологим разломам из глубин к земной поверхности, которой они достигли в живетском веке среднего девона. Менее глубинные преобразования пород в зонах разломов выражены рассланцеванием, милонитизацией, брекчированием, а также окварцеванием и другими проявлениями низкотемпературной гидротермальной деятельности. Особенно интересны мощные зоны серпентинитового меланжа, развитые на северном контакте массива Рай-Из. Здесь среди глыб меланжа встречаются все породы, слагающие массив Рай-Из и его обрамление, в том числе и метаморфические, образовавшиеся в условиях термального и стрессового воздействия, а также экзотические породы, указывающие на возможность крупного горизонтального перемещения (Дергунов и др., 1975).

Строение рассматриваемых габбро-гипербазитовых массивов характеризуется прежде всего строгой линейной зональностью в распределении слагающих пород и закономерной последовательностью в расположении этих линейных зон. Особенно четко эти особенности заметны в строении наиболее крупного Войкаро-Сыньинского массива. Этот массив состоит из двух крупных, вероятно пластообразных, погружающихся на юго-восток частей, сложенных соответственно западная — дунит-гарцбургитовым и восточная — дунит-клинопироксенит-габбровым комплексом пород.

Дунит-гарцбургитовый комплекс в свою очередь делится на нижнюю дунитовую и верхнюю гарцбургитовую зоны, связанные промежуточной дунит-гарцбургитовой подзоной (Савельева, 1973). Дуниты нижней зоны выходят преимущественно вдоль западной окраины массива, а также в виде валлообразных поднятий в его средней части.

Верхняя, гарцбургитовая зона отличается широким развитием полосчатых текстур, образованных путем обогащения энстатитом параллельных полос мощностью до 1—1,5 м. Полосчатость очерчивает воронкообразные и желобообразные структуры, несогласные с ограничениями самого дунит-гарцбургитового тела.

Весьма вероятно, что эти структуры сложились на больших глубинах еще в подкоровых условиях, т. е. до начала движения всего массива в верхние горизонты земной коры. Не исключено, что они фиксируют наиболее ранние геологические процессы, протекавшие в глубинах верхней мантии.

Важной особенностью строения дунит-гарцбургитового тела является присутствие войкаритовой (оливин-антигоритовой) зоны, развивавшейся главным образом между зонами дунитов и гарцбургитов. Она имеет мощность от 100 до 400 м и устойчивое юго-восточное падение, так же ориентированы в ней гнейсовидные структуры, сланцеватость и структуры течения. Строение войкаритовой зоны показывает, что она формировалась в динамичных условиях и по существу является зоной тектонических нарушений внутри самого дунит-гарцбургитового тела. Она могла

сформироваться в процессе тектонических движений, выведших дунит-гарцбургитовые тела на поверхность.

Строение и состав дунит-гарцбургитового комплекса пород, слагающих западные части габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала, полностью отвечают альпинотипной дунит-гарцбургитовой хромитоносной формации (Морковкина, 1967; Савельева, 1973).

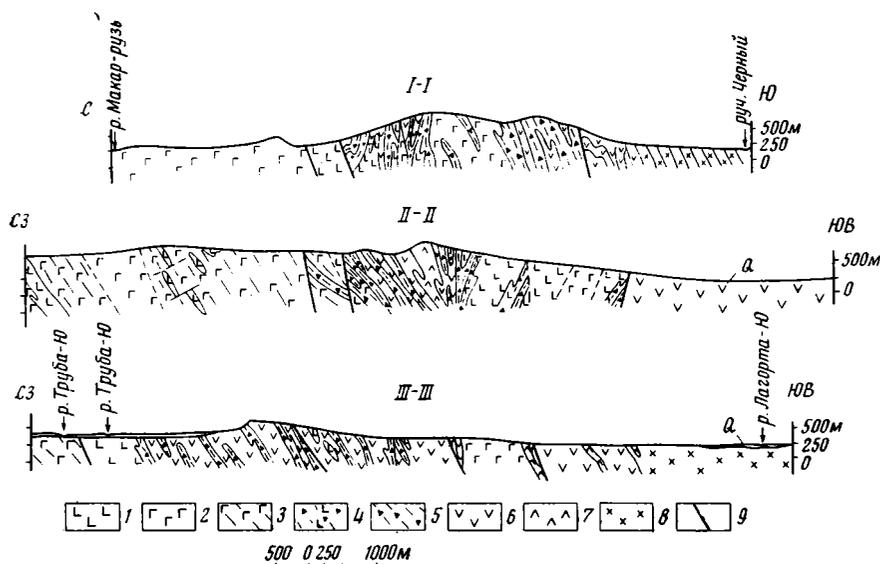


Рис. 2. Геологические профили. Через южный контакт массива Рай-Из восточнее долины р. Макар-рузь — I—I. Через восточный контакт Войкаро-Сыньинского массива: по водоразделу р. р. Лев. Пайера и Лёк-Хойла — II—II, по долине и правому борту р. Труба-Ю — III—III. 1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — оливин-антигоритовые породы («войкариты»); 4 — верлиты; 5 — пироксениты; 6 — габбро; 7 — крупнозернистые и пегматондные габбро; 8 — плагиограниты и тоналиты; 9 — разломы

Восточные части габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала сложены породами дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, по всей вероятности перекрывающего рассмотренный дунит-гарцбургитовый. В целом эти породы образуют крупные пластообразные тела, наклоненные на юго-восток. По длине они соизмеримы с дунит-гарцбургитовыми, но уступают им по ширине выхода (до 8—10 км) и мощности, которая, по-видимому, не превышает 6 км и является сравнительно неизменной (рис. 2).

В дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе различаются две части: собственно дунит-клинопироксенит-габбровая — западная и габбро-амфиболитовая — восточная. Особый интерес представляет строение первой, более западной части, примыкающей непосредственно к дунит-гарцбургитовому комплексу. Она в виде пластообразной зоны шириной от 200—300 м до 1—1,5 км прослеживается на огромном расстоянии вдоль всех габбро-гипербазитовых массивов. Наиболее яркими ее особенностями являются: 1) преимущественно пластообразное или линзообразное строение слагающих ее тел, сохраняющееся на всем протяжении, и 2) весьма разнообразный набор пород: дуниты, верлиты, клинопироксениты, диопсид-анортитовые габбро и анортозиты. Часто именно в такой последовательности располагаются эти породы с запада на восток, начиная от контакта с дунит-гарцбургитовым комплексом.

В пределах Войкаро-Сыньинского массива такая закономерная смена пород наблюдалась в левом борту долины верховьев р. Лево́й Пайеры

и на водоразделе ее с р. Лёк-Хойлой (рис. 2, разрез II—II). На этом участке контактом между дунит-гарцбургитовым и дунит-клинопироксенит-габбровым комплексами служит разлом. Но непосредственно юго-восточнее разлома выходят серпентинизированные дуниты и гарцбургиты нижнего комплекса. Далее на юго-восток в этих породах появляется редкая вкрапленность диопсида, которая по мере удаления от контакта становится более густой, гнездовой и переходит в полосчатость. Постепенно породы превращаются в полосчатые верлиты, иногда с ритмичным распределением диопсида. Дальнейшее насыщение диопсидом приводит к образованию клинопироксенитов.

Одновременно, но несколько дальше от контакта появляются плагиоклазовые породы сначала в виде тонких согласных прожилков. Характерно, что переход от верлитов даже к очень маломощным жилкам плагиоклазитов происходит постепенно через тонкую зону пироксенитов. Затем плагиоклазовые жилки увеличиваются в объеме и постепенно становятся линзообразными и пластообразными телами, соразмерными с верлитовыми и пироксенитовыми. В 200—300 м от контакта полосчатые пироксениты и диопсид-анортитовые габбро становятся преобладающими породами. Они образуют крупные чередующиеся между собой пластообразные тела, среди которых дуниты и верлиты встречаются только в виде изолированных включений. Иногда это будины, но чаще, вероятно, скиалиты, так как серпентинизированные перидотиты в них окружены реакционной пироксеновой оторочкой.

Следовательно, типичными породами переходного дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса являются дуниты, верлиты, пироксениты и габбро. Реже встречаются тылаиты и анортозиты (Заварицкий, 1932; Добрецов, 1964, и др.). Структуры в них гранобластовые или мозаично-гранобластовые, в разностях с роговой обманкой нематогранобластовые.

По минеральным парагенезисам устанавливается, что клинопироксенизация гипербазитов, как правило, сопровождается их фельдшпатизацией, в итоге приводящей к пестрой серии габброидных пород вплоть до мономинеральных анортозитов. Эти процессы рассматриваются как высокотемпературные метасоматические, обусловленные привнесением кальция и алюминия в первичные гипербазиты и отвечающие условиям высоких температур и умеренных давлений (Морковкина, 1967).

По другим представлениям (Добрецов, 1964), габброиды и пироксениты являются продуктом магматического замещения твердых гипербазитов высокоподвижным (флюидным) расплавом.

В восточной части дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса получили подавляющее развитие породы семейства габбро и амфиболиты. Они прослеживаются вдоль юго-восточных окраин рассматриваемых массивов также в виде полосы, ширина которой изменяется от 2 до 9 км. К западной части этой полосы тяготеют различные по составу габброиды, к восточной — метабазиты амфиболитовой и отчасти эпидот-амфиболитовой фаций.

Различаются два генетических типа габброидов. Первый тип распространен весьма широко и представлен, как правило, полосчатыми диопсидовыми, биотит-анортитовыми габбро с гранобластовой структурой, лишенными титаномagnetита. На связь этого типа габброидов с гипербазитами указывают встречающиеся среди них будины и скиалиты клинопироксенитов и верлитов. Второй тип габбро пространственно тесно связан с первым, но представлен сравнительно немногочисленными массивами габбро-норитов. Структуры их гранобластовые и гетерогранобластовые. Габбро-нориты состоят из незонального битовнит-анортита, железистого салита, гиперстена и титаномagnetита.

Вероятно, процессы высокотемпературного алюмокальциевого метасоматоза обусловили появление в обоих типах габброидов атакситовых и грубозернистых пегматоидных разновидностей.

Очень важно отметить, что габбро-нориты пока не встречены за пределами распространения дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса пород.

Вдоль восточного края полосы габброидов развиты два типа амфиболитов. Первый тип — амфиболиты массивного сложения, состоящие из обыкновенной роговой обманки, плагиоклаза (андезин-лабрадора, реже олигоклаза), минералов эпидот-клиноцоизитовой группы и магнетита. Часто видны алогаббровая и аподиабазовая структуры. В ряде случаев среди этих амфиболитов обнаруживаются различные по величине, чаще линзовидные тела габбро, амфиболизированного и эпидотизированного.

Второй тип амфиболитов характеризуется гнейсовыми, полосчатыми и очковыми текстурами, роогообманково-плагиоклазовым составом, часто с кварцем и биотитом. Структуры здесь гранонематобластовые и бластокатакластические. Вероятно, амфиболиты второго типа образовались при более сильных проявлениях дифференциальных тектонических движений.

К крайней восточной полосе габбро-амфиболитов и амфиболитов примыкают тоналит-плагиограниты, слагающие крупные, вероятно, пластообразные тела. Почти всюду с запада они ограничены разломами, обычно крутопадающими на юго-восток. Так, у южного окончания Войкаро-Сыньинского массива, в долине р. Мокрой Сыни, в зоне такого тектонического контакта встречаются участки брекчиевидных пород, в которых обломки мелкозернистых габброидов заключены в мелкозернистом бластомилонитовом агрегате плагиогранитов. В средней части Войкаро-Сыньинского массива, в правой стенке каньона р. Кок-Пелы, вскрыт вертикальный разлом северо-восточного простирания (азимут 25°), с маломощной жилой кварца. В стороны от нее тоналиты и габброиды сильно рассланцованы, трещиноваты и иногда ожелезнены.

Постепенный переход между габброидами и тоналитами можно наблюдать только на отдельных участках. На южной окраине массива Рай-Из, в долинах р. Макар-Рузь и ее левых притоков (рис. 2, разрез I—I), вскрыт постепенный переход от темных, насыщенных черной роговой обманкой амфиболитов через роогообманковые бескварцевые, а затем кварцевые диориты к кварцевым тоналитам и плагиогранитам. Эта смена пород происходит здесь с севера на юг быстро, но совершенно постепенно на расстоянии около 500 м. В пределах переходной полосы встречаются зоны бластомилонитов, но они не нарушают общей картины постепенного перехода.

Такого же характера постепенный переход наблюдался на юго-восточном контакте Войкаро-Сыньинского массива в долине р. Труба-Ю (рис. 2, разрез III—III). Здесь амфиболизированные габброиды, участками полосчатые или пегматоидные, через зону более светлых пород с порфиробластами роговой обманки, рассеченных жилами габбро-диоритов, постепенно сменились кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами. Ширина переходной зоны также около 0,5 км.

