



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

**Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож,
М.П. Антипов, В.А. Быкадоров,
Т.Н. Хераскова**

**КОНСОЛИДИРОВАННАЯ КОРА
КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА:
ОПЫТ РАЙОНИРОВАНИЯ**



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 593

**Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh, M.P. Antipov,
V.A. Bykadorov, T.N. Kheraskova**

Consolidate Crust of Caspian Region

Moscow
GEOS
2010

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 593

**Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож, М.П. Антипов,
В.А. Быкадоров, Т.Н. Хераскова**

Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования

Москва
ГЕОС
2010

Ответственный редактор
Ю.Г. Леонов

Редакционная коллегия:
М.А. Федонкин (главный редактор), *С.Д. Соколов* (заместитель главного редактора),
Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *В.А. Захаров*,
В.Б. Курносков, *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
Н.В. Короновский, *А.Е. Шлезингер*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — ISSN 0002-3272
Т 78 Вып. 593: Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования / Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н.; Отв. ред. Ю.Г. Леонов. — М.: ГЕОС, 2010. — 64 с.; ил.
ISBN 978-5-89118-509-8 (в пер.)

В работе изложены современные, основанные на новых данных, представления о строении консолидированной коры (фундамента) Каспийского региона. Рассмотрены методы выделения и изучения, а также проблемы районирования и формирования консолидированной коры. К работе приложена Карта консолидированной коры Каспийского региона масштаба 1:2 500 000 на CD.
Для широкого круга специалистов в области региональной геологии и тектоники.

ББК26.323

Responsible Editor:
Yu.G. Leonov

Editorial Board:
M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *S.D. Sokolov* (Deputy Editor-in-Chief),
Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*, *V.A. Zaharov*,
V.B. Kurnosov, *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
N.V. Koronovskij, *A.E. Shlezinger*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272
Vol. 593: Consolidate Crust of Caspian Region / Leonov Yu.G., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Kheraskova T.N.; Ed. by Yu.G. Leonov — Moscow: GEOS, 2010. — 64 p.; ill.
ISBN 978-5-89118-509-8 (in cloth)

The book presents new ideas on tectonics of consolidated crust (basement) within the Caspian region. These ideas root in modern geological and geophysical data. The book concerns methods of both mapping and study of consolidated crust. Also, problems of zoning and genesis of the crust are under consideration. The original map (1:2 500 000) of the consolidated crust is given as Appendix on CD.
For a wide range of specialists in regional geology and tectonics.

1. Сведения о территории, методы выделения и изучения консолидированной коры

На схематической (структурно-тектонической) «Карте консолидированной коры Каспийского региона» в масштабе 1:2 500 000 (далее — «Карта»), пояснительным текстом к которой служит настоящая работа, представлена площадь, заключенная между 56° и 37° с.ш. и 40° и 60° в.д. (с небольшими выходами за рамки карты в некоторых местах). Эта площадь включает (рис. 1, см. цв. вкл.) акваторию Каспийского моря и ее обрамление: 1) юго-восточную часть Русской плиты или древней Восточно-Европейской платформы (далее — ВЕП); 2) эпибайкальскую платформу в южной и юго-восточной частях Прикаспийской впадины и в северной части Каспийского моря; к ней относится Восточно-Прикаспийский блок с осложняющим его на юге Тугаракчанским рифтом; 3) область Скифско-Туранской молодой платформы, расположенной между территорией эпибайкальской платформы и структурами альпийского пояса; 4) ограничивающие эти платформенные области складчатые пояса (западные зоны Урала — Мугоджар, Большой Кавказ с частью Закавказского массива, Копетдаг) вместе с расположенными перед их фронтами передовыми прогибами. Каспийское море находится в середине указанного ансамбля структур, чем объясняется выделение всей этой территории под названием Каспийского региона.

Представленная на карте территория является южной частью Баренцево-Каспийского нефтегазосного пояса и включает несколько относящихся к нему нефтегазоносных провинций [Дмитриевский, Волож, 2008]: Волго-Уральскую, Прикаспийскую, Предкавказско-Мангышлакскую, Арало-Каспийскую, Терско-Южнокаспийскую (или отдельно Терскую и Южно-Каспийскую).

В пределах Каспийского региона выполнен большой объем геологических и геофизических исследований. Но не все результаты этих работ, в том числе представляющие интерес с точки зрения задач данного исследования, могли быть учтены даже в наиболее полных обобщающих работах последнего десятилетия, таких как Тектоническая карта Каспийского моря [Международная тектоническая карта Европы, 1996], Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии [Атлас..., 2002], монография по региональной геологии Каспийского моря [Глумов и др., 2004], Объяснительная записка к карте Черноморско-Каспийского региона [Тектоника южного обрамления..., 2009]. Некоторые особенности строения территории остаются слабо освещенными либо дискуссионными. Это относится к вопросам строения и возраста фундамента, в том числе консолидированной коры, тектонической природы и возраста нижних, глубоководных горизонтов осадочного чехла, положения основных рифтогенных структур, затрагивающих всю кору, включая слой консолидированной коры.

Преобладающая часть рассматриваемой территории перекрыта мощными осадочными чехлами, поэтому в изучении строения консолидированной коры ведущее значение здесь имеют геофизические методы, дополняемые доступным геологическим материалом. Описываемая «Карта» составлена с использованием результатов интерпретации недавно отработанных в Прикаспии и Предкавказье профилей МОГТ, а также переинтерпретации старых профилей МОГТ и КМПВ.

В следующем разделе специально рассматриваются вопросы терминологии и объясняется

2. Проблемы районирования территории и расчленения коры. Терминология

2.1. Проблемы районирования

Указанное в первом разделе районирование территории, в общих чертах очевидное, нуждается все же в пояснениях, что объясняется неоднозначным пониманием тектонической природы отдельных элементов и границ между ними. В первую очередь это касается: а) южной границы ВЕП и эпибайкальской платформы, б) области молодой платформы. Относящиеся к ним пояснения приводятся ниже. При этом не ставится задача дать систематический обзор взглядов на строение и тектоническое районирование описываемой территории. Преследуется более скромная цель: на примере выборочных работ продемонстрировать разнообразие мнений для того, чтобы наметить пути, способствующие преодолению разногласий.

Существуют различные мнения относительно положения в рассматриваемом регионе южной границы древней платформы (ВЕП), фундамент (консолидированная кора) которой имеет раннепротерозойский возраст. В рамках карты к ней относятся Центрально-Прикаспийский сегмент и районы к северу от него, обладающие корой, типичной для ВЕП. Платформа осложнена рифтовыми структурами рифейского возраста (Пачелмский авлакоген), но их формирование, вызвав деформацию континентальной коры, не привело к ее разрушению.

В основе разногласий о границе ВЕП лежат разные представления о возрасте фундамента и чехла более южных участков платформы: на площади Восточно-Прикаспийского сегмента и Тугаракчанского рифта.

В свете современных геофизических данных южная граница ВЕП проводится по юж-

ному краю Сарматского блока и восточнее вдоль границы Центрально-Прикаспийского и Восточно-Прикаспийского сегментов. Восточно-Прикаспийский сегмент при этом исключается из состава ВЕП и входит в состав расположенной южнее эпибайкальской платформы, которая имеет консолидированную кору байкальского (или кадомского, по европейской терминологии) возраста. По своим характеристикам она отличается от коры ВЕП. Это было доказано исследованиями последних лет на примере Астраханско-Актюбинского поднятия Восточно-Прикаспийского сегмента [Астраханский карбонатный массив..., 2008; Буш, Казьмин, 2008].

В более ранней литературе имеются и другие варианты решения этого вопроса, по которым территория Восточно-Прикаспийского блока относится к ВЕП, и южная граница ВЕП проходит южнее.