Природа первичных соотношений тоналит-плагиогранитов с габброидами и амфиболитами еще не выяснена, но их современное структурное соотношение с габброидами такое же, как габброидов с гипербазитами. В составе тоналит-плагиогранитов преобладает плагиоклаз андезинового состава, кварц, обыкновенная роговая обманка и биотит. Абсолютный возраст тоналитов и плагиогранитов по биотиту 430—440 млн. лет. Продукты их размыва встречены в отложениях эйфеля и живета, распространенных непосредственно восточнее в пределах Войкарского синклинария (Волков, 1960; Лупанова, Маркин, 1964).

Вдоль полосы тоналит-плагиогранитов, преимущественно у ее восточной окраины, получили широкое распространение массивы интрузивных диоритов, прорывающие как осадочно-вулканогенные эвгеосинклинальные толщи, так и плагиограниты.

И наконец, восточнее полосы тоналит-плагиогранитов и диоритов выходят толщи вулканогенных и осадочных пород силурийского и девонского возраста, представляющие эвгеосинклинальную зону восточного склона Полярного Урала. Пласты этих отложений погружаются на юго-восток, так же как пластообразные тела габбро-гипербазитов и тоналит-плагиогранитов.

Таким образом, наиболее важной особенностью строения рассмотренных массивов Полярного Урала является прежде всего закономерное пространственное расположение в них комплексов пород. С запада на восток комплексы наиболее глубинных ультраосновных пород последовательно сменяются менее глубинными основными, затем кислыми и, наконец, вулканогенно-осадочными, формировавшимися уже на поверхности земли. Начиная от тектонического контакта с миогеосинклинальными отложениями западного склона Полярного Урала, эта последовательность представлена дунит-гарцбургитовым, дунит-клинопироксенит-габбровым, габбро-амфиболитовым, тоналит-плагиогранитным и, наконец, андезит-диабазовым и андезитовым вулканогенными и терригенно-карбонатным осадочным комплексами. Породы каждого комплекса слагают крупные пластообразные тела, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток вдоль всего Полярного Урала и погружающиеся в юго-восточном направлении. Мощности их равны примерно 4—6 км, только вертикальная мощность дунит-гарцбургитового тела изменяется с северо-востока на юго-запад от 0 до 10 км, так как снизу это тело ограничивается пологим разломом, погружающимся в том же направлении.

Крупные пластообразные тела, сложенные перечисленными комплексами пород, в свою очередь состоят из пластообразных и линзообразных тел меньшего размера. Многие породы имеют полосчатую текстуру. Поэтому широкое распространение планпараллельных текстур является второй характернейшей особенностью строения рассматриваемых комплексов пород Полярного Урала.

В подавляющем большинстве случаев эти планпараллельные образования залегают одинаково, погружаясь под углами 40—60° на юго-восток. Только полосчатость в гарцбургитах образует крупные воронкообразные структуры, несогласно перекрытые линейными структурами пород вышележащих комплексов.

Весьма вероятно, что структуры гарцбургитов отражают более ранние и глубинные процессы, чем структуры вышележащих комплексов.

Геологические границы комплексов пород почти прямолинейны и прослеживаются с юго-запада на северо-восток на огромные расстояния — более 300 км. Существенные отклонения от прямолинейности связаны, как правило, со складчатыми и разрывными нарушениями. Пликативные деформации первого порядка отражаются раздувами и пережимами в пределах Войкаро-Сыньинского массива. Раздувы — это увеличение ширины полосы выхода дунит-гарцбургитового комплекса, а пережимы — ее уменьшение, иногда до полного исчезновения. При этом ширина полосы выхода пород вышележащего дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса или сохраняется, или изменяется в противоположную сторону, увеличиваясь в местах пережимов дунит-гарцбургитов. Следовательно, контуры этих комплексов изменяются так же, как контуры обычных пластующихся толщ при изгибании по простиранию или при ундуляции шарниров складок. По всей вероятности, такие изгибы по простиранию и обусловили возникновение раздувов и пережимов.

Пликативные структуры меньшего размера представлены чаще всего линейными складками, ориентированными согласно с общим северо-восточным простиранием. Наиболее показательна складка в полосчатом дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе, обнаруженная на водоразделе р. Левая Пайера и Лёк-Хойла (рис. 2, разрез II—II). Здесь у западного контакта дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса с под-

стилающим дунит-гарцбургитовым пластообразные тела полосчатых верлитов, пироксенитов и габбро сравнительно полого ($30\text{--}40^\circ$) падают на юго-восток (аз. 160°) и слагают северо-западное крыло синклинали. Несколько восточнее контакта на водоразделе обнажено центриклинальное замыкание этой складки, так как направление падения меняется от юго-восточного до юго-западного (аз. 240°). Юго-восточнее ядра синклинали происходит постепенная смена габброидов пироксенитами и снова верлитами и дунитами, т. е. хорошо выражено юго-восточное крыло синклинали. Однако оно залегает или вертикально, или опрокинута и очень круто падает на юго-восток. Размах крыльев этой складки около $4\text{--}5$ км. Возможно, что расположенная еще юго-восточнее полоса дунит-гарцбургитов является ядром сопряженной антиклинали, однако юго-восточное крыло этой складки срезано разломом, круто погружающимся на северо-запад.

В более мелких складках размах крыльев не превышает нескольких метров. Хорошо видны такие складки в левом борту долины правого притока р. Мокрая Сыня, где полосчатые габброиды слагают две антиклинали северо-восточного простирания, сопряженные синклиналью. Размах крыльев у этих складок около 4 м, наклон их $50\text{--}60^\circ$, причем северо-западные крылья антиклиналей падают немного круче юго-восточных, обуславливая наклон осевых плоскостей на северо-запад. Мощности полос в замках складок увеличиваются очень незначительно, т. е. складки близки к концентрическим.

В левом борту долины р. Нелка-Юган (в районе выхода ее из гор) видны складки, образованные чередующимися верлитами и пироксенитами. Форма их более сложная, близкая к веерообразной, так как в замках антиклиналей, сложенных верлитами, появляются раздувы, вероятно, за счет нагнетания богатого оливином вещества верлитов, более текучего на глубине в условиях высоких температур и давлений.

Нередко встречаются складки еще меньших размеров. Наиболее общей особенностью большинства складчатых структур разных порядков является их северо-восточное простирание и опрокинутае на северо-запад залегание осевых плоскостей.

Разрывные нарушения также широко распространены, наиболее характерные из них хорошо выявляются в том же полосчатом дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе пород. По-видимому, наибольший интерес представляют надвиги, осложняющие строение контакта этого комплекса с подстилающим — дунит-гарцбургитовым. Эти надвиги видны в долинах нескольких рек, вскрывающих юго-восточную окраину Войкаро-Сыньинского массива.

Хорошо видна поверхность надвига в обрывах левого борта долины р. Грубе-Ю. Она погружается на юго-восток под углом $20\text{--}30^\circ$ и прослеживается по простиранию на северо-восток через водораздел к р. Колокольне (рис. 1, профиль Ж—З). По этой поверхности габброиды надвинуты с юго-востока на северо-запад непосредственно на дуниты и гарцбургиты, а полосчатый дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс оказался полностью перекрытым габброидами всячего бока надвига.

Аналогичные разломы вскрываются и в долинах других рек, пересекающих восточные контакты Войкаро-Сыньинского массива, но чаще угол погружения их более крутой. Направление смещения по этим взбросам и надвигам такое же — с востока на запад, горизонтальная амплитуда достигает, вероятно, $1\text{--}2$ км, так как габброиды перекрывают всю ширину выхода полосчатого дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса и налегают непосредственно на дуниты и гарцбургиты. Вероятно, и в других местах отсутствие этого переходного полосчатого комплекса связано с тектоническим перекрыванием его габброидами, причем именно в этих местах границы между комплексами теряют свою параллельность.

Нетрудно заметить, что складчатые структуры, имеющие в основном северо-восточное простирание и опрокинутые на северо-запад осевые плоскости, а также надвиги и взбросы, у которых юго-восточное крыло всегда надвинуто на северо-западное, составляют единую динамическую систему, отвечающую субширотному сжатию. Очень важно отметить, что такое же расположение и сходную морфологию имеют пликативные и разрывные деформации в толщах палеозойских осадочных и вулканических пород, примыкающих к габбро-гипербазитовому массиву с запада и востока.

Сходство деформаций в габбро-гипербазитовых массивах и толщах окружающих пород дает возможность предполагать, что до деформации те и другие находились в одинаковом, т. е. близком к горизонтальному, положении. С этим выводом хорошо согласуется главная особенность в распределении пород в габбро-гипербазитовых массивах — от наиболее глубоких ультраосновных на северо-западе к менее глубинным основным и кислым на юго-востоке. Если учесть, что сложенные этими породами наиболее крупные пластообразные тела в большей части габбро-гипербазитовых массивов моноклинально погружаются на юго-восток (рис. 1, профили А—Б, В—Г), то можно считать, что генеральная стратификация этих габбро-гипербазитовых массивов отвечает первичному распределению пород снизу вверх, а пластообразные и планпараллельные структуры в них первоначально занимали субгоризонтальное положение.

Однако моноклинальное строение характеризует только северную половину Войкаро-Сыньинского массива и массив Рай-Из. В пределах большей южной части первого массива породы дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса прослеживаются не только восточнее, но и западнее самого нижнего дунит-гарцбургитового комплекса (рис. 1, профили Д—Е, Ж—З, И—К). В долинах многих рек, вскрывающих западную окраину этого массива (Игядей-Юган, Мокрая Сыня, Грубе-Ю и др.), хорошо видна последовательная смена дунитов и гарцбургитов верлитами, клинопироксенитами, габбро-пироксенитами и габбро, однако здесь она происходит с востока на запад. В результате метаморфизма эти породы превращены в гранат-цоизит-роговообманковые амфиболиты в отличие от зеленосланцевоизмененных пород восточного склона (Савельева, 1973).

Как и на востоке, породы переходной, собственно дунит-клинопироксенит-габбровой полосы слагают здесь пласто- и линзообразные тела, круто погружающиеся на юго-восток, под дунит-гарцбургитовое тело, согласно с плоскостью его западного контакта. Широкое распространение получили здесь согласные разломы, сопровождающиеся зонами милонитизации, катаклаза и бластеза. Нередко встречаются жиллообразные тела плагногранитов.

Строение рассматриваемой полосы пород дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, расположенной западнее дунит-гарцбургитового тела, весьма закономерно. Появляясь в средней части массива, южнее она постепенно расширяется одновременно с сужением дунит-гарцбургитового тела, причем все большее место получают габброиды и амфиболиты. На южном окончании Войкаро-Сыньинского массива происходит сначала выклинивание дунит-гарцбургитового тела, затем смыкание пород западной и восточной переходных полос дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, а еще южнее смыкаются «западные» и «восточные» габброиды и амфиболиты (рис. 1, профили Д—Е, Ж—З, И—К).

Непосредственный контакт западных и восточных габбро и амфиболитов вскрыт каньоном левого притока р. Средняя Дёля-Ю. Он представлен мощной (до 2 км) зоной милонитизированных габброидов и амфиболитов, имеющей обычное северо-восточное простирание и вертикальное падение. В ее пределах иногда встречаются линзообразные тела

серпентинитов. Эта зона отделяет габброиды и амфиболиты, обычные для восточной окраины Войкаро-Сыньинского массива, от типичных для его западной окраины габбро и амфиболитов с гранатом.

Таким образом, в южной части Войкаро-Сыньинского массива породы верхнего дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса располагаются и восточнее, и западнее пород нижнего дунит-гарцбургитового комплекса и смыкаются при его выклинивании. Эта особенность строения массива дает возможность считать, что Войкаро-Сыньинский массив имеет структуру крупной антиклинали, погружающейся в южном направлении¹. С этим выводом о структуре Войкаро-Сыньинского массива хорошо согласуются все отмеченные выше представления о первичности генеральной стратификации, морфологии и расположении пластообразных тел, слагающих массив, а также главные черты более поздних деформаций.

Определение возраста габбро-гипербазитов и тоналит-плагиогранитов является трудной и не совсем однозначной задачей, так как ее решение зависит прежде всего от взглядов исследователей на происхождение этих пород, которое пока еще нельзя считать окончательно установленным. Материалы непосредственных геологических наблюдений дают возможность выяснить только относительную последовательность образования этих пород и время появления их на земной поверхности.

Можно предполагать, что структуры внутри дунит-гарцбургитового комплекса сложились ранее, чем дунит-клинопироксенит-габбрового, так как первые несогласно перекрываются пластообразными телами второго. Известно также, что гальки пород всех трех комплексов содержатся в эйфельских и живетских конгломератах эвгеосинклинальных отложений восточного склона Полярного Урала (Лупанова, Маркин, 1964). Следовательно, уже к среднему девону габбро-гипербазитовые массивы были сформированы и выведены в зону эрозии. Движения того же типа продолжались и позднее, до конца палеозоя, как это следует из особенностей строения северной окраины массива Рай-Из, надвинутой на породы среднего и верхнего палеозоя (Дергунов и др., 1975).

Возможно, такого же типа движения вызвали образование зоны оливин-антигоритовых гнейсов внутри дунит-гарцбургитового тела. Она располагается почти параллельно нижнему тектоническому контакту этого тела и возникла, вероятно, в результате относительных горизонтальных перемещений его частей.