По одному из таких вариантов, по-видимому, наиболее распространенному, территория Восточно-Прикаспийского блока включается в состав ВЕП, а граница ВЕП проводится по зоне Южно-Эмбинского разлома и пересекает акваторию Каспийского моря по линии Мертвый Култук (к северу от п-ова Бузачи) — район Астрахани [Леонов Г., 1985; с. 3; Милановский, 1987, 1996]. В близкой конфигурации описываемая граница проведена в работах В.Е. Хаина [Тектоника континентов и океанов..., 1977; Хаин, 2001]: севернее этой границы находится ВЕП, южнее — другие тектонические единицы. Причем в разных главах первой из указанных книг [Тектоника континентов и океанов..., 1977] они интерпретируются по-разному, что, по-видимому, отражает существующие неясности. На тектонической схеме для Европы там пока-

зана (на рис. 2, с. 37) область эпигерцинской консолидации; на схеме для Азии (на рис. 6, с. 58) — краевая «миогеосинклинальная зона обрамления древнего кратона», включающая «преимущественно допозднерифейские континентальные фрагменты (микроконтиненты, срединные массивы)». Эту последнюю дефиницию (относящуюся, по В.Е. Хаину, к периферии практически всех кратонов земного шара) следует, по-видимому, воспринимать в контексте концепции и легенды Тектонической карты Северной Евразии, где в качестве критерия тектонического районирования принято время образования консолидированной коры континентального типа [Тектоническая карта..., 1980]. Но если это так, то, по этим представлениям, консолидированная кора ВЕП, хотя и переработанная, распространяется далеко южнее указанной выше линии.

Рисовка границы ВЕП, аналогичная той, которая принята в упомянутых выше работах [Леонов Г., 1985; Милановский, 1996], была еще раньше приведена в работе А.И. Летавина [1980]. Но в ней имелась в виду палеотектоническая ситуация только поздневарисской (позднегерцинской) эпохи. Для более ранних — доварисских — эпох рассматриваемая граница трассируется А.И. Летавиным южнее: по линии г. Нукус — г. Форт Шевченко — устье р. Кумы — район к югу от г. Элисты. Территория, заключенная между этими двумя линиями — северной и южной, и в том числе Северный Устюрт, должна, таким образом, трактоваться как область «раннепротерозойской геосинклинали» (и, очевидно, раннепротерозойской консолидации), испытавшей переработку в варисскую эпоху.

Расположенная южнее платформенная область (п. «3» приведенного выше перечня) относится к Скифской и Туранской молодым платформам или, обобщенно, к Скифско-Туранской платформе. Для нее предлагались и другие названия, например, Скифско-Бухарская область, по М.В. Муратову [1969]. Это название не привилось, но его преимущество в том, что оно является нейтральным в тектоническом смысле.

Рассматриваемая область включает также кряж Карпинского и продолжающие его на востоке структуры, которые и в целом, и на отдельных отрезках описываются в литературе под разными названиями; в данной работе (и на «Карте») они в совокупности описываются как Сарматско-Туаркырский рифтовый пояс.

К настоящему времени на площади, ограничивающей Скифско-Туранскую молодую платформу (Скифско-Бухарскую область) с севера, т.е. в пределах ВЕП к северу от Донбасса и в Прикаспийской впадине, включая ее южную часть, возраст консолидированной коры в общих чертах установлен. По большей части возраст фундамента, и в том числе консолидированной коры, ясен и для тектонических элементов Альпийского пояса и Урала. Хотя вопросы здесь остаются в отношении тех элементов, где основание альпийских складчатых комплексов залегает на больших глубинах, как, например, на территории Восточного Кавказа, Копетдага, впадины Южного Каспия.

В разделяющей их полосе Скифско-Бухарской области выполнены большие объемы исследований, в результате чего решены вопросы строения, палеогеографии и истории формирования мезозойской и кайнозойской частей чехла. В современной структуре б льшая — центральная — часть этой полосы занята внутриконтинентальным седиментационным бассейном (или системой бассейнов), конечный водоем стока которого представлен Каспийским морем. Этот бассейн унаследован от мезозойско-кайнозойского ареала прогибания северной окраины Тетиса и системы краевых предальпийских прогибов.

Что касается более древних — рифейских и палеозойских — комплексов, определения возраста фундамента и консолидированной коры, границы фундамента и чехла, а также возраста и состава нижних (в основном доюрских) горизонтов чехла, то во всех этих вопросах для многих районов и тектонических элементов указанной полосы во взглядах исследователей остается много спорного. При этом разногласия объясняются не только особенностями фактического материала, но также терминологической несогласованностью, в связи с чем, терминологии дальше будет уделено специальное внимание.

В литературе отражены разные взгляды как на последовательность и тектонические режимы этапов формирования, так и на строение доюрских горизонтов коры Скифско-Туранской платформы.

Согласно наиболее распространенным представлениям, в деталях, правда, также варьирующим, фундамент Скифско-Туранской эпипалеозойской, местами эпираннекиммерийской, платформы, включая Сарматско-Туаркырский рифтовый пояс, сформировался в течение не-

скольких тектонических этапов и состоит из комбинации разновозрастных блоков. Эта точка зрения отражена во многих сводных работах [Летавин, 1980; Хаин, 1977] и на многих тектонических картах [Тектоника Евразии, 1966; Международная тектоническая карта Европы, 1996]. При этом, в зависимости от принимаемой теоретической концепции, механизм формирования ансамбля блоков фундамента трактуется по-разному.

Близки к указанным взглядам позиции Е.Е. Милановского [1996] и Г.П. Леонова [1985]. Эти авторы, подчеркивая специфику тектонического режима на данной территории в конце докембрия и в палеозое, вводят для нее специальные термины, отражающие ее особый, не типично платформенный, но и не геосинклиальный, характер. Суть введенных этими авторами понятий близка. Е.Е. Милановский относит эту территорию к категории «метаплатформенных» областей (Донецко-Североустюртская метаплатформа) [Милановский, 1987], определяющим свойством которых является промежуточный характер платформой и подвижным поясом. Г.П. Леоновым она была названа «параплатформой» (Южно-Русская параплатформа). К этой категории тектонических образований отнесены «геосинклиально переработанные» участки платформы, окаймляющие собственно платформу или ядро платформы (в данном случае ВЕП). Характерная черта — сочетание (в фундаменте платформы) разновозрастных складчатых сооружений от байкальских и палеозойских до раннекембрийских, сформированных на месте грабенообразных прогибов («авлакогеосинклиальных» зон) и блоков с докембрийским фундаментом.

Согласно другим взглядам (например, [Тектоническая карта Северной Евразии, 1980]), Скифско-Туранская плита полностью или частично рассматривается как активизированный край ВЕП (палеопротерозойского континента), кора которой подверглась в рифейское-палеозойское время тектоно-магматической переработке, включая ее раскалывание на фрагменты.

Дорифейский комплекс пород фундамента Скифско-Туранской платформы (Скифско-Бухарской области) в пределах рассматриваемой карты на поверхность не выходит, кроме небольших выходов в хребте Кубадаг, и скважинами не вскрывается. Судить о нем можно лишь по данным сейсмических профилей, о чем будет сказано позже. Что касается масси-

вов байкальского возраста, то их наличие здесь более очевидно [Летавин, 1980; Карта..., 1987]. Это согласуется с представлениями о первично существовавшем и впоследствии переработанном (в допалеозойское время или, скорее, в кембрии-ордовике) байкальском фундаменте. Во всяком случае, очевидно, что это не фундамент ВЕП.