Более поздние движения отразились в образовании пликативных и разрывных нарушений, которые сопровождались механической и слабой гидротермальной переработкой пород — рассланцеванием, дроблением, милонитизацией, окварцеванием и т. д.

Не противоречат такой последовательности событий и определения абсолютного возраста тоналитов и плагиогранитов по биотиту — 430—440 млн. лет и альбит-флогопитовых жил, секущих верлиты, по флогопиту — 400 млн. лет (Морковкина, 1967).

* *
*

Изложенные материалы дают возможность выделить и в достаточной мере обосновать главные черты строения габбро-гипербазитовых комплексов Полярного Урала: генеральную стратификацию в распределении пород и первично субгоризонтальное залегание сложенных ими пласто-

¹ Тенденция к погружению в южном и воздыманию в северном направлении подтверждается не только более высоким положением северной части Войкаро-Сыньинского массива, но и более северных массивов Рай-Из и Сыум-Кеу. Причем последний больше других смещен и по горизонтали на запад, в результате метаморфические породы высоких давлений, обычно развитые вдоль западных контактов, здесь встречаются восточнее массива.

образных тел. Эти выводы, конечно, недостаточны для решения главных аспектов проблемы происхождения габбро-гипербазитов, но они дают возможность оценить с новых позиций имеющиеся представления о их природе.

В последние годы широкое распространение получила концепция метасоматического происхождения этих пород. Действительно, современный облик, состав и структура их вполне соответствуют этим представлениям (Морковкина, 1967). Однако генеральную стратификацию и первично субгоризонтальное положение пластообразных тел, сложенных этими породами, очень трудно объяснить с позиций метасоматоза.

Известно, что метасоматоз происходит под действием интертеллурических растворов, поднимающихся из глубин практически вертикально. Естественно ожидать в этом случае, что морфология образующихся метасоматических тел будет зависеть прежде всего от путей проникновения этих растворов, т. е. от расположения зон проницаемости. Скорее всего при этом могут образоваться разнообразные по форме тела с неправильными контурами в виде штоков, штокверков или крутопадающих зон, но не огромных субгоризонтальных пластообразных залежей.

Однако именно планпараллельные структуры и субгоризонтальные пластообразные тела характеризуют строение подавляющего большинства габбро-гипербазитовых массивов. Они отмечались еще А. Н. Заварицким для платиноносных массивов в 1924 г. (Заварицкий, 1924, стр. 368—376), а позднее и для массивов Полярного Урала (Заварицкий, 1932). Более поздние детальные исследования Кытлымского платиноносного массива (Ефимов, Ефимова, 1967) выявили многие новые особенности его строения, но и они совершенно не противоречат генеральной стратиграфии в расположении пород. Даже на Южном Урале в Вознесенско-Сакмарской зоне западные части небольших массивов сложены гипербазитами, а восточные — габброидами, причем здесь, как и всюду, планпараллельные структуры погружаются на восток (Магадеев, 1974).

Таким образом, большинство габбро-гипербазитовых массивов, размещенных на огромном пространстве Урала, характеризуется прежде всего однообразием строения и структурного положения. Однообразие строения показывает, что они образовались в результате одного и того же процесса, при котором первично субгоризонтальная стратификация была обусловлена скорее всего влиянием гравитации. К известным геологическим процессам такого рода относятся кристаллизационная дифференциация магмы на глубине и осадконакопление в водной среде на поверхности. В настоящее время нет материалов, позволяющих допустить первично осадочное происхождение габбро-гипербазитовых комплексов. Следовательно, можно допустить, что именно кристаллизационная дифференциация ответственна за создание первичных особенностей строения габбро-гипербазитов.

Однако нет никаких оснований полагать, что каждое габбро-гипербазитовое тело формировалось в отдельной камере. Достаточно сказать, что в настоящее время не существует достоверных признаков экзо- и эндоконтактных изменений для каких-либо массивов Урала, доказывающих их кристаллизацию в соответствующей камере. Тщательные исследования Кытлымского платиноносного массива показали, что контактовые изменения вмещающих пород были вызваны воздействием габбро-гипербазитов, которые находились в разогретом, но твердом состоянии (Ефимов, Ефимова, 1967). Как отмечалось выше, признаки термального воздействия гипербазитов на вмещающие породы имеются вдоль западной окраины Войкаро-Сыньинского массива. Однако в самих гипербазитах заалка или какие-либо другие признаки эндоконтактных изменений, свидетельствующих о кристаллизации пород в камере, отсутствуют. Кроме того, внутренняя структура гипербазитов сложилась, вероятно, до выведения их в верхние горизонты земной коры. Следова-

тельно, и эти гипербазиты были подняты из глубины в достаточно горячем, но уже твердом состоянии.

Из этих сведений можно сделать предположение, что становление габбро-гипербазитов и их внутренней структуры произошло на глубине до выведения их в верхние части Земли. Возможно, что существенная роль в этом процессе принадлежала кристаллизационной дифференциации, а метасоматические преобразования произошли позднее и определили современный облик пород.

Однообразие структурного положения габбро-гипербазитовых тел на всем протяжении Урала также весьма знаменательно. Оно выражается в том, что западные части их почти всюду сложены гипербазитами, а восточные габброидами, причем ограничения всегда тектонические. Весьма вероятно допущение, что сходное современное строение этих тел обусловлено одинаковым первичным положением и однообразными тектоническими движениями, которые привели их в современное положение. Отсюда следует, что мелкие габбро-гипербазитовые тела по существу являются только тектоническими отторженцами огромных стратифицированных габбро-гипербазитовых масс, остающихся на глубине. Только крупный Войкаро-Сыннинский массив является исключением и, возможно, сам представлен выходом на поверхность этих глубинных масс, выдвинутых по крупному пологому разлому на современную поверхность Земли вместе с перекрывающими осадочно-вулканогенными образованиями. Эта особенность является главной в тектонике Полярного Урала и отличает его от других, более южных частей. Она заключается в том, что на Полярном Урале вскрывается одна крупная тектоническая пластинка, представляющая весь разрез земной коры эвгеосинклиналиной зоны восточного склона. В более южных районах появляется все большее количество тектонических пластин, представляющих отдельные части этого разреза, испытавшие дифференциальные перемещения относительно друг друга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Габбро-гипербазитовые массивы Полярного Урала состоят из дунит-гарцбургитового и дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса пород, слагающих крупные пластообразные тела. Каждое из них соответствует геологической формации в понимании Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и Ю. А. Кузнецова. Эти формации образуют закономерный вертикальный ряд, который надстраивается тоналит-плагиогранитовой и осадочно-вулканогенными формациями. В целом этот ряд можно рассматривать как разрез земной коры эвгеосинклиналиной зоны Урала.

Очень важные в практическом отношении альпинотипная дунит-гарцбургитовая хромитоносная и дунит-клинопироксенит-габбровая платиноносная формации тесно связаны друг с другом парагенетически и закономерно располагаются в этом вертикальном формационном ряду.

Литература

- Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. Океаническая кораварисцид Урала и Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1974, № 3.
- Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклиория.— Тр. Геол. музея АН СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 4.
- Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал).— Геотектоника, 1975, № 1.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытымский платиноносный массив. М., «Наука», 1967.
- Заварицкий А. Н. Задачи гравиметрических исследований в Нижне-Тагильском районе на Урале.— Горный ж., 1924, № 9, 10.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале.— Госгеолтехиздат, М.— Л., 1932.

- Книппер А. Л.* Габброиды офилитовой формации в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Лупанова Н. П., Маркин В. В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория.— Тр. Геол. музея АН СССР. М.— Л., «Наука», 1964, вып. XII.
- Магадаев Б. Д.* Геологическая позиция, состав и возраст ультрабазитовых массивов Вознесенско-Присакмарской зоны.— В кн.: Магнетизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала.— Тезисы докл. III Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1974.
- Молдаванцев Ю. Е.* Ассоциация плутоцитов и метаморфитов зоны Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры.— В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973.
- Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Перфильев А. С.* Особенности тектоники Севера Урала.— М., «Наука», 1968.
- Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Кузнецов Н. Е.* Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., 1971.
- Савельева Г. И.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Автореф. канд. дис. Свердловск, Ин-т геологии и геохимии, 1973.
- Савельева Г. И.* Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Магнетизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. III Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1974, т. 2.
- Савельев А. А.* Геология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Автореф. канд. дис. Свердловск, Ин-т геологии и геохимии, 1974.
- Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen.— Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 1905, 16.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
10 октября 1975 г.

УДК 551.248.2(575.3)

А. А. ГАНГНУС, В. К. КУЧАЙ

**О СВЯЗИ СЕЙСМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
С ЭЛЕМЕНТАМИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СТРУКТУРЫ****(на примере Гармского района Таджикской ССР)**

В работе рассмотрены два вида элементов четвертичной структуры Гармского района — горсты и грабены в их статистической связи со всеми типами смещений в очагах слабых землетрясений. Наиболее тесная пространственная связь выявлена между горстами и надвигами, а также между грабенами и нормальными сбросами. Для сдвига-надвигов и сбросо-сдвига связь с соответствующими структурами менее тесная. Контрастные движения на границах грабенов и горстов выражены горизонтальными сдвигами, а не вертикальными взбросами (сбросами), что свидетельствует против предположения о преимущественно вертикальных движениях на границах блоков. Сделан вывод об устойчивости сейсמודинамического режима в рамках четвертичного времени в масштабе малого района (площадью порядка 100×100 км). Рассмотрены две модели, объясняющие существование сбросовых подвижек в условиях общего горизонтального сжатия, — модели рифтового и рампового грабенов. Для Гармского района выявлены аргументы в пользу образования сбросов в рамповом грабене.

Расшифровка геологического содержания сейсмического процесса — проблема большой научной и практической значимости. Особую важность в настоящее время приобретает детальный анализ геологической обусловленности динамических параметров очагов землетрясений. Эту задачу можно решать, изучая, с одной стороны, слабые землетрясения как массовую информацию о характере геологического процесса в настоящий момент и, с другой — особенности геологического строения детально изученных районов. В этой работе проблема связи динамических параметров очагов землетрясений и геологической структуры решается на материале Гармского геофизического полигона, хорошо изученного в сейсмологическом и геологическом отношении.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Ценность информации о механизмах землетрясений, определенных с помощью существующих методик, для сейсмотектонических интерпретаций общеизвестна (Балакина и др., 1972; Кропоткин, 1971). Существующие методы обработки и представления материалов, касающихся механизмов землетрясений, позволяют делать уверенные выводы либо для простых в сейсмотектоническом отношении районов, где господствует какой-либо один вид подвижки (например, Прибайкалье и срединно-океанические хребты), либо для крупных регионов путем обработки механизмов сильных землетрясений. Решение этих задач на более высоком уровне детальности на материале слабых землетрясений сталкивается с рядом трудностей. Картина, получаемая на массовом материале определения механизмов очагов слабых землетрясений, довольно сложна, сейсмотектоническая интерпретация подобного материала неоднозначна. Чтобы преодолеть эту неопределенность, необходим,

на наш взгляд, переход от анализа ориентации осей напряжений к рассмотрению смещений в очагах (в геологических понятиях), восстанавливаемых по механизмам землетрясений. Для этой цели используется дробная классификация типов смещений в очагах землетрясений (Вермишева, Гангнус, 1975).

Поскольку информация, предоставляемая сейсмологическим материалом, освещает особенности современных тектонических процессов, естественны сопоставления динамических параметров очагов землетрясений с особенностями наиболее близкой к современности четвертичной структуры.

Авторы имели в виду, что сами определения механизмов по первым вступлениям волн на сеть станций производятся с некоторыми ошибками, а закономерности сейсмического процесса в области слабых землетрясений носят вероятностно-статистический характер. Поэтому сопоставление геологии и типов движения в очагах землетрясений в этой работе проводилось вероятностно-статистическими методами.

Сопоставление элементов четвертичной структуры с особенностями распределения динамических параметров очагов землетрясений Гармского района проводилось и прежде (Крестников, Симбирева, 1973). В работе В. Н. Крестникова и И. Г. Симбиревой (1973) отмечена связь между «поднятиями» и «опусканиями» висячего крыла в очагах землетрясений и соответственно «поднятиями» и «опусканиями» блоков земной коры. Сопоставления геологии и сейсмичности в этой работе проведено без количественных оценок. Количественные оценки силы связи геологии с характером подвижек в очагах землетрясений требуют, на наш взгляд, классификации подвижек, отражающей реальное геологическое движение, и четкого проведения границ между различными типами движений.

СМЕЩЕНИЯ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГАРМСКОГО РАЙОНА

Типизация смещений в очагах землетрясений и районирование по типам смещений проведены Л. Ю. Вермишевой и А. А. Гангнусом на основе каталога механизмов землетрясений Гармского района за 1963—1969 гг., составленного И. Г. Симбиревой. В каталоге содержится 1300 землетрясений энергии $K=6,5-13$. Точность определения углов наклона осей — $10-15^\circ$ (Нерсесов и др., 1971). Точность определения координат эпицентров — $2-3$ км.