Отмеченные взгляды касаются общих представлений о тектоническом строении и районировании рассматриваемой территории. Не меньше разногласий имеется по интерпретации отдельных тектонических единиц. Один из ярких примеров — длительная дискуссия о возрасте фундамента и тектонической позиции Северного Устюрта, который одними авторами включался в состав эпипалеозойской платформы, другими — в состав ВЕП.

2.2. Схемы расчленения коры платформ. Терминология

Указанные выше расхождения во взглядах вызываются, как было отмечено выше, двумя причинами.

Первое, очевидное, это — недостаточная информация о глубоких горизонтах чехла и фундамента. Вызванные этим разногласия сглаживаются по мере поступления новых данных. К настоящему времени по результатам сейсмических и буровых работ получен значительный объем нового материала, еще не использованного в должной степени для решения рассматриваемых здесь проблем. В течение 1990–2008 гг. авторами были выполнены обобщение и сейсмостратиграфическая интерпретация имеющихся геолого-геофизических материалов по территории Прикаспия, кряжа Карпинского, Предкавказья, Устюрта, Мангышлака, акватории Каспийского моря. В ходе этих исследований стало возможным на новом уровне рассмотреть вопросы строения фундамента, включая комплексы, отнесенные к консолидированной коре, а также доюрской части разреза осадочного чехла.

На второе обстоятельство реже обращают внимание, но оно также служит препятствием к выработке единой позиции и при этом таким, которое не устраняется само собой по мере накопления данных. Это обстоятельство связано с неоднозначным пониманием терминов «фундамент», «консолидированная кора», «чехол» и

критериев определения границы фундамента и чехла.

Обычно не возникает вопросов с выделением и разграничением фундамента и чехла на платформах, точнее — на участках платформ, с отчетливо двухъярусным строением. Собственно в классическом понимании, которое можно найти в любом учебнике, где вводится понятие «платформа», двухъярусность служит определяющей характеристикой платформы. Наличие местами комплексов горных пород, занимающих промежуточное положение между очевидным фундаментом и очевидным чехлом (таких, например, как йотний, овручская серия и другие на ВЕП), осложняют эту схему, но ей не противоречат.

Термин «консолидированная кора» вошел в обиход сравнительно недавно, вначале в построениях, основанных на геофизических (сейсмических) данных, затем закрепился и в геологической литературе [Вертикальная аккреция..., 2002; Леонов М., 2001, 2008; Осадочные бассейны..., 2004]. Понимание этого термина у геологов и геофизиков не вполне совпадает. В геологической литературе «консолидированная кора» — это, в основном, синоним термина «кристаллический фундамент». Однако не всегда и не полностью. Например, в работах М.Г. Леонова, широко использующего этот термин, он употребляется и в более расширенном понимании — для обозначения всего разреза коры от раздела М до кровли фундамента. Впрочем, вопрос о нижней границе консолидированной коры и кристаллического фундамента в рамках данной работы большого значения не имеет. В геофизической литературе термин «консолидированная кора» понимается, с одной стороны, определеннее, т.е. более формализовано, но, с другой — одновременно (хотя и не всеми исследователями) и шире, и без обязательной привязки только к континентальной коре — как слой с определенными скоростями сейсмических волн.

Со временем стало очевидным, что двухъярусная схема требует корректировки.

Эта проблема возникла, а, правильнее сказать, — была ясно обозначена, когда были обнаружены, вначале в Западной Сибири [Туаев, 1956; Туезов, 1959], а затем на Скифско-Туранской платформе [Летавин, Крылов, 1959], сложные соотношения фундамента и чехла, обусловленные наличием промежуточных образований, выделенных под названием «переходного» комплекса чехла. Позже переходным

комплексам была посвящена большая литература. Было показано, что они имеются на большинстве платформ, причем не только молодых, но и древних [Крылов, 1971, 1974; Кунин и др., 1974; Шаблинская и др., 1990]. Так, на ВЕП такую позицию занимают приуроченные к авлакогенам (рифтам) вулканогенно-осадочные и осадочные толщи рифея — нижнего венда. На обзорных тектонических картах переходные комплексы как самостоятельный элемент чехла, впервые появились в работе [Структура..., 1974].

Но выяснилось также и то, что, кроме этих образований, хотя и отличающихся рядом специфических черт, но явно тяготеющих к осадочному чехлу, на многих платформах имеется еще одна группа комплексов. К ним относятся деформированные и местами даже прорванные интрузиями, в том числе гранитами, породы, составляющие структурно обособленный второй (верхний) этаж фундамента. От нижнего этажа — консолидированной коры (кристаллического фундамента) они отличаются в целом меньшей степенью деформации и регионального метаморфизма. Иначе говоря, это складчатые, в отличие от типичного чехла, но не превратившиеся в кристаллический фундамент комплексы. В таких случаях обойтись простой альтернативой «фундамент-чехол», без дополнительных пояснений невозможно.

С историко-геологической точки зрения описанная ситуация не представляет загадки. Она возникает, когда в активный тектогенез (в прежних терминах — геосинклинальный или ортогеосинклинальный) вовлекаются части древних континентов с уже существующим, ранее сформированным кристаллическим фундаментом. Обычно это происходит в области активных континентальных окраин, континентального шельфа и континентального склона и пр. В итоге этих процессов происходит переработка консолидированной коры и формируются новые, более молодые комплексы деформированных, в той или иной степени метаморфизованных пород. После чего все комплексы в совокупности окончательно перекрываются молодыми платформенными чехлами. Этот тип развития характерен для краевых частей многих древних платформ (кратонов), в окаймлении которых в результате образуются участки или даже пояса молодых платформ (Тимано-Печорская, Западно-Сибирская и рассматриваемая здесь Скифско-Туранская платформы). Именно в этом состоит

специфика данной категории структур, выделенных под названием параплатформ (Г.П. Леоновым) или метаплатформ (Е.Е. Милановским). Эти термины, синонимы по смыслу, имеют равные права на существование, но предпочтение, возможно, следует отдать «параплатформе», как термину, введенному раньше.

Такова в обобщенном виде реальная картина, и она должна иметь адекватное отражение в терминологии.

Существуют два подхода к расчленению коры платформ, в каждом из которых понятие «фундамент» трактуется по-своему и соответственно по-своему решается вопрос о границе фундамента и чехла. Их иногда называют «геологическим» и «геофизическим» подходами, но к этим определениям следует относиться как к условным. Дело заключается в том, что по геофизическим данным, в первую очередь по сейсмике, было показано, что для определенного класса платформ характерно не двухъярусное строение (как было привычно считать, опираясь только на геологические данные — по наблюдениям на поверхности и по точечным и не достаточно глубинным для этой задачи данным бурения), а по крайней мере трехъярусное. На сейсмических разрезах эти три яруса (консолидированный слой, складчатый комплекс, осадочный чехол часто с переходным доплитным комплексом в основании) идентифицируются в общем случае отчетливо благодаря особенностям волновой картины и разделяющим их отражающим горизонтам. Это, кстати, — единственный способ судить о породах фундамента на закрытых площадях с мощными осадочными чехлами. В итоге, возникает вопрос: куда, оставаясь в рамках двухъярусной схемы, к фундаменту или к чехлу, следует относить складчатый комплекс?

Сложилась разные предпочтения. По геофизическим данным, наиболее уверенно и, что важно, повсеместно выделяется кровля консолидированной коры. Она маркируется отчетливыми, «сильными» преломляющими и иногда отражающими горизонтами и резким скачком скорости.

В геологической системе представлений определяющим признаком платформы служит наличие платформенного чехла, фиксирующего установление относительно пассивного платформенного режима. Все, что ниже, это — доплатформенные образования и, следовательно, фундамент.

В соответствии с указанными мотивами представляются терминологические акценты: за гра-

ницу «фундамент–чехол» в рамках «геофизического» подхода принимается кровля консолидированной коры; в рамках «геологического» подхода — подошва «настоящего» платформенного (осадочного) чехла, т.е. граница чехла с любыми подстилающими комплексами. Эти варианты показаны в табл. 1.

Между отмеченными подходами нет противоречия, и было бы непродуктивно дискутировать на тему, какой из них лучше. Это — всего лишь акценты на разные реально существующие свойства коры платформ. И система терминов выбирается в зависимости от того, каким особенностям отдается предпочтение. Что касается консолидированной коры, как опорного, с геофизических позиций, слоя, то его выделение включает в себе также и вполне очевидную геолого-историческую компоненту. Это — кристаллическое основание, древняя кора континентов, местами сохранившаяся в неизменном виде, местами (в пределах параплатформ или, если использовать палеотектонические термины, на активных окраинах континентов) вовлеченная в более поздние тектонические процессы и переработанная ими. Использование термина в этом смысле оправданно, если надо подчеркнуть отличие консолидированной коры (кристаллического фундамента) от всего, что образовалось на этой коре впоследствии.

Система терминов «геофизического варианта», конечно, противоречит разграничению фундамента и чехла платформ, традиционно принятому в отечественной геологической практике, согласно которому граница проводится по кровле «складчатого комплекса», включаемого в состав фундамента. К тому же, в отличие от западноевропейской традиции, понятия фундамент и чехол применялись и применяются у нас только для платформ. Деформированные породы относят к чехлу только в особых случаях, когда они развиты во внутриплатформенных складчатых зонах, большей частью инверсированных авлакогенах типа Донбасса, Свентокшиских гор, системы Уачита и пр. Дислоцированные комплексы складчатых поясов, по определению, в общем случае независимо от степени их дислоцированности, к чехлу относить не принято.

Этим наша практика отличается от традиции западноевропейской, в основном французской и швейцарской школы [Гогель, 1969], сформировавшейся главным образом на примере Альп, где понятия «фундамент» и «чехол» распространяли

Таблица 1. Геологический (слева) и геофизический (сейсмостратиграфический) (справа) варианты деления коры древних и молодых платформ (параплатформ) (серым цветом выделены границы главных комплексов коры)

Платформенный чехол	Ортоплатформенный чехол (платформенный чехол s. str)		Осадочный чехол	Плитный комплекс
	Доплитный комплекс чехла (переходный комплекс)			Доплитный комплекс
Фундамент (консолидированная кора)	Кристаллический фундамент (кристаллиникум)	Складчатый комплекс (складчатый фундамент)	Консолидированная кора	Верхний низкоскоростной слой
		Кристаллический фундамент (кристаллиникум)		Нижний высокоскоростной слой
для древних платформ		для молодых платформ		

на складчатые пояса: в Альпах, например, «чехлом» называют дислоцированные альпийские комплексы, противопоставляя их кристаллическим породам «фундамента» (например, осадочный чехол кристаллических массивов Альп). Но в то же время для палеозойского основания эпипалеозойской платформы Западной Европы в европейской литературе сохраняется название «фундамент».

Заметим, кроме того, что если за основной критерий взять физические свойства (плотность, скорость сейсмических волн), то слой, называемый консолидированной корой, представляет собой образование глобального масштаба. Он присутствует в областях с любым типом земной коры (океаническим, переходным, континентальным). При таком понимании в областях с

океанической корой консолидированной коре соответствует так называемый «акустический фундамент», выше которого находится осадочный слой. Правда, не стоит забывать, что сходство этих слоев в континентальной и океанической коре по физическим параметрам не означает, что слои идентичны в историко-геологическом отношении. Как было подчеркнуто в работе [Леонов М., 2001], генетически, т.е. с точки зрения процессов, механизмов и истории формирования, это — образования разной природы.

Таким образом, можно было бы воспользоваться любым из двух обсуждаемых вариантов. Вопрос лишь в договоренности: необходимо условиться, на каком из них остановить выбор. Единственно, что нежелательно, так это

неопределенность или смешение вариантов, которое может служить источником недоразумений.

Однако существует еще третье — несколько нестандартное и, как представляется, более привлекательное решение, которое в полной мере соответствует реальным соотношениям и с помощью которого достигается, вместе с тем, компромисс между обоими подходами.

Дело заключается в следующем. По отношению к платформам довлеет укоренившаяся привычка к двухъярусному делению коры платформ: «фундамент–чехол». Это — как бы символ платформы. Но, придерживаясь в обязательном порядке этой двухчленной схемы, мы поступаем буквально в соответствии со словами Ю.М. Лотмана (крупного русского ученого-литературоведа): «Когда мы испытываем сомнения, следует ли отнести русалку к женщинам или к рыбам..., мы заранее исходим из этих классификационных делений, как данных». Понятно, что если третьего не дано, то спорить можно до бесконечности. И возникает вопрос: не логичнее ли для тектонических элементов типа молодых платформ (параплатформ), в согласии одновременно и с геофизическим, и с историко-геологическим подходами, принять схему трехъярусного строения: «консолидированная кора — складчатый комплекс (в данном случае неважно фундамента или чехла) — платформенный чехол». При таком делении все перечисленные комплексы, во-первых, имеют определенные геологические и геофизические характеристики, во-вторых, в нем отражается реальная специфика молодых платформ (параплатформ) и их отличие от платформ древних, в-третьих, не возникает конфликта между «геологическим» и «геофи-

зическим подходами». В деталях складчатый комплекс, да и другие ярусы (консолидированная кора и даже осадочный чехол), могут, в свою очередь, подразделяться на структурные этажи (или подъярусы), соответствующие этапам историко-геологического развития. Им обычно соответствуют хорошо идентифицируемые сейсмостратиграфические комплексы разного порядка.

В соответствии со сказанным, на «Карте» принята система терминов по третьему варианту, в котором кора древних платформ (кратонов) имеет двухчленное строение (консолидированная кора (кристаллический фундамент) — платформенный чехол), а кора молодых платформ — трехчленное строение (консолидированная кора — складчатый комплекс — платформенный чехол) (табл. 2).

В типичных случаях все перечисленные комплексы имеют определенные геологические и геофизические характеристики. Основными критериями при их выделении служат: а) характер распространения, б) степень деформации и метаморфизма и в) в определенной мере коррелирующаяся с ней сейсмическая характеристика. Подчеркнем некоторые важные моменты, относящиеся к критериям выделения и характеристике перечисленных комплексов.

В континентальной коре понятие «консолидированная кора» обычно тождественно понятию «кристаллический фундамент». Это — комплексы интенсивно (альпинотипно) деформированных, глубокометаморфизованных, прорванных интрузиями пород древних платформ и основания молодых платформ (параплатформ и пр.). Для них характерно отсутствие протяженных, регионально прослеживаемых сейсмических горизонтов. Согласно Г.Штилле (цит. по:

Таблица 2. Вариант деления коры платформ: двухчленного для древних платформ (кратонов) (слева) и трехчленного для молодых платформ (справа) (серым цветом выделены границы главных комплексов коры)

Древние платформы (двухчленное строение)	Молодые платформы (трехчленное строение)
<p>II. Платформенный (осадочный) чехол IIб. Плитный чехол (платформенный чехол s. str.) IIа. Доплитный чехол (доплитный комплекс чехла)</p>	<p>III. Платформенный (осадочный) чехол IIIб. Плитный чехол (платформенный чехол s. str.) IIIа. Доплитный чехол (доплитный комплекс чехла, переходный комплекс)</p>
<p>I. Консолидированная кора (кристаллический фундамент)</p>	<p>II. Складчатый комплекс I. Консолидированная кора</p>

[Леонов М., 2001]), консолидированная кора — это слой, утративший способность к альпийно-типным дислокациям. Кровля консолидированной коры — преломляющий и отражающий горизонт с граничной скоростью сейсмических волн свыше 5,6 км/с представляет собой наиболее четкую сейсмическую границу в разрезе верхней части земной коры.