Предлагаемая классификация подвижек в очагах землетрясений выполнена в понятиях геологической классификации смещений по разрывным нарушениям (Хаин, 1973). Сама классификация приведена на рис. 1. Система построена на сочетаниях углов наклонов главных осей напряжений. В этом смысле рис. 1 можно рассматривать как ключ классификации. На рис. 1 по оси абсцисс отложены значения угла наклона оси растяжения относительно вертикали. На оси ординат — значения угла наклона оси сжатия. Сочетания значений этих величин и определяют тип смещений в очаге — третья пространственная ось (промежуточные напряжения) определяется взаимным расположением двух других и используется только в спорных случаях для разделения близких типов смещений.

Поскольку в основе типизации лежит геологическая классификация смещений по разрывам, проведение границ между типами до некоторой степени условно. Тем не менее сдвиг этих границ на 10° (на величину ошибки) практически не меняет результатов, полученных с помощью классификации.

В рассматриваемой классификации для пяти типов подвижек — сдвиг (а), надвиг (в), нормальный сброс (v_1), сдвиго-надвиг (г) и сброс со сдвигом (д) — смещение в очаге качественно одинаково по обеим

возможным плоскостям. Для типов б и б₁ ситуация иная. В обоих типах одна плоскость близвертикальная, другая либо горизонтальна (б₁), либо пологая (б). Некоторые исследователи считают обе плоскости физически возможными (Báth, 1958), другие отдают предпочтение вертикальной плоскости, считая горизонтальную маловероятной в условиях тектоносферы (Мишарина, 1967). В нашей типизации для коровых

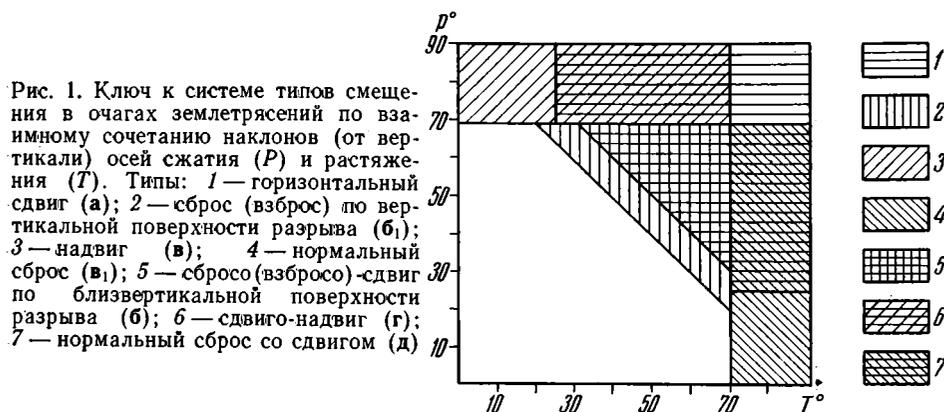


Рис. 1. Ключ к системе типов смещения в очагах землетрясений по взаимному сочетанию наклонов (от вертикали) осей сжатия (P) и растяжения (T). Типы: 1 — горизонтальный сдвиг (а); 2 — сброс (взброс) по вертикальной поверхности разрыва (б₁); 3 — надвиг (в); 4 — нормальный сброс (в₁); 5 — сбросо-(взбросо)-сдвиг по близвертикальной поверхности разрыва (б); 6 — сдвиго-надвиг (г); 7 — нормальный сброс со сдвигом (д)

очагов рассматриваемого района горизонтальные плоскости сочтены маловероятными и типы смещений б и б₁ однозначно охарактеризованы как вертикальные сброс и сбросо-сдвиг.

Проведенная классификация позволяет рассортировать любые каталоги механизмов очагов на семь типов смещений, что делает материал обзорным и позволяет проводить районирование по типам смещений в очагах. Анализ типов смещений в очагах землетрясений Гармского района позволяет сделать следующие выводы.

1. Все землетрясения, зарегистрированные на площади Гармского района, произошли в пределах земной коры, при этом около 90% из них реализованы на глубинах 0—15 км.

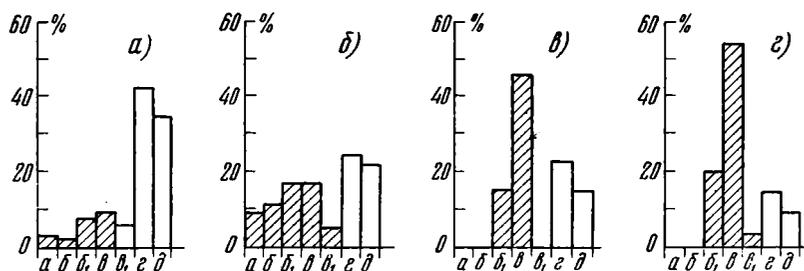


Рис. 2. Типы смещений в очагах землетрясений Гармского района и Памиро-Гиндукуша. Гармский район: а — по всему каталогу механизмов землетрясений 1963—1969 гг.; б — для землетрясений $K=9,6-13$; в — для землетрясений 1956—1959, 1963—1969 гг. с $K=12-13$; г — для землетрясений Памира и Гиндукуша с $K > 13$. K — энергетический класс, логарифм в выражении 10^K джоулей энергии

2. Господствующими движениями в очагах слабых землетрясений района являются наиболее сложные сдвиго-надвиговые и сбросо-сдвиговые подвижки (типы г и д) с некоторым преобладанием первых (рис. 2, а).

3. С переходом ко все более сильным землетрясениям содержание смешанных типов г и д уменьшается, а увеличивается доля более редких для слабых землетрясений типов а, б, б₁, в, в₁ (рис. 2, б). Например,

содержание «сильных» (как можно условно назвать типы а, б, б₁, в, в₁) типов подвижек возрастает от 26% для землетрясений с $K=6-7$, до 80% для землетрясений с $K=13$. При различного рода анализах мы имеем в виду это разделение землетрясений на «сильный» и «слабый» типы. «Сильный» тип, как это показано ниже, даже если он реализован в слабом толчке, лучше отражает наиболее общие сейсмотектонические закономерности.

На уровне самых сильных землетрясений Гармского каталога ($K=12-13$) обнаруживается резкое преобладание одного из сильных типов, а именно типа в (чистый надвиг по плоскости, лежащей примерно под углом 50° к горизонту). Причем гистограмма для сильных землетрясений Гармского района (рис. 2, в) обнаруживает большое сходство с соответствующей характеристикой для всего Памиро-Гиндукуша (рис. 2, г), что указывает на устойчивость полученной характеристики независимо от масштаба рассматриваемого района и тем самым на общие закономерности в динамических параметрах очагов как Гармского района, так и Памиро-Гиндукуша в целом.

4. Перечисленные закономерности в общем сохраняются на различных в пределах коры глубинах, что свидетельствует об однородности полученной сейсмотектонической характеристики во всем сейсмоактивном слое земной коры. (Об отдельных особенностях глубинного распределения сказано ниже.) В плане типы надвиговых и сбросовых подвижек Гармского района хорошо группируются, образуя поля однородного движения в очагах землетрясений, т. е. в первом приближении весь район как будто делится на поля надвиговых и сбросовых смещений (Крестников, Симбирева, 1973). Степень реальности такого деления требует, тем не менее, статистического исследования, количественной оценки.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРУКТУРА РАЙОНА

Геологические материалы представлены среднемасштабной структурной картой древнечетвертичной поверхности выравнивания. Карта построена на основании детальных работ по изучению четвертичных тектонических движений, которое осуществлялось путем картирования, увязки останцов разновозрастных террасовых уровней и поверхностей выравнивания и последующего анализа их гипсометрического положения. Точность определения геологических границ $\pm 1-2$ км.

Описание и тектоническое районирование четвертичной структуры территории Гармского полигона были проведены ранее (Нерсесов и др., 1974). В этой работе мы рассматриваем особенности пространственного положения четвертичных структур двух типов: 1) грабенов (грабен-синклиналей); 2) горстов (горст-антиклиналей), в связи с типами смещений в очагах современных землетрясений (рис. 3).

Общезвестно, что территория Гармского полигона захватывает три геоструктурные области (Губин, 1960): область Южного Тянь-Шаня, область Таджикской депрессии, область Северного Памира. Границей между Северным Памиром и Таджикской депрессией служит Дарваз-Каракульский разлом, а Южный Тянь-Шань и Таджикскую депрессию в новейшее время разделяет Вахшский надвиг (Губин, 1960).

На крайнем юге Тянь-Шаня находится Передовая зона Южного Тянь-Шаня, расположенная между Гиссаро-Кокшаальским (Сурхобским, Южно-Тянь-Шаньским) на севере и Вахшским на юге разломами. На севере Передовая зона сменяется Кабуд-Крымской зоной, в которой мезозой-палеогеновые отложения сохранились фрагментарно в изолированных грабенах. В Таджикской депрессии выделяются три крупные зоны: Сурхобская, Петровская и Вахшская (Нерсесов и др., 1974).

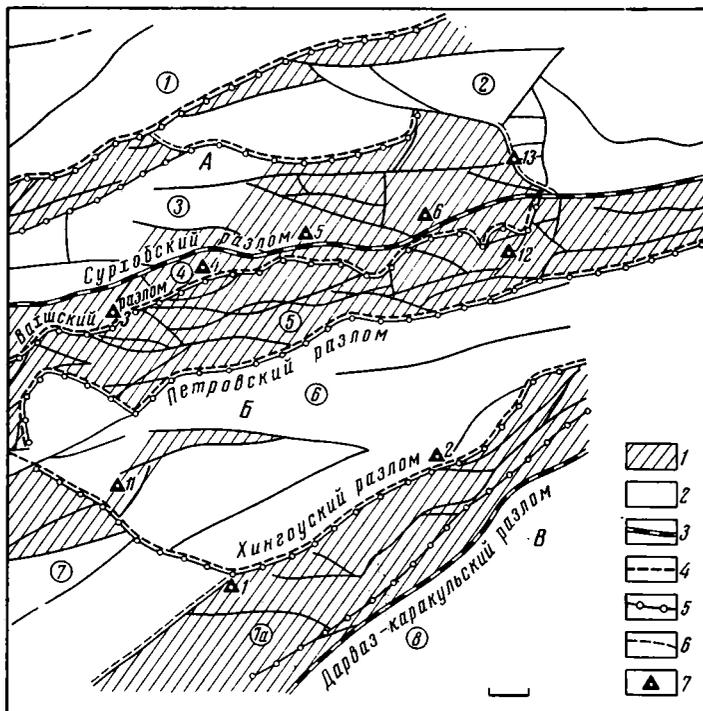


Рис. 3. Главнейшие элементы четвертичной структуры Гармского района. 1 — грабены (грабен-синклинали); 2 — горсты (горст-антиклинали); 3 — границы тектонических областей (разломы первого порядка); 4 — границы тектонических зон; 5 — разломы и зоны высоких $|\text{grad } V|$ второго порядка; 6 — разломы и зоны высоких $|\text{grad } V|$ третьего порядка; 7 — сейсмостанции. Тектонические области: А — Южный Тянь-Шань; Б — Таджикская депрессия; В — Северный Памир. Тектонические зоны: 1 — Дубурсинская; 2 — Джиргитальская; 3 — Кабут-Крымская; 4 — Передовая; 5 — Сурхобская; 6 — Петровская; 7 — Хингоуская; 8 — Дарвазская

Границы между тектоническими зонами разрывные. Древнечетвертичная поверхность выравнивания в Передовой зоне Южного Тянь-Шаня и Сурхобской и Хингоуской зонах Таджикской депрессии расположена на 500—1000 м ниже, нежели в окружающих блоках. Поэтому эти тектонические зоны в целом образуют наиболее крупные структуры грабенного типа. Более мелкие грабены имеются в Южном Тянь-Шане (долины рек Комароу и Ясман) и в Таджикской депрессии (р. Погамноу-Дара). Остальная территория структурно относится к горстам.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ СИЛЫ СВЯЗИ ТИПОВ СМЕЩЕНИЙ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ¹

При оценке силы связи некоторых объектов (в нашем случае очагов землетрясений с различными типами смещений) особенностями геологической структуры необходимо учитывать тот факт, что различные типы геологических структур занимают существенно различные площади. Тогда при простом подсчете числа случаев, связанных с тем или иным признаком, возможны ошибки.

Оценку силы связи объектов с типами структурных элементов избере инвариантные вероятности p_i^k , которые будут зависеть только от

¹ Методика вероятностной оценки силы связи для картируемых объектов разработана В. К. Кучаев и В. С. Пономаревым.

силы связи объекта и признака и не зависеть от объема выборочной совокупности (от площадей, занимаемых структурами определенных типов).

Используемое множество геологических признаков обозначим через U_i , через u_i^k обозначим k -й признак множества U_i ; $u_i^k \in U_i$; через S_i^k обозначим суммарные площади, занимаемые признаками u_i^k на анализируемой территории, общая площадь которой S . Общее число реализаций объекта — N и n_i^k — число реализаций объекта на площади, занятой признаком u_i^k .

Признаковое множество U_i обладает следующими свойствами:

$$\begin{cases} S_i^k \cap S_i^m = \emptyset \text{ при } k \neq m \\ \bigcup_k S_i^k = S, \end{cases} \quad (1)$$

т. е. признаки множества U_i пространственно несовместимы и множество признаков $\{u_i^k\}$ покрывает всю территорию исследования полностью без пропусков.