Для данной работы не имеет значения и не обсуждается вопрос о том, в каком интервале глубин выделяется консолидированная кора. Следует ли к ней относить весь разрез коры от границы М до подошвы осадочного чехла, как предлагается в работе [Леонов М., 2001], или ограничиться только верхней частью этого интервала, той его частью, которая описывается как «верхняя» или «верхняя–средняя» кора, и не включать в консолидированную кору толщу «нижней коры»? Вероятно, второй вариант предпочтительнее, поскольку все, что известно о нижней коре, свидетельствует о ее особых свойствах.

Следует также подчеркнуть, что при геологической интерпретации границы консолидированной коры с вышележащими образованиями необходимо принимать во внимание и такое обстоятельство, как возможность изменения с течением времени первичных физических свойств горных пород. Нередким, по-видимому, является случай, когда под влиянием процессов ремобилизации (в том числе за счет глубокого погружения) породы промежуточных комплексов, или даже осадочного чехла, меняют свои петрофизические характеристики и приобретают свойства консолидированного слоя, оставаясь чехлом в историко-геологическом смысле [Леонов М., 2001; Вертикальная аккреция..., 2002]. Правда, когда о консолидированной коре приходится судить на основании только геофизических данных, подобные детали расшифровки обычно не поддаются.

В составе «складчатого комплекса» объединены две главные группы образований, различающиеся по современным условиям залегания, но образовавшиеся в областях с ранее сформированной континентальной, «консолидированной» корой, повторно вовлеченной в активный (альпийно-типный) тектогенез (активные окраины и пр.).

Одна группа — это смятые в складки, деформированные (но не до стадии кристаллического фундамента) толщи, неметаморфизованные или слабо метаморфизованные, в которых обычно прослеживаются выдержанные

отражающие горизонты. Они характерны для молодых платформ. При наличии полного разреза они слагают верхний комплекс фундамента и залегают между континентальной корой (кристаллическим фундаментом) и осадочным чехлом.

Вторую группу составляют комплексы складчатых поясов, обладающих близкими признаками, с той лишь разницей, что они не перекрыты осадочным чехлом. О них будет сказано дальше.

Наконец, следует оговориться, что образования типа складчатых комплексов не характерны, но и не запрещены для древних платформ; их выявление будет свидетельствовать лишь о более сложной истории формирования коры платформы на таких участках.

Диапазон степени деформированности складчатых комплексов широкий, что в ряде случаев (и в особенности, когда детали их строения можно наблюдать на поверхности) приводит к размытости границ и требует анализа тектонических условий их формирования и положения в общей схеме тектонического развития исследуемой тектонической единицы.

Платформенный (осадочный) чехол состоит из двух подразделений более низкого порядка: «доплитного» и «плитного» комплексов.

К «доплитному структурно-тектоническому комплексу» принадлежат слабдеформированные толщи в низах платформенного чехла, образовавшиеся до накопления сплошного — «плитного» чехла и чаще имеющие более или менее локальное распространение; к ним, в частности, относится весь спектр образований так называемого «переходного комплекса». Для образований этого типа применяются и другие названия, как, например, «квазиплатформенный» или «протоплатформенный» чехол. На Скифско-Туранской платформе доплитный комплекс представлен породами верхней перми, триаса и низов юры.

В отношении доплитных чехлов добавим, что для многих (большинства?, всех?) молодых платформ (параплатформ) не следует по особенностям наблюдаемого развития пород доплитного комплекса, локализованного в основном в грабенах, автоматически судить о режиме эпохи их накопления. Во многих случаях удается показать, что они первоначально были развиты в виде более широкого, дифференцированного по мощности плаща отложений. Наблюдаемое в настоящее время залегание их в грабенах является результатом последующего, гораздо более

краткого по времени этапа дифференцированной тектоники, сопровождавшейся эрозией отложений за пределами грабенов, что и привело к формированию, образно говоря, «вырезанных структур» или «отрицательных останцов». Эта схема применима к триасовым отложениям Скифской и, вероятно, Западно-Сибирской платформ, рифейским отложениям Русской плиты и т.д.

«Плитный структурно-тектонический комплекс» — это толщи «обычного» платформенного чехла древних и молодых платформ, как правило, недислоцированные (кроме чехлов во внутриплитных, или внутрикратонных, складчатых зонах). Для них характерны многочисленные регионально прослеживаемые отражающие горизонты.

Возвращаясь к понятиям (и терминам) «параплатформа» и «метаплатформа» (первый термин, как уже говорилось, предпочтительнее по соображениям приоритета), следует отметить следующее. Их не востребованность в геологической литературе объясняется, по-видимому, тем, что эти элементы определялись авторами лишь в общей форме: как образования, промежуточные между платформой и подвижными поясами; как «геосинклинально перерабо-

танные» участки платформы, окаймляющие собственно платформу или ядро платформы, но при этом не указывались (тогда для этого не хватало данных) диагностические признаки этих структур. На современном уровне изученности эти формулировки могут быть дополнены определенными характеристиками строения коры (верхних горизонтов коры), что придает данным терминам конкретность и позволяет легко ими пользоваться. Определяющими признаками при этом являются многоярусное строение платформы и наличие хорошо выраженного складчатого комплекса. Эти признаки и определяет в первую очередь специфику параплатформы.

Многоярусное строение коры — характерная черта Скифско-Туранской платформы. В обобщенном виде, не учитывающем частные вариации строения, выделяются: а) консолидированная кора; б) складчатый комплекс, отличающийся сложным и изменчивым по латерали строением, и выше — комплексы осадочного чехла; в) доплитный чехол («переходный» комплекс); г) плитный комплекс чехла (чехол в узком смысле). Перечисленные комплексы разделены главными сейсмическими горизонтами, один из которых соответствует кровле

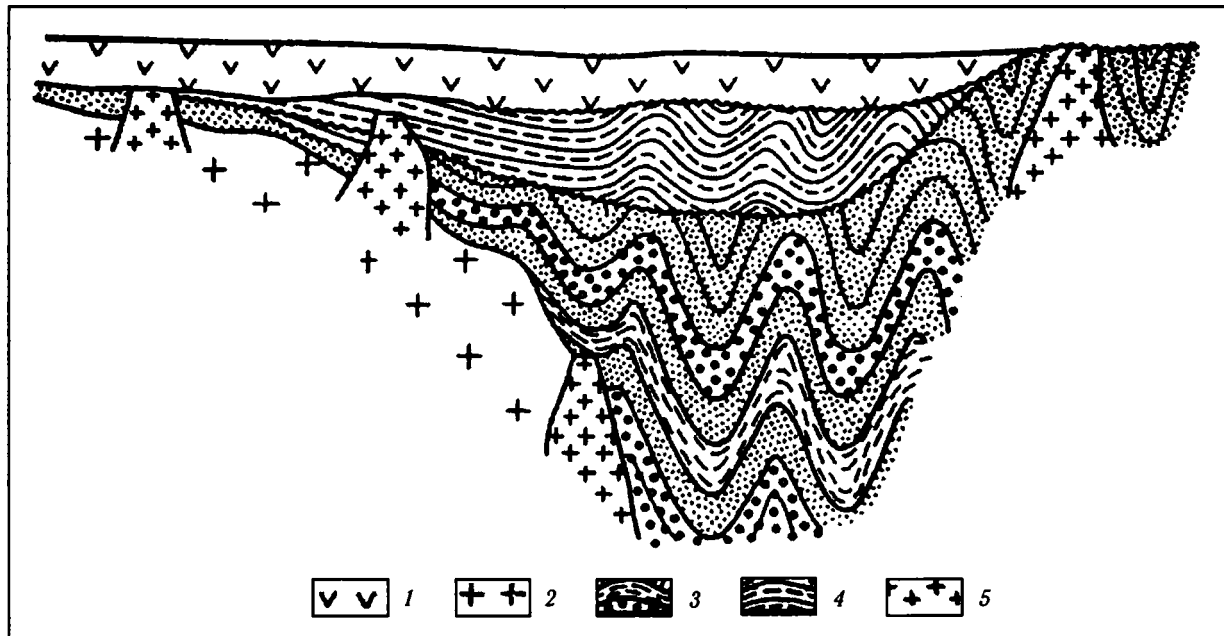


Рис. 3. Схема комплексов коры Скифско-Туранской платформы, по А.И. Летавину [1980]