Логично считать, что чем теснее связь между объектом и признаком u_i^k , тем больше вероятность обнаружения объекта на единичной площадке. В связи с этим введем понятие пораженности признака u_i^k объектом — γ_i^k (Кучай, 1973; Кучай и др., 1970):

$$\gamma_i^k = \frac{n_i^k}{S_i^k}. \quad (2)$$

Очевидно, что пораженность γ_i^k не является инвариантной оценкой силы связи объекта с признаками уже потому, что γ_i^k зависит от математического ожидания объекта и при прочих равных условиях с течением времени монотонно возрастает. Тем не менее ясно, что величина γ_i^k пропорциональна искомой вероятности. Тогда зададимся условием

$$\sum_k p_i^k \equiv 1 \quad (3)$$

и для перехода к искомым вероятностям в силу пропорциональности γ_i^k и p_i^k введем нормирующий коэффициент

$$1 \equiv K \sum_k \gamma_i^k, \quad (4)$$

$$K = \frac{1}{\sum_k \gamma_i^k}. \quad (5)$$

После чего сами вероятности p_i^k определяются равенствами

$$p_i^k = K \gamma_i^k. \quad (6)$$

Вероятности p_i^k являются инвариантами, характеризующими силу связи объекта с геологическими структурными признаками u_i^k при данной системе признаков U_i . Если имеется всего l значений u_i^k , то

$$\bar{p} = \frac{1}{l} \quad (7)$$

характеризует случайное распределение объекта по l признакам u_i^k . Следовательно, \bar{p} можно использовать в качестве критерия значимости признаков в локализации объекта, полагая признаки значимыми при $p_i^k > \bar{p}$.

В определенных случаях представляет интерес не только вероятностная оценка силы связи объекта с признаками u_i^k , но и вероятности ре-

ального распределения объектов по признакам с учетом площадей, занимаемых самими признаками (условия реальной нерэндомизированной выборки). Найдем формулы связи между такими вероятностями \bar{p}_i^k и полученными инвариантами.

Из (2) с помощью (6) имеем

$$n_i^k = \frac{p_i^k S_i^k}{K}, \quad (8)$$

где $S_i^l \neq S_i^k$ при $k \neq l$.

Общее число объектов N на территории S , как очевидно, равно

$$N = \sum_k n_i^k = \frac{1}{K} \sum_k p_i^k S_i^k. \quad (9)$$

Реальная вероятность попадания объекта на площадь S_i^n , занятую признаком u_i^n , равна

$$\tilde{p}_i^n = \frac{n_i^n}{N}. \quad (10)$$

Воспользовавшись (8) и (9), из (10) найдем искомую связь

$$\tilde{p}_i^n = \frac{1}{\sum_k p_i^k S_i^k} p_i^n S_i^n. \quad (11)$$

В приведенных ниже расчетах используются вероятности p_i^k , определяемые равенствами (2) — (7).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТИПОВ СМЕЩЕНИЙ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СТРУКТУРОЙ

Естественно, возникает вопрос: насколько типы структурных элементов, выделенные геологическими методами, контролируют типы подвижек в очагах землетрясений? Для этого по формулам (2) — (6) рассчитаем вероятности связи типов подвижек в очагах землетрясений с «грабенами» и «горстами» с учетом краевых эффектов (с учетом удаленности от границ грабенов и горстов).

Полученные результаты представлены на рис. 4, 5. Вероятность случайной связи \bar{p} при 8 признаках равна 0,13. Значит, чистые сбросы (тип v_1) приурочены к грабенам, при этом от краев к центральным частям грабенов вероятности возрастают от 0,21 до 0,27. Вероятности связи сбросов с горстами — на уровне случайных и ниже. При этом с наибольшей вероятностью (0,13) в горстах сбросы возможны вблизи их контактов с грабенами.

Чистые надвиги (тип v), наоборот, связаны с горстами и частично с центральными частями грабенов, в остальных частях грабенов вероятность возникновения надвигов на уровне случайной и ниже. Наибольшие вероятности возникновения надвигов в горстах локализованы в 2,5—5 км от их контактов с грабенами.

Что касается сложных типов смещений, то здесь картина менее четкая. Так, приуроченность сбросо-сдвигов к грабенам выше случайной только в центральных частях грабенов, в остальных частях горстов и грабенов вероятности близки к случайной. Точно так же вероятности возникновения надвигов со сдвигами выше случайной только в центральных частях грабенов и в горстах на удалении 2,5—5 км от их контакта с грабенами, в остальных частях вероятности связи близки к случайным.

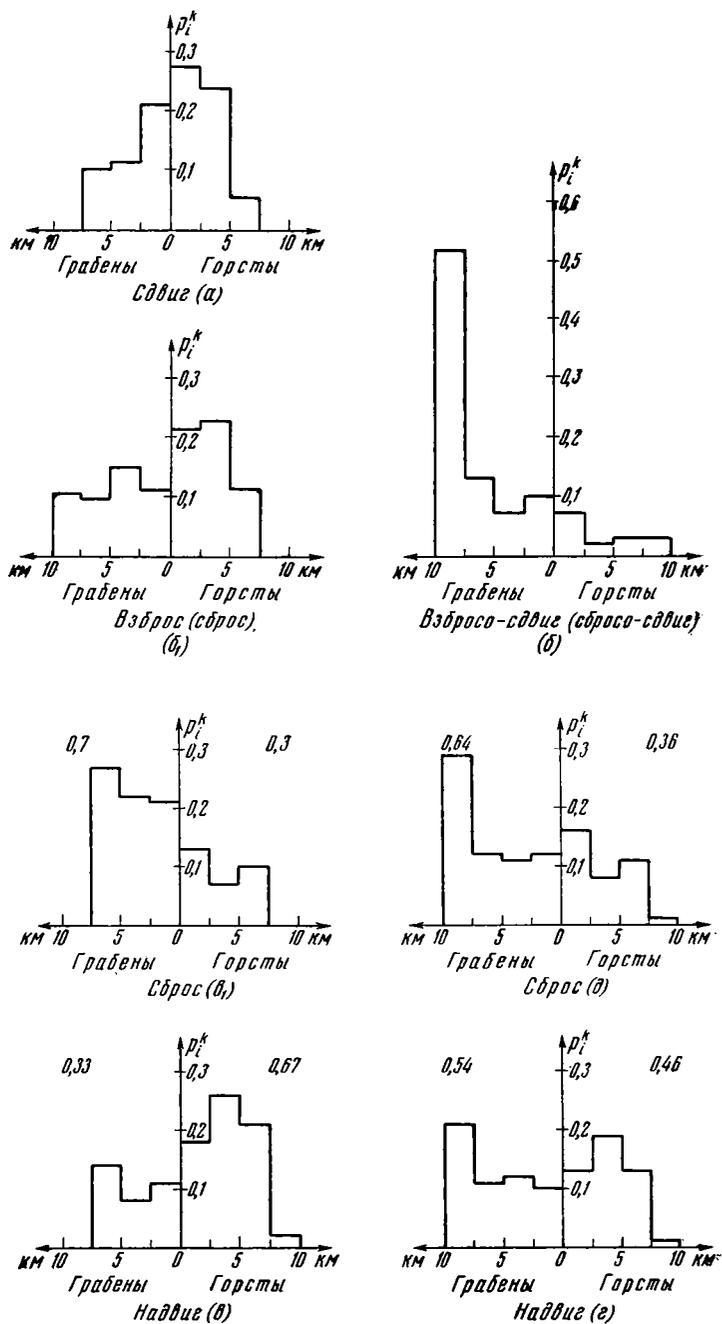


Рис. 4. Вероятности связи семи типов подвижек в очагах землетрясений с «грабенами» и «горстами» с учетом краевых эффектов. По оси абсцисс — расстояние в км от границ анализируемых структур, по оси ординат — параметр p_i^k , характеризующий вероятность связи двух картируемых объектов (тип подвижки и тип геологической структуры)

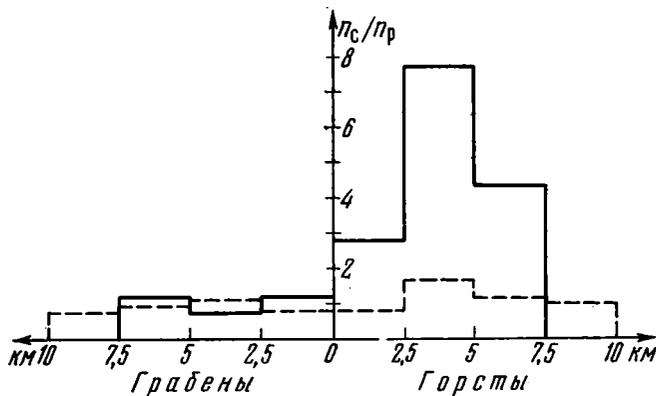


Рис. 5. Отношение числа надвиговых смещений к числу сбросов. Для сильных типов v и v_1 (сплошная линия) и типов $г$ и $д$ (пунктир). Гистограмма построена с учетом краевых эффектов

Как уже было отмечено, «чистые типы» более представительны в сеймотектоническом аспекте, это особенно ярко подтверждается рис. 5, на котором показаны отношения надвиговых смещений (n_s) к числу сбросовых (n_p), отдельно по типам v — v_1 (сплошная линия) и $г$ — $д$ (пунктир).

Вертикальные сбросы (взбросы) с вероятностью выше случайной связаны с крайвыми частями горстов и внутренними частями грабенов (рис. 4), сбросо(взбросо)-сдвиги локализованы в центральных частях грабенов. Очень четкой является приуроченность чистых сдвигов (тип a , рис. 4) к границе грабенов и горстов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Статистическую приуроченность сбросов (v_1) к грабенам, а надвигов чистого типа (v) к горстам и горст-антиклиналям можно считать неслучайной. Эта связь указывает на пространственную устойчивость и наследуемость сеймотектонических движений в условиях малого региона. Этот вывод находится в соответствии с материалами о пространственной устойчивости сейсмического фона (Нерсесов и др., 1974), а также сильных современных, верхнечетвертичных и голоценовых землетрясений (Кучай, 1972).

Геологические наблюдения (Губин и др., 1960), определения динамических параметров очагов землетрясений (Балакина и др., 1973; Соболева, 1968), непосредственные замеры напряжений в массиве горных пород (Степанов, Ялымов, 1967) и пространственная ориентировка осей сжатия, определенных для очагов слабых землетрясений (Крестников, Симбирева, 1973), свидетельствуют о том, что рассматриваемый район развивается в обстановке устойчивого горизонтального сжатия с осями напряжений сжатия, ориентированными примерно вкрест простирания геологических структурных форм.

Существование достаточно крупных и устойчивых во времени зон растяжения в обстановке общего горизонтального сжатия является интересной проблемой, требующей специального обсуждения.

Эта проблема в геологии не нова (Корешков, 1960). В конце прошлого и начале этого века она дискутировалась (правда, в плане планетарных деформаций) в связи с Восточно-Африканскими грабенами, образованными, по тогдашним представлениям, в условиях общепланетарного контракционного сжатия. Было предложено два объяснения этому феномену.

Первое — гипотеза рифта Грегори (рис. 6), по мнению которого, сжатие земной коры в процессе контракции происходит неравномерно, из-за чего в некоторых местах образуются «вздутия» — своды. С замковыми частями сводов связаны зоны растяжения, в которых и образуются рифтовые грабены.

Второе объяснение — гипотеза рампа Вейланда: два встречено движущихся блока, напозая на депрессию, расположенную между ними, создают «рамповый грабен», образованный относительным опусканием депрессии.

Не подлежит сомнению, что в действительности существуют как рифтовые, так и рамповые грабены. Однако в условиях Гармского района, при явно взбросовых ограничениях грабенов, трудно объяснить их образование чисто рифтовым механизмом. Может показаться, что в рамповом грабене не могут существовать поля сбросовых подвижек в очагах землетрясений, поскольку рампы развиваются в условиях горизонтального сжатия. Тем не менее анализ особенностей напряженного состояния в рамповых грабенах позволяет найти объяснение этому явлению.

Динамические параметры очагов землетрясений содержат информацию только о девиаторной части тензора напряжений. В зонах земной коры, развивающихся в обстановке сжатия, ось сжатия, определенная в очаге землетрясения, соответствует максимальному, а ось растяжения — минимальному сжатию. Имея в виду этот факт, рассмотрим особенности напряженного состояния в горстах и рамповых грабенах.

В первом приближении напряжения в земной коре горстов можно моделировать напряжениями в несжимаемом линейно-вязком теле, находящемся в условиях одноосного сжатия. Для крупных горстов, соответствующих зонам четвертичных и новейших поднятий, можно считать, что земная кора изостатически уравновешенно «плавает» в верхней мантии. Тогда в процессе горизонтального сжатия в горстах происходит интенсивное утолщение земной коры, а разрывные деформации в приповерхностной части коры реализуются по типу взбросов и надвигов (Григорьев, 1971; Михайлова, 1971).

Ситуация в рамповых грабенах существенно иная. На начальном этапе горизонтального сжатия, в соответствии с механизмом рампа, происходит «заталкивание» блока в верхнюю мантию и утолщение (в основном по нисходящей вертикали) земной коры за счет «расплющивания» блока. Однако такое заталкивание и расплющивание блока по мере утолщения земной коры становится затруднительным

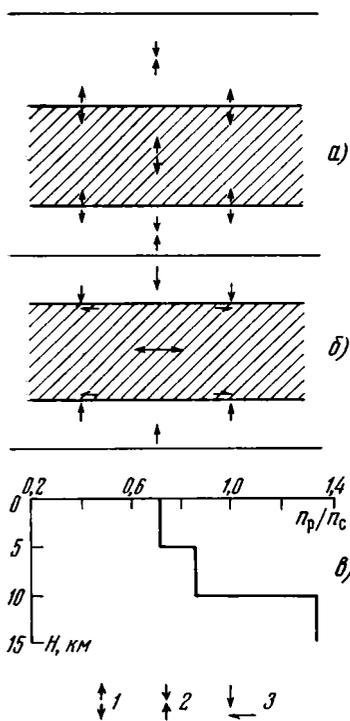


Рис. 6. Условия напряженного состояния в рифтах (а) и рампах (б), отношение числа «подвижек растяжения» (в) (типы в₁ и д) к «подвижкам сжатия» (типы в и г) для трех интервалов глубин в Гармском районе. 1 — «подвижки растяжения» на плане; 2 — «подвижки сжатия»; 3 — сдвиговые подвижки на границах «горстов» и «грабенов» в рамповой модели и в реальных условиях Гармского района

из-за того, что возрастает Архимедова сила, стремящаяся вернуть блок в состояние изостатического равновесия. Величины тектонических напряжений, приложенных к подошве земной коры вдавненных рампов Сред-

ней Азии, значительны и достигают $1000\text{--}2000 \text{ кг/см}^2$ (Кучай, 1974). Эта нагрузка, распределенная на подошве вдавленного блока, приводит к тому, что земная кора рамповых грабенов сжата как по горизонтали (вкрест простирания структур), так и по вертикали, а ось минимального сжатия близка к горизонтальному положению и почти параллельна простиранию структурных форм Гармского района.

Эта идеализированная картина в природе реализуется только статистически, т. е. вероятность сбросовых подвижек в грабенах значительно выше, нежели в горстах. И наоборот, надвиги в горстах значительно более вероятны, нежели в грабенах (см. рис. 4, 5). Поскольку весь район находится в условиях горизонтального сжатия, определяющими для него являются подвижки надвигового типа. Поэтому в грабенах количество надвигов и сбросов примерно одинаково.

Окончательный выбор в пользу сводовой или рамповой моделей для грабенов Гармского района можно сделать из статистического анализа преимущественной ориентации осей растяжения относительно простирания геологических структур и распределения подвижек растяжения и сжатия на глубине. На рис. 6 приведено сопоставление реально наблюдаемой картины с ожидаемой для обеих моделей.

В сводовой модели оси растяжения должны быть ориентированы вкрест простирания структуры (что наблюдается на Байкале и рифте Грегори), в рамповой — вдоль простирания структур (что наблюдается в Гармском районе).

В сводовой модели число сбросовых подвижек должно быть максимальным в верхнем слое коры, с глубиной содержание их должно монотонно падать. В рамповой модели содержание сбросовых подвижек должно с глубиной возрастать (пока неясно, до какой конкретно глубины). В действительности в Гармском районе содержание сбросовых подвижек до глубины 15 км (90% землетрясений) ускоренно возрастает (рис. 6, в). Для точной статистической оценки более глубоких слоев не хватает числа землетрясений.

Таким образом, из двух альтернативных моделей лучше согласуется с реальной картиной рамповая, а не сводовая модель. Дополнительным аргументом в пользу рамповой модели можно считать приуроченность сдвиговых подвижек к контактам горстов и грабенов и отсутствие или слабая выраженность этого эффекта для подвижек типа вертикальных сбросов (взбросов) и сбросо-(взбросо)-сдвигов. В более общем плане этот факт свидетельствует о том, что на границах структур противоположного знака более важную роль играют горизонтальные смещения, нежели их вертикальное, контрастное взаимное перемещение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Связи между четвертичной тектоникой и типами смещений в очагах слабых землетрясений даже малого района (площадью около 1 кв. градуса) оказываются достаточно тесными, чтобы можно было с уверенностью говорить о пространственно-временной устойчивости сейсмотектонических характеристик.

Анализ этих связей позволяет наметить пути к объяснению существования полей сбросовых движений в условиях общего горизонтального сжатия (проблема, выходящая далеко за рамки Гармского района).

Следует отметить, что вероятностно-статистический подход к анализу связей между геологией и сейсмичностью, а также разделение подвижек в очагах землетрясений на «чистые типы» (сбросы и надвиги) и «смешанные типы» (сбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги) позволили прийти к выводу о доминирующей роли горизонтального сжатия как в формировании геологической структуры, так и подвижек в очагах землетрясений. Это заключение находится в хорошем соответствии с представле-

ниями о напряженном состоянии и особенностях деформаций земной коры Средней Азии (Губин, 1960; Балакина и др., 1972; Захаров, 1971; Соболева, 1968; Соболева и др., 1974).

Авторы признательны П. Н. Кропоткину за конструктивные предложения и Г. А. Вострикову, И. Л. Нерсесову, Т. Г. Раутиан за обсуждение работы и замечания.

Литература

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева А. Н., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
- Вермишева Л. Ю., Гангнус А. А. Проблема пространства в сеймотектонике.— «Природа», 1975, № 11.
- Григорьев А. С. Напряженное состояние и деформации вязкого прямоугольного массива при боковом смещении. Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Крестников В. Н., Симбирева И. Г. Связь тектонического строения с особенностями динамических параметров очагов землетрясений. Земная кора сейсмоопасных зон.— В сб.: Верхняя мантия, № 11. М., «Наука», 1973.
- Кучай В. К. Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным.— Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Кучай В. К. Сейсмичность и структурные элементы Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 7.
- Кучай В. К. Прогнозирование оползней.— Сов. геология, 1973, № 3.
- Кучай В. К. Поверхность свободной мантии и особенности напряженного состояния земной коры Средней Азии.— Докл. АН ТаджССР, 1974, № 10.
- Кучай В. К., Аминов А. У., Скрынников К. Н. К корреляционной методике оползневой прогноза в условиях Центрального Таджикистана.— Матер. научно-техн. совещ. по проблемам методики изучения и прогноза селей, обвалов и оползней. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Методы детального сейсмического районирования (под редакцией Ю. В. Ризниченко). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Михайлова А. В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры. Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967.
- Нерсесов И. Л., Семенов А. Н., Симбирева И. Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. Экспериментальная сейсмология. М., «Наука», 1971.
- Нерсесов И. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974.
- Степанов В. Я., Ялымов Н. Г. К обоснованию схемы расчета спорных целиков на Хайдарканском месторождении. Исследования по механике горных пород. Фрунзе, «Илим», 1967.
- Соболева О. В. Особенности направлений осей главных напряжений в очагах землетрясений Гиндукуша.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 1.
- Соболева О. В., Шкляр Г. П., Благовещенская Е. Э. Изучение структуры поля напряжений в очагах землетрясений в связи с предсказанием места и времени возникновения сильного толчка. Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1974.
- Bath M. Polar graphs of initial motions at an earthquake source. Bull. Seismol. Soc. America, 1958, v. 48, No. 2.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.243.5+553.042

В. А. РЕШИТЬКО, Ю. Н. ЛАЗАРЕНКО, Ю. Г. ЕРМАКОВ**РУДНЫЕ ПОЯСА МЕЖГЛЫБОВЫХ ПОДВИЖНЫХ ЗОН**

Глыбовое строение земной коры в настоящее время доказано довольно убедительно и как будто не вызывает сомнения у большинства исследователей (Пейве, 1945; Косыгин, 1969, и др.). По геологии, тектонике и металлогении многих рудных провинций накоплен обширный фактический материал, указывающий на их складчато-глыбовое строение. Уже много лет назад В. Г. Бондарчук (1946 и др.) пришел к выводу о складчато-глыбовом строении Украинского и других щитов. Н. П. Семенов (1964) в Украинском щите впервые выделил срединные массивы и окружающие их мобильные пояса, имеющие первостепенное рудоконтролирующее значение. Более глубокой разработке этих вопросов посвящена специальная книга Г. И. Князева (1973).

В этой книге на основе большого фактического материала по Восточному Забайкалью и Украинскому щиту приводятся доказательства их складчато-глыбового строения, устанавливается приуроченность большей части различного оруденения к замкнутым и фрагментарным рудным поясам, связанным с мобильными поясами, окружающими консолидированные массивы, и рассматривается региональная рудная зональность складчатых регионов (Восточного Забайкалья, Донбасса, Крыма и Советских Карпат). Проведенное под руководством автора книги оконтуривание замкнутых и фрагментарных рудных поясов в Восточном Забайкалье и на Украине является одной из первых попыток в данном направлении. При этом показано, что эндогенное оруденение контролируется главным образом межглыбовыми зонами, как наиболее проницаемыми для магм и рудоносных флюидов. Выделение таких зон дает возможность концентрировать поисковые работы на наиболее перспективных районах, составляющих обычно меньше половины площади рудных провинций.

В книге показано важное значение для металлогенического районирования рудных провинций и определения металлогенической специализации рудных поясов выявление региональной рудной зональности, которая довольно обстоятельно изучена ее автором для Восточного Забайкалья и складчатого обрамления Украинского щита (Донбасс, Крым, Советские Карпаты). Она обычно прослеживается в направлении от складчатых сооружений в сторону передовых прогибов и является односторонней — с последовательной сменой в одном направлении гипо-, мезо- и эпитермальное оруденения. Такая зональность эндогенного оруденения объясняется поступательным смещением в том же направлении тектоно-магматических процессов. Интересно, что телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение, относимое рядом исследователей к осадочному типу, занимает в этих районах замыкающее положение в эндогенной рудной зональности и интерпретируется как ее не-

отъемлемая составная часть. В описываемую зональность укладываются также месторождения каменной и калийной солей, самородной серы, нефти и газа. Поэтому у нас нет сомнения в том, что установленная зональность имеет важное научное и практическое значение. Она позволяет прогнозировать определенные полезные ископаемые на обширных слабо изученных территориях и значительно повышать эффективность поисковых работ.

В книге Г. И. Князева излагаются традиционные представления о складчатом строении мобильных поясов Украинского щита, преимущественно осадочно-эффузивном происхождении слагающих их пород и прогрессивном характере метаморфизма последних. К сожалению, в ней не учтены новые данные, существенно изменяющие эти представления. Остановимся на них кратко.

Докембрийские образования Украинского щита, залегающие в мобильных поясах, подверглись сильному метаморфизму, рассланцеванию и гранитизации, разбиты тектоническими нарушениями на отдельные блоки. В результате этих процессов образовался разнообразный комплекс пород, первичную природу которых во многих случаях установить очень трудно. В настоящее время она достоверно устанавливается для продуктов метаморфизма основных-ультраосновных интрузивов и некоторых эффузивов по обнаруженным среди них реликтовым участкам исходных пород. Сколько-нибудь убедительных доказательств существования докембрийских осадочных пород или продуктов их метаморфизма не найдено.

За последние годы в Украинском щите (особенно в районе Среднего Приднепровья) получены новые данные, которые указывают на значительное завышение предыдущими исследователями роли осадочных и эффузивных пород в докембрийских метаморфических образованиях щита¹. Большинство этих метаморфических образований является кристаллическими сланцами, в которых наблюдается не слоистость, а сланцеватые текстуры и метаморфическая полосчатость (псевдослоистость). Последние могут сечь под различными (до прямых) углами слоистость или полосчатость исходных пород. Даже в случае смятия исходных пород в изоклинальные складки с крутым падением крыльев, развивающаяся вдоль осей последних крутопадающая сланцеватость будет сечь ядра складок и только на их крыльях может развиваться согласно со слоистостью и полосчатостью исходных пород.

Докембрийские метаморфические образования слагают крутопадающие (часто моноклинальные) зоны с различной степенью рассланцевания и метаморфизма тех или иных исходных пород, которые окаймляют (в плане и разрезе) границы консолидированных массивов, обжимавшихся в процессе тектонических движений. С длительным развитием этих движений и связано формирование различно ориентированной сланцеватости кристаллических пород. В некоторых случаях на геологических картах отчетливо видно, как зоны разломов и связанная с ними метаморфическая полосчатость слагающих их пород срезают более раннюю аналогичную полосчатость граничащих с ними метаморфических образований.

Исходя из условных стратиграфических построений, встречного или противоположного падения крутозалегающей сланцеватости и полосчатости среди кристаллических сланцев, многие исследователи выделяют складчатые структуры. Но в ядрах предполагаемых складок наблюдается обычно не выполаживание сланцеватости и полосчатости пород (что следовало бы ожидать при совпадении их со слоистостью и наличием складок), а наоборот, они становятся более крутыми и даже отвесными.