1 — платформенный чехол; 2 — кристаллический метаморфический фундамент; 3 — деформированные геосинклинальные отложения; 4 — орогенные и переходные отложения; 5 — орогенные гранитные интрузии. Пояснение условных обозначений дано в терминах А.И. Летавина

консолидированной коры (обычно обозначаемый символом «Ф» или «F»), другой — кровле складчатого комплекса фундамента (горизонта «Б»).

Эта схема, хотя и в других терминах, была предложена для Скифско-Туранской платформы А.И. Летавиным [1980]. Она выглядит (рис. 3) следующим образом: «кристаллический, метаморфический фундамент» (консолидированная кора), «деформированные геосинклинальные отложения» (складчатый комплекс), «орогенные и переходные отложения» (доплитный чехол), «платформенные отложения» (плитный комплекс чехла). По А.И. Летавину, формирование наблюдаемой ныне структуры происходило на байкальской континентальной (консолидированной) коре за счет ее «растрескивания» и формирования палеозойского геосинклинального пояса. Поэтому он допускает, что фундамент (консолидированная кора байкальского возраста) сохранился на платформе не повсеместно. Этого нельзя, вероятно, исключить. Но такие «окна», лишенные байкальского фундамента, на сейсмических профилях пока не выявлены.

Рассмотренное строение коры является типичным и встречается, с второстепенными вариациями, на других, сходных по истории платформах, которые также могут быть отнесены к категории параплатформ. Примерами служат Мезенский осадочный бассейн (синеклиза) Тимано-Печорской провинции [Геодинамика..., 2006] и Западно-Сибирская платформа [Казаков и др., 2000; Конторович и др., 2008; Сурков, Смирнов, 2008]. В них имеются все комплексы от консолидированной коры до плитного платформенного чехла, позволяющие рассматривать их в качестве параплатформы (Г.П. Леонов) или метаплатформы (Е.Е. Милановский).

Коснемся еще одного вопроса. При разработке легенды «Карты» преследовалась задача использовать, насколько это возможно, принятую для платформ систему понятий и терминов применительно к складчатым поясам. Причем этот вопрос выглядит по-разному, с одной стороны, для складчатых поясов, завершивших развитие и утративших подвижность (здесь не имеется в виду подвижность, связанная с явлениями типа новейшей активизации), и, с другой стороны, для складчатых поясов, находящихся ныне в активной фазе формирования. На «Карте» примером первых служит Урал, примером вторых — Кавказ и прочие элементы Альпийского пояса.

В существующих классификациях тектонических структур отношение к складчатым поясам противоречиво. Выходящие на поверхность докембрийские образования (фундамент) древних платформ рассматриваются как элементы платформ — щиты. Но фанерозойские складчатые пояса в состав платформ, как правило, не включаются. Редкие исключения встречаются, как, например, Казахстанский щит. Однако для большинства авторов и это — скорее вольное словосочетание (типа географического обозначения), а не классификационная категория. Между тем, комплексы складчатых поясов представляют собой не что иное, как фундамент на поверхности, и по отношению к ним вполне применимы те же подходы, что и к платформам. Их основное отличие от областей распространения плитных чехлов, т.е. от платформ *s. str.*, состоит в тенденции к воздыманию. Но это относится и к щитам древних платформ. С точки же зрения внутреннего строения и расчленения комплексов горных пород принципиальных различий между ними не усматривается. Поэтому в данном отношении к складчатым поясам целесообразно, и в основном удается, подходить с теми же мерками, что и к платформенному фундаменту. Тем более что граница между ними, по большей части, определяется эрозионными контурами. Здесь уместно вспомнить М.М. Тетяева, который в схемах тектонического районирования территории СССР в качестве критерия разделения платформ и подвижных (геосинклинальных) поясов использовал именно тектонический режим — отсутствие или минимальную тектоническую активность, вне зависимости от наличия или отсутствия чехла [Тетяев, 1938].

С большей осторожностью и известной долей условности такие параллели могут быть применены для активных в настоящее время поясов типа Альпийского пояса. Их кора находится в стадии становления; правда, в разной степени в разных элементах, в чем можно убедиться, например, на материале Кавказа и смежных с ним тектонических единиц. Формирование таких поясов (деформация, метаморфические преобразования пород) не может считаться завершенным. Они не эродированы и не перекрыты осадочными чехлами, как это происходит с комплексами фундамента перед началом формирования платформенного чехла. Другими словами, они не приобрели (пока?) свойств платформенного фундамента.

Тем не менее, аналогии до определенной степени возможны. Если обратиться к территории,

рассматриваемой в данной работе, то альпийские, практически неметаморфизованные, но интенсивно дислоцированные толщи Большого Кавказа, начиная с нижнеюрских, описываются в принятой на «Карте» системе терминов как «складчатый комплекс» (по западноевропейской, альпийской терминологии это был бы «чехол»), тогда как подстилающие его метаморфические палеозойские комплексы доальпийского основания обладают признаками консолидированной коры.

Дополнительно отметим, что трудности с идентификацией в «платформенных» терминах комплексов складчатых сооружений типа Урала или Большого Кавказа усугубляются, как ни странно, избытком информации. Действует принцип «за деревьями не видно леса». Погрешенные объекты воспринимаются в обобщенном виде, тогда как на поверхности их строение наблюдается во всей сложности, и это иногда мешает сформировать осредненное представление.

3. Строение консолидированной коры Каспийского региона

Этот раздел раскрывает основное содержание «Карты». Здесь рассмотрены особенности строения и состава консолидированной коры выделенных сегментов, по большей части разделенных разломами и различающихся строением, возрастом и особенностями развития. Строение чехлов затронуто лишь при обсуждении вопросов возраста консолидированной коры соответствующего сегмента, а также времени ее тектонической переработки.

Консолидированная кора Каспийского региона состоит из разновозрастных сегментов и блоков (рис. 4; см. «Карту» и рис. 2) Наиболее древними, архей-протерозойскими, являются сегменты Восточно-Европейской древней платформы или кратона (ВЕП), называемого также в последние годы континентом Балтика, возникшего около 1800 млн лет назад: Сарматский, Волго-Уральский; сюда относится также Центрально-Прикаспийский сегмент, отличающийся, однако, тем, что консолидированная кора (аналогичная коре ВЕП) подвергалась здесь переработке в позднем рифее в кадомскую (байкальскую) эпоху. К этой же группе, очевидно, принадлежит Азовский блок, представленный на территории «Карты» своей восточной частью — Ростовским выступом.

Консолидированная кора центральной части региона сформирована в позднедокембрийское (кадомское, байкальское) время. Такой тип коры имеет Скифско-Туранская плита и юго-восточная часть Прикаспийской впадины (Восточно-Прикаспийский сегмент). Кора Скифско-Туранской плиты существенно преобразована в палеозое за счет ее развития в режиме активной окраины океана Палеотетис, а также рифтогенными процессами.