¹ На завышение роли осадочных пород в метаморфической толще Кривого Рога ранее указывала Ю. Ир. Половинкина (1952).

Многие складки представляются однокрылыми, со срезанными тектоническими нарушениями предполагаемыми ядрами и вторыми крыльями.

Наблюдаемые отклонения от моноклиналиного залегания сланцеватых и полосчатых текстур в докембрийских метаморфических образованиях во многих, если не во всех случаях могут быть объяснены неоднородным полоско-линзовидным строением слагаемых ими крутопадающих зон с различной степенью метаморфизма и рассланцевания исходных пород, а также смятием их вдоль тектонических нарушений. При этом линзы пород, более устойчивых к метаморфизму и рассланцеванию, как бы обтекаются сланцеватостью и полосчатостью вмещающих кристаллических сланцев, что и обуславливает наблюдаемые встречные и противоположные крутые падения последних. Поэтому большинство предполагаемых различными исследователями складчатых структур в метаморфических образованиях докембрия выделено без достаточного обоснования фактическим материалом. Такое выделение складок при моноклиналином залегании, например полос железистых кварцитов, значительно занижает глубину распространения последних и соответственно уменьшает прогнозные запасы железных руд. Отказ от представлений о складчатом строении месторождений железистых кварцитов Приазовья (Куксунгур-могила, Корсак-могила и др.) значительно увеличил их перспективы (Жуков, 1969).

Мобильные пояса и следующие вдоль них зоны глубинных разломов характеризуются чрезвычайно неоднородной степенью метаморфизма слагающих их пород, не зависящей от тех или иных условных стратиграфических построений. Эти метаморфические породы образуют параллельные линзообразные тела и полосы, вытянутые в общем согласно с меняющимся простиранием и крутым падением мобильных поясов, окаймляющих консолидированные массивы. Такой характер метаморфизма пород Н. П. Семененко (1966) объясняет проникновением метаморфизирующих агентов вдоль слоистости пород и относит к метаморфизму подвижных зон. Но в рассматриваемых породах, как было отмечено выше, наблюдается обычно не слоистость, а сланцеватые текстуры и метаморфическая полосчатость. Поэтому их метаморфизм следует связывать с проникновением метаморфизирующих растворов по глубинным разломам и следующей вдоль них сланцеватости пород, зонам катаклаза и милонитизации. Метаморфизирующие растворы значительно изменяли химический состав исходных пород. В связи с этим химический состав метаморфических образований далеко не отвечает составу исходных пород. Такой метаморфизм соответствует метаморфизму зон рассланцевания и глубинных разломов (Дембо, 1958; Решитько, 1959; Косыгин, 1969).

Степень метаморфизма пород в мобильных поясах изменяется от амфиболитовой до зеленосланцевой ступеней. Большинство исследователей главную роль отводит здесь прогрессивному метаморфизму пород и незаслуженно малое значение придает регрессивному (зеленосланцевому, гидротермальному) метаморфизму¹. Поэтому часто новообразования, обусловленные процессами регрессивного метаморфизма, ошибочно рассматриваются ими как образования низших ступеней регионального метаморфизма.

В мобильных поясах нами выделяется два основных этапа метаморфизма. Первому соответствует амфиболитовая ступень метаморфизма пород, второму (регрессивному) — зеленосланцевая и гидротермальная. На метаморфические образования амфиболитовой ступени метаморфизма в Среднем Приднепровье и других районах Украинского щита широко наложены процессы регрессивного метаморфизма с образованием актинолитовых, хлоритовых, тальковых, карбонатно-тальковых, кварце-

¹ Образование хлоритовых сланцев за счет амфиболовых, а не наоборот, установлено в Кривом Роге еще И. И. Танатаром (1940).

во-хлоритовых сланцев, карбонатных пород, кварцитов, железистых кварцитов и других пород, среди которых сохранились реликтовые участки интрузивных и эффузивных пород и продуктов их метаморфизма более высоких ступеней. Гидротермальные изменения пород делятся на такие последовательные стадии: карбонатизация, окварцевание, железистый метасоматоз, кварцевая, карбонатная и сульфидная минерализация. В некоторых местах (северная часть Криворожья и др.) широкое развитие получил также щелочной метасоматоз.

Ничего необычного в таком характере регрессивного метаморфизма нет, так как известно, что при гидротермальных изменениях магматических пород их химический состав приближается к составу осадочных пород (Елисеев, 1963). Поэтому отнесение продуктов гидротермального метаморфизма таких пород к осадочным образованиям на основании их сходства с некоторыми типами метаморфизованных осадочных пород (и не в меньшей мере в силу традиции) нельзя признать правильным. Неубедительны также попытки некоторых исследователей (Додатко и др., 1972, и др.) относить их частично к докембрийской коре выветривания.

Вопрос о происхождении и возрасте криворожской и ингулецкой серий пород является дискуссионным. Имеющиеся фактические данные свидетельствуют об образовании их за счет сильного регрессивного (зеленосланцевого, гидротермального) метаморфизма пород базавлукской серии вдоль криворожской зоны глубинного разлома. В связи с этим становится понятным, почему различные породы криворожской и ингулецкой серий, а также продукты регрессивного метаморфизма пород базавлукской серии имеют очень близкий абсолютный возраст.

Наблюдаемые геологические разрезы метаморфических пород докембрия в мобильных поясах в большинстве случаев являются не стратиграфическими, а отражают метаморфическую зональность. Составленные по таким разрезам многочисленные противоречивые стратиграфические схемы докембрийских метаморфических образований щита ошибочны в своей основе и не имеют никакого отношения к стратиграфической последовательности толщ.

Приведенные выше данные о геологическом строении мобильных поясов Украинского щита и характере метаморфизма слагающих их пород существенно уточняют ту обстановку, на фоне которой происходило формирование и преимущественная концентрация связанного с ними оруденения.

Представления Г. И. Князева о преимущественной концентрации оруденения в межглыбовых зонах в общем не вызывают сомнения у большинства исследователей, но применяемый им для отражения этой закономерности термин «замкнутые рудные пояса» часто подвергается критике и, надо сказать, не без основания. При рассмотрении распределения оруденения в районе отдельных глыб земной коры действительно создается впечатление о преимущественной концентрации оруденения вокруг них, т. е. о замкнутом характере рудоносных зон. Но если рассматривать его распределение в районе нескольких смежных глыб или рудной провинции в целом, то этот термин уже не может отразить устанавливаемых здесь более сложных закономерностей распределения оруденения, выражающихся в преимущественной его концентрации вообще в пределах межглыбовых зон. Например, когда оруденение располагается посредине между двумя или несколькими глыбами земной коры, то возникает затруднение, к какому из замкнутых рудных поясов, окружающих эти глыбы, следует его отнести. Да и сам автор книги, по видимому, по этой причине не показывает границ этих поясов в промежутках между глыбами.

Поэтому для лучшего выражения устанавливаемых общих закономерностей распределения оруденения в рудных провинциях следует при-

менять, по нашему мнению, термин рудные пояса межглыбовых подвижных зон. В тех же случаях, когда в пределах этих поясов намечается или предполагается максимальная концентрация оруденения вблизи границ отдельных глыб, необходимо выделять вокруг них дополнительно замкнутые или фрагментарные рудоносные зоны.

Противники представлений о замкнутых рудных поясах считают неправильным, формальным допускаемое Г. И. Князевым в некоторых случаях в мобильных поясах объединение различных рудопроявлений, геологических структур разного возраста, простираения и происхождения в тот или иной рудный пояс. Но он для установления самых общих закономерностей размещения оруденения в рудных провинциях допускает такое объединение вполне сознательно, дает в связи с этим необходимые пояснения и убедительно показывает его целесообразность.

Книга Г. И. Князева представляет интерес для широкого круга геологов. Содержащиеся в ней рекомендации должны учитываться при планировании геологосъемочных и поисковых работ.

Литература

- Бондарчук В. Г.* Геологічна структура УРСР. Вид-во АН УРСР і Київськ. держ. ун-ту, 1946.
- Дембо Т. М.* О геологической классификации явлений метаморфизма.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. XXXIII, вып. 2.
- Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А.* Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
- Елисеев Н. А.* Метаморфизм. «Недра», 1963.
- Жуков Г. В.* О возрасте и структурном положении железистых кварцитов Западного Приазовья.— Геолог. ж., 1969, вып. 3.
- Князев Г. И.* Замкнутые и фрагментарные рудные пояса. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Половинкина Ю. Ир.* Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолиздат, 1952.
- Решитько В. А.* Метаморфизм зон расланцевания и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале.— Сов. геология, 1959, № 12.
- Семененко Н. П.* Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита, м-ба 1 : 1 000 000. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Семененко Н. П.* Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Танатар И. И.* Петрографическая и геохимическая характеристика пород Кривого Рога в связи с вопросом их корреляции.— Научн. зап. Днепропетр. ун-та, 1940, т. XVII, вып. 1.

Институт минеральных ресурсов
Днепропетровск

Статья поступила
11 ноября 1973 г.

ХРОНИКА

УДК 551.244.3

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РИФТОГЕНЕЗА

Посвященный этим проблемам очередной и самый крупный международный симпозиум состоялся в Иркутске 11—19 сентября 1975 г. по инициативе Института земной коры СО АН СССР и Междудеятельственного геофизического комитета АН СССР. На нем рассматривались важнейшие черты строения и глубинной динамики рифтовых зон Земли: 1) их геологическая история и структура, 2) геофизические поля и глубинное строение, 3) сейсмичность, 4) магматизм и его петрогенетические особенности, 5) тепловой поток, 6) механизм и моделирование процессов рифтообразования, 7) роль рифтогенеза в геологическом прошлом планеты, 8) минерально-сырьевой потенциал рифтовых зон и некоторые другие вопросы.

Выделение системы рифтов Земли, как известно, является одним из наиболее важных достижений геотектоники за последнюю треть века. Отсюда понятен большой интерес к данному симпозиуму. В его работе участвовало около 350 представителей научных и производственных учреждений СССР, а также ученые США, Канады, Исландии, Франции, Федеративной Республики Германии, Германской Демократической Республики, Болгарии, Чехословакии и Норвегии. На пленарных и секционных заседаниях заслушано более 100 докладов. Внепленарные заседания проводились в трех секциях: 1) континентальные рифтовые зоны, 2) океанические рифтовые зоны, 3) сейсмичность рифтовых зон.

Пленарные доклады были посвящены общим проблемам рифтогенеза, глубинному строению рифтовых зон, их моделированию и вопросам терминологии. В докладе К. В. Боголепова «О понятиях «рифтовая структура» и «рифтогенез»» развивались идеи о соотношении процессов рифтогенеза с другими тектоническими режимами. Рифтогенез и современные геосинклинали располагаются на противоположных ступенях эволюционного ряда. Рифтогенез несовместим и с эпигеосинклинальным орогенезом, будучи по кинематике его антиподом. Автор, как и другие участники симпозиума (Е. Е. Милановский, А. Ф. Грачев и др.), резонно выступил против чрезмерно широкого толкования и использования термина «рифтогенез» — тенденции, проявившейся в последние годы у советских тектонистов.

Эволюция и роль рифтогенеза в истории Земли были рассмотрены Е. Е. Милановским. Исторические «корни» рифтогенеза можно обнаружить в позднепротерозойских структурах (авлакогены). В палеозое и мезозое условия формирования рифтовых зон становятся более разнообразными. Мезозой и особенно кайнозой являются в истории Земли эпохами максимального проявления рифтогенеза, когда наряду с внутриконтинентальными образуются многочисленные периконтинентальные, межконтинентальные и внутриконтинентальные рифтовые пояса. В ходе геологической истории они постепенно превращаются в структуры, антагонистичные геосинклинальным поясам и находящиеся с ними в динамическом равновесии. Значение явлений рифтогенеза в структурной эволюции земной коры было хорошо показано также в докладах А. Е. Святловского и А. Ф. Грачева.

П. Н. Кропоткин и Л. В. Ларионов рассмотрели современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов. Опираясь на измерения напряженного состояния горных пород, выполненные на глубинах до 1500 м, авторы делают заключение об общем сжатии земной коры в современную эпоху. Типичная геодинамическая обстановка растяжения, соответствующая образованию рифтов, характерна только для немногих узких зон на фоне глобального сжатия.

Глубинному строению континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным был посвящен доклад группы сибирских геофизиков во главе с Н. Н. Пузыревым. Показано принципиальное сходство сейсмических разрезов верхней мантии всех изученных рифтовых зон (Байкал, Рейнский грабен, Восточно-Африканская рифтовая система, Провинция Бассейнов и Хребтов). Слой с аномально низкой скоростью (7,7 км/сек) в верхней мантии имеет незначительную мощность (15—30 км) и может соединяться с волноводом Гутенберга только на локальных участках. Подъем и растекание этого слоя у подошвы коры являются вероятной причиной рифтогенеза.

В отличие от большинства предыдущих моделей океанического рифтогенеза, отрицавших присутствие литосферы под осевой долиной срединно-океанических хребтов, Ж. Франшето и П. Таповье (Франция) показали наличие утоненной литосферы мощностью 4—5 км под рифтовыми долинами океанов. Структура рифтовой долины в значительной мере определяется реологическими свойствами литосферы, которая утончается за счет растяжения в центральной активной полосе шириной 10 км, но в то же время утолщается по обе ее стороны за счет охлаждения в основании литосферы и ее наращивания вулканическими извержениями сверху. Этот процесс можно представить себе как последовательное тектоническое шейкообразование в осевой части долины, сопровождаемое в силу нарушения изостатического равновесия формированием купола по всей ширине долины (30 км).

Необходимость рассматривать земную кору при рифтогенезе как тело, соответствующее законам разрушения упруго-вязкой среды, обсуждалась в докладе С. И. Шермана, установившего эмпирические связи основными параметрами разломов (длина, глубина, густота и др.) и общность физической природы некоторых из этих параметров.

О. Л. Андерсон и П. К. Перкинс (США) применили теорию разрастания трещин к механизму и моделированию рифтогенеза в литосферных плитах. Опираясь на экспериментальные данные по разрастанию трещин в керамике, авторы показали, что медленное рифтообразование в земной коре происходит по таким же законам. Направление и скорость движения литосферных плит противоречат гипотезе, согласно которой линейное распределение вулканической активности обусловлено соответствующим перемещением литосферных плит над так называемыми горячими точками астеносферы. В действительности же развитие вулканической деятельности в линейных комплексах можно рассматривать как периодические подъемы магмы вдоль разрастающейся мега-трещины.

Ф. А. Летниковым, Е. М. Емельяновым, Н. А. Логачевым, А. И. Киселевым и др. проведено сравнение состава флюидов базальтоидов Восточно-Африканского, Байкальского и Срединно-Атлантического поясов рифтогенеза. Состав и содержание флюидов в совокупности с петрологическими данными позволяют считать Срединно-Атлантический и Восточно-Африканский рифты структурами, более глубоко дренирующими верхнюю мантию по сравнению с Байкальским. Показана принципиальная возможность оценивать глубины заложения рифтовых структур по их флюидному режиму.

Существенное место на симпозиуме заняло рассмотрение геологии, глубинной структуры и эндодинамики материковых рифтовых зон, причем фокус внимания, естественно, был сосредоточен на Байкальской зоне — полигоне многолетних комплексных исследований сибирских геологов и геофизиков. Байкальскому рифту было посвящено около 30 докладов, давших представление о его структурной позиции и истории развития (Н. А. Логачев и др.), соотношении со структурами основания (С. М. Замараев, П. М. Хренов и др.), магматизме и возможном составе верхней мантии (А. И. Киселев, Б. М. Владимиров и др.), сеймотектонике, сейсмичности и глубинном строении (В. П. Солоненко, В. М. Кочетков, С. И. Голенецкий, В. А. Рогожина), скорости современных движений земной коры (В. Г. и П. П. Колмогоровы), характере теплового и электромагнитного полей (С. В. Лысак, Е. А. Любимова, В. Т. Левадный), механизме образования (Ю. А. Зорин, С. А. Ушаков, И. А. Резанов и др.).

Различные аспекты тектоники и эндодинамики рифтовых структур Европы рассмотрены И. Х. Иллиесом и К. Фуксом (ФРГ), С. Фруадево (Франция), Л. Копецким, В. Чермаком и В. Шквором (ЧССР), В. Гергелчевым (НРБ), Б. Ларсеном (Норвегия). Наиболее интересные результаты получены для Верхнерейнского грабена, самого изученного звена Центрально-Европейской рифтовой зоны. История его геологического развития рассматривается в свете сложного взаимодействия Центрально-Европейской плиты с Альпийским орогеном в течение всего кайнозоя (И. Х. Иллиес). По данным взрывной сейсмологии (К. Фукс), под грабеном имеет место подъем границы Мохо до 24 км от поверхности (район палеовулкана Кайзерштуль в южной оконечности грабена). Современное поле тектонических напряжений определяется левосторонним движением вдоль оси грабена, вследствие чего растяжение происходит под косым углом к ней, с Ю-З на С-В.

Наиболее выразительному на материках Африкано-Аравийскому поясу рифтогенеза посвящали доклады как советские, так и зарубежные ученые. А. Пилгрер (ФРГ) продемонстрировал последовательное распространение рифтогенеза от Афара к югу, через Эфиопию, Кению в Северную Танзанию. Полную характеристику развития Кенийского рифта дал Б. С. Кинг (Англия), указав, что поперечное растяжение в его центральном сегменте (близ экватора), измеренное по прямым структурным признакам, превосходит 10 км при общей ширине рифтовой долины в 80 км. Л. А. Вильямс (Англия) рассмотрел условия формирования фонолитового покрова Кении, возникшего в миоцене до образования осевой рифтовой долины Грегори. Сравнение геохимии и генезиса вулканических серий рифтовых зон Восточной Африки и Исландии провели В. И. Герасимовский и А. И. Поляков. Интересная, хотя и дискуссионная, попытка объяснить развитие Африкано-Аравийского пояса рифтовых долин только с позиций тектоники плит сделана В. Г. Казымным; по его мнению, основные черты структуры пояса — результат перемещения Аравийской и Сомалийской плит относительно Африканской плиты, а последовательное развитие вулканизма в Восточном рифте с севера на юг отражает

след мантийной «горячей точки» в результате дрейфа Африканской плиты к северо-северо-востоку. О горизонтальных движениях величиной 3—8 мм/год вдоль и поперек Эфиопского рифта по результатам ежегодной триангуляции начиная с 1969 г. сообщил П. А. Мор (США). Е. А. Долгинов, В. П. Поникаров и А. В. Разваляев указали на предопределенность мезозойско-кайнозойского рифтообразования в Африке положением Красноморско-Мозамбикского складчатого пояса. В более широком плане эта мысль проведена в докладе Н. А. Божко.

Кроме общепризнанных материковых рифтовых зон рассматривались их возможные аналоги, а также некоторые структурные сочетания в Евразии, теми или иными признаками напоминающие собственно рифтовые зоны. Рифтогенез в геологическом прошлом и рифтоподобные зоны, их структурная позиция и магматизм получили отражение в докладах В. С. Соллоуба, Л. П. Зоненшайна, К. Б. Мокшанцева, М. С. Нагибиной, Г. М. Фреда, К. А. Клитина, Б. Т. Ларсена (Норвегия), В. Шквора (ЧССР), В. Гергелчева (НРБ) и др.

Происхождению океанических рифтовых зон на примере Северной Атлантики и Исландии посвятили доклад В. В. Белоусов и Е. Е. Милановский. Ведущую роль в формировании современной гетерогенной структуры Северной Атлантики авторы отводят могучим базальтовым извержениям, опусканиям и переработке земной коры в условиях растяжения, вначале рассеянного, затем все более сосредоточенного в отдаленных узких рифтовых зонах, которые представляют собой результат последовательной фокусировки растяжения и базальтового вулканизма в локальных линейных полосах. В докладе Г. Палмасона (Исландия) рассмотрены тепловое состояние и скорость генерации земной коры в результате переплавления в срединно-океанических хребтах. Выполненные им количественные расчеты укладываются в представление о структуре Северной Атлантики с позиций тектоники плит. А. М. Карасик и С. С. Рождественский указали на очень сложный характер разграничения Евразийской и Северо-Американской плит литосферы в пределах Северо-Атлантического мегабассейна, определяемый густотой сетью трансформных разломов, которая оказывается на порядок выше принятой ныне средней величины (100 км). Густота сети определяется углом расхождения между генеральным простиранием границы между плитами и направлением на полюс раскрытия бассейна.

Новые данные о Северной Атлантике приведены в докладах Ф. Ауенто (Канада) по результатам глубокого подводного бурения, М. Лангсета, Г. Б. Удинцева и Л. А. Савостина (США, СССР) о геотермических работах в зоне разлома Гарли — Гиббса. Особое внимание привлекло сообщение Ж. Франшето (Франция), сделанное на борту теплохода «Комсомолец» во время экскурсии по Байкалу, о результатах подводных инструментальных исследований рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта к юго-западу от Азорских островов на проекте FAMOUS (French — American Mid-Ocean Undersea Study). Были продемонстрированы детальные карты рельефа и структуры дна, цветные фотографии юных разрывов и элементов подводного вулканического рельефа. По точности и детальности эти подводные исследования приближаются к возможностям наземных структурно-морфологических наблюдений и существенно уточняют представления о строении гребня срединно-океанических поднятий. Ряд докладов был посвящен результатам изучения структуры Исландии как наземного элемента Срединно-Атлантического поднятия и структуры ее рифтовых или неовулканических зон (К. Саемундсон — Исландия; М. Г. Ломизе, В. Г. Трифонов, С. М. Зверев, И. П. Косминская, В. И. Кононов, Е. А. Вакин и др.). В большинстве этих докладов суммированы новые данные, полученные в процессе исследований Исландской геодинамической экспедиции АН СССР в 1971—1973 гг.

Симпозиум имел представительный характер. В его работе приняли участие ведущие советские и зарубежные специалисты. На заседаниях и во время экскурсий имел место плодотворный обмен информацией о результатах изучения всех главнейших рифтовых зон Земли. Работа симпозиума освещалась в местной и центральной прессе и телевидению. На нем выдвинуты и обсуждены новые подходы к оценке места, возраста и общего структурообразующего значения явлений рифтогенеза, вынесены предложения по уточнению ряда научных понятий и терминов под эгидой Междуведомственного тектонического комитета. Последнее представляется очень важным, так как не все советские исследователи одинаково понимают термины «рифт», «рифтовая долина», «рифтогенез». Значение этого тектонического режима в структурном развитии Земли, конечно, требует дальнейших исследований и уточнений, однако уже сейчас представляется малооправданным стремление к широкому использованию понятия «рифтогенез» применительно к таким тектоническим явлениям, анализ которых традиционно обходился без этого ныне модного термина.

После симпозиума состоялась четырехдневная экскурсия по оз. Байкал и в Торскую впадину, во время которой участники познакомились с основными чертами структуры и морфологии центрального сегмента Байкальской рифтовой зоны.

К открытию симпозиума была опубликована книга «Проблемы рифтогенеза» на русском и английском языках, содержащая общие и региональные данные по изучению рифтовых зон Земли.

Н. А. Логачев, С. И. Шерман:

ПРОФЕССОРУ Е. В. ПАВЛОВСКОМУ — 75 ЛЕТ

22 апреля исполнилось 75 лет со дня рождения заслуженного деятеля науки РСФСР, профессора, доктора геолого-минералогических наук Евгения Владимировича Павловского. Его имя давно пользуется широкой известностью в среде советских и зарубежных геологов. Начало этой известности было положено итогами исследований тех трудно доступных горных районов Восточной Сибири и юга Якутии, где сейчас прокладывается трасса БАМ; тогда, в годы первой пятилетки, они были неизведанными краями. В ходе этих работ Евгением Владимировичем была добыта масса новых фактов, сделано важное открытие огромной системы впадин байкальского типа. Затем он сосредоточил свои исследования в Прибайкалье, относительно которого существовал давний спор между сторонниками гипотезы «древнего темени Азии» Зюсса и концепцией Делонаэ о зоне классических каледонид. Юбиляр предложил новую трактовку этой старой проблемы, выдвинул идею об особом типе движений земной коры — аркогенезе, создавшем могучие сводовые поднятия гор и впадины байкальского типа. Годы Великой Отечественной войны были посвящены им исследованиям нефтегазоносности палеозоя окраины Сибирской платформы, затем — открытию и освоению богатых месторождений слюды — флогопита — на Алданском щите. В те годы алданскую слюду вывозили в промышленные центры на самолетах для нужд оборонной промышленности. В послевоенные годы Е. В. Павловский продолжает изучать недра Восточной Сибири и параллельно разрабатывает оригинальную концепцию о происхождении и развитии земной коры. Им были предложены новые понятия и новые, ныне широко известные термины — «зоны перикратонных опусканий», «протоплатформа», «протегеосинклиналь», «нуклеарная стадия развития земной коры» и др. Одновременно много внимания он уделял проблемам геологии внеальпийской Западной Европы — Шотландии, Франции, ФРГ, Польши, используя при этом в значительной мере личные наблюдения.

В последние годы Е. В. Павловский много работает над проблемой происхождения и развития материковой коры. Эти его исследования хорошо известны читателям журнала «Геотектоника». Е. В. Павловским опубликовано около 150 научных работ, ряд из которых переведен и напечатан в зарубежных изданиях, на французском, английском, китайском и немецком языках. Он избран членом Французского и Бельгийского геологических обществ, членом руководящего комитета Международной организации по изучению геологии глубинных зон земной коры (АЗОПРО). Он имеет большое количество учеников, особенно среди сибирских геологов. За развитие Советской науки Е. В. Павловский награжден орденом «Знак Почета» и медалями.

Желаем юбиляру дальнейшей столь же плодотворной деятельности, продолжающей славные традиции его учителей и друзей — академиков В. А. Обручева, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского.

Редколлегия

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

Сдано в набор 5/III-1976 г. Т-03486. Подписано к печати 22/IV-1976 г. Тираж 2000 экз.
Зак. 4071. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,3.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Б-232

ПЕСОЧНИЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

А



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»