На юге расположен Кавказско-Копедагский альпийский складчатый пояс с разновозрастными блоками консолидированной коры, переработанными в альпийское время, на востоке — Уральский складчатый пояс, консолидированная кора которого сформирована в позднем палеозое при закрытии Уральского палеоокеана.

3.1. Области с дорифейской консолидированной корой

3.1.1. Сарматский сегмент

Сарматский сегмент представлен на рассматриваемой территории лишь своей восточной частью — *Воронежским блоком* (Воронежская антеклиз). Он традиционно обособляется как восточная краевая часть Сарматского сегмента — архейского протоконтинента, который вместе со Скандинавским и Волго-Уральским сегментами сформировали фундамент ВЕП (протоконтинент Балтика) на рубеже 1,9–1,8 млрд лет. В пределах этой области консолидированная кора характеризуется скоростями 6,1–6,3 км/с.

Основная часть Воронежского блока — Воронцовская зона — сложена метатерригенной воронцовской серией нижнепротерозойского возраста. Породы серии метаморфизованы в зеленосланцевой и, вблизи интрузий, амфиболитовой фациях [Shchipansky, Bogdanova, 1996]. Основание воронцовской серии выступает в районе Хоперской площади. Здесь ею перекрыт среднеархейский(?) гранулитовый массив с купольной структурой.

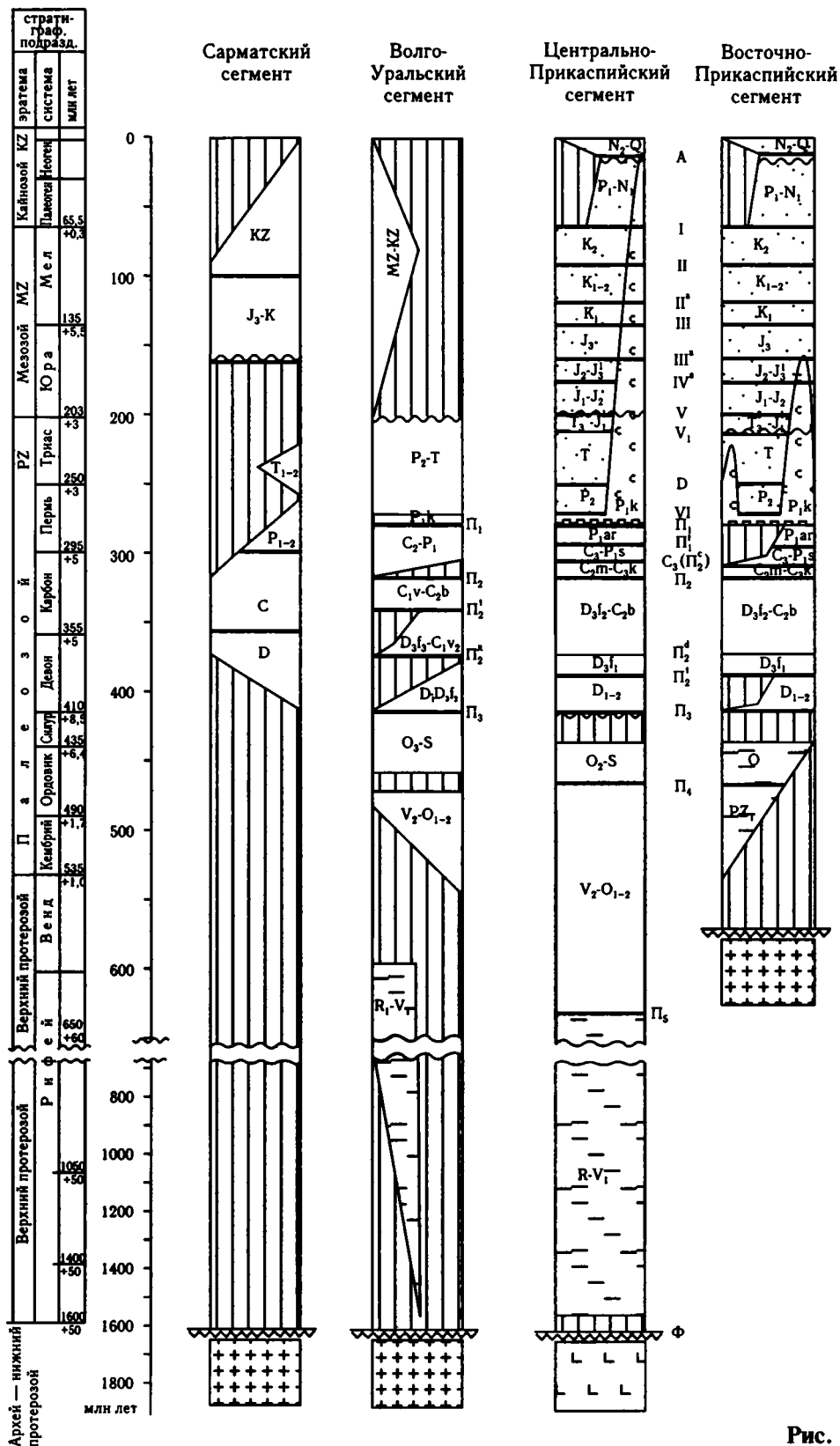


Рис. 4. Начало

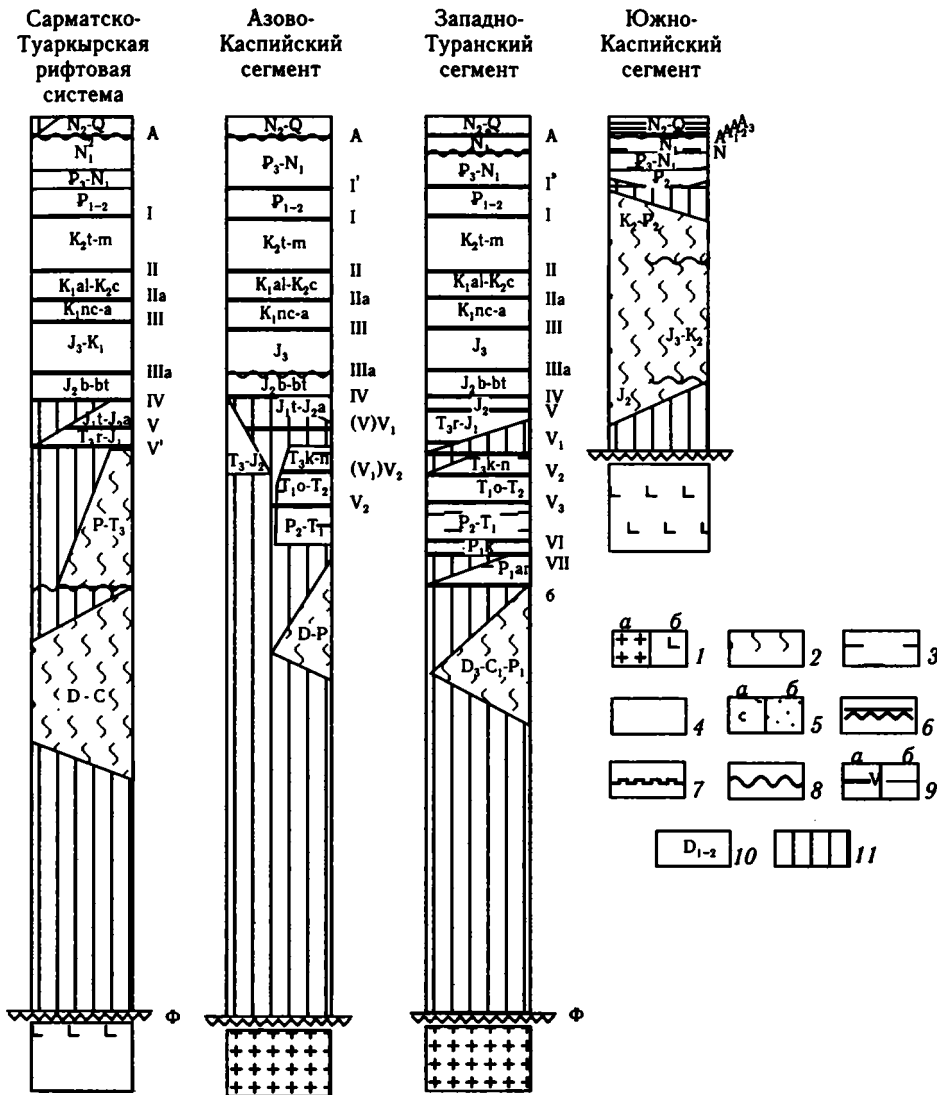


Рис. 4. Модели строения верхних частей земной коры Каспийского региона

1 — консолидированная кора нормальной мощности (а) и утоненная с $V_r = 6,7-7,0$ км/с (б); 2 — складчатый комплекс; 3, 4 — комплексы осадочного чехла: 3 — доплитные, 4 — плитные; 5 — сейсмокомплексы солянокупольных провинций: солевой (а) и надсолевой (б); 6 — кровля консолидированной коры; 7 — подошва солевого сейсмокомплекса; 8 — границы структурных этажей; 9 — границы квазисинхронных сейсмокомплексов (КССК) (а), опорные сейсмические горизонты и их индексы (б); 10 — стратиграфический возраст КССК; 11 — интервалы отсутствия отложений

Воронцовская серия прорывается телами раннепротерозойской дунит-перидотит-габброноритовой формации с возрастом 2,10–2,06 млрд лет. Кроме того, в пределах Воронцовской зоны известны интрузии двуслюдяных лейкократовых и аплитовидных гранитов S-типа бобровского комплекса (2,02 млрд лет), с которыми связано образование многочисленных куполов, вскры-

тых бурением в Саратовском Поволжье на Терсинской и Жирновской площадях.

В региональном магнитном поле Воронцовская зона отражается обширными размытыми отрицательными аномалиями с уровнем 150–50 нТл, позволяющими уверенно картировать площадь ее развития [Буш, Казьмин, 2008].

3.1.2. Волго-Уральский сегмент

На «Карте» Волго-Уральский сегмент представлен своей юго-западной частью. Консолидированная кора характеризуется здесь скоростями 6,1–6,3 км/с. Она сложена глубоко метаморфизованными породами архейского и протерозойского возраста. Соотношения их не всегда ясны и, кроме того, в последние годы происходит частичный пересмотр возрастов [Бибикова и др., 2009], в результате которого часть архейских толщ отнесена к нижнему протерозою.

Архейская часть разреза сложена породами (в основном разнообразными гнейсами) гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма с возрастом 3,1–2,8 млрд лет. Эти породы вскрыты скважинами в районе Самарской излучины Волги на Жигулевском поднятии [Геологическая карта..., листы N-38 и N-39, 1988], а также в районе северо-восточного борта Пачелмского авлакогена. Большая их часть относится к большечеремшанской серии, которая сопоставлялась с близкими по составу архейскими образованиями других районов Русской плиты.

Нижнепротерозойские породы представлены «южновожским супракрустальным комплексом», выделенным (в том числе и из состава большечеремшанской серии) на основании полученных в последнее время новых изотопных данных [Бибикова и др., 2009]. Комплекс сложен высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами, с которыми ассоциируются анатектические граниты Рахмановского комплекса; они считаются продуктом ультраметаморфических преобразований пород южновожского комплекса. Модельный возраст южновожского комплекса составляет 2,4–2,1 млрд лет.

Помимо упомянутых образований, в зоне сочленения Волго-Уральского и Сарматского сегментов распространены породы кальциевого ряда Терсинского пояса, пространственно ассоциирующие с южновожским комплексом. Цирконы из микроклиновых гранитов из Терсинской скважины T-19-2 показали изотопный (Pb/Pb) возраст 2043 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 2009].

Названными породами сформированы купола преимущественно широтного простиранья. Западный край *Жигулевского блока* разбит на отдельные клавиши левосторонними сдвигами северо-западного простиранья. При этом к зонам приразломных ступеней пространственно приурочены процессы раннепротерозойского диафтореза с образованием гнейсов, мигматито-

гнейсов и гранитов бакалинского комплекса (2,0–1,9 млрд лет). Внутреннее строение блоков с раннепротерозойским диафторезом характеризуется северо-западным простираньем архейских и раннепротерозойских комплексов, согласующимся с ориентировкой сдвигов, ограничивающих блоки.

Волго-Уральский и Сарматский сегменты предположительно разделены раннепротерозойским складчатым поясом, ныне погребенным под рифейскими осадочными толщами Пачелмского рифта [Буш, Казьмин, 2008]. Выделение этого пояса базируется на интерпретации гравимагнитных полей и на наличии гранитоидов, прорывающих его северо-западнее (за рамками «Карты»).

3.1.3. Центрально-Прикаспийский сегмент

Сегмент располагается в центральной части Прикаспийской впадины, где глубины залегания консолидированной коры достигают 18–22 км. По осадочному рифей-кайнозойскому чехлу сегменту примерно отвечает Центрально-Прикаспийская депрессия. Расшифровка строения депрессии имеет принципиально важное значение для выяснения истории формирования консолидированной коры Каспийского региона, определения стратиграфического объема плитной и доплитной частей осадочного чехла и на этой основе обоснования нефтегазоносности глубоких горизонтов. Представления о строении и эволюции Центрально-Прикаспийского сегмента и Прикаспийской впадины в целом детально рассмотрены в монографии [Осадочные бассейны..., 2004]. Это позволяет ограничиться здесь кратким изложением.

Центрально-Прикаспийский сегмент отделен от Воронежского и Волго-Уральского сегментов системой долгоживущих разломов. Тектонические движения по этой системе разломов происходили непрерывно в течение всего рифея и палеозоя. В результате сформировалась полоса в виде системы ступенчатых сбросов общей амплитудой 12–15 км, выделяемая как *Волгоградско-Илекский блок*, а Центрально-Прикаспийский сегмент оказался погруженным на глубину 22 км (рис. 5, 6).

На востоке Центрально-Прикаспийский сегмент ограничен системой разломов Уральского складчатого пояса.



Рис. 5. Сейсмогеологический разрез Прикаспийской впадины

Условные обозначения к рис. 5 и 7

1, 2 — консолидированная кора: 1 — нормальной мощности архей-раннепротерозойского (а) и поздневендского (кадомского, байкальского) (б) возраста, 2 — утоненная (в Центрально-Прикаспийской депрессии); 3—11 — комплексы пород: 3 — терригенно-вулканогенные, 4 — карбонатные, 5 — терригенные, 6 — кремнисто-глинистые глубоководной котловины и глинисто-карбонатные внутрисклоновых бассейнов (конденсированные пласты), 7 — соленосные, 8 — терригенные подводных конусов выноса, 9 — терригенные, преимущественно песчаные, 10 — основного состава, 11 — ультраосновного состава; 12 — сбросы; 13 — надвиги; 14 — границы литолого-стратиграфических комплексов и опорные сейсмические (отражающие) горизонты и их индексы; 15 — опорный преломляющий горизонт внутри осадочного чехла; 16 — кровля консолидированной коры.

Буквами обозначены: разломы: ЮЭ — Южно-Эмбинский, ТКР — Трансприкаспийский; скважины: В — Ветелкинская, Ш — Шучкинская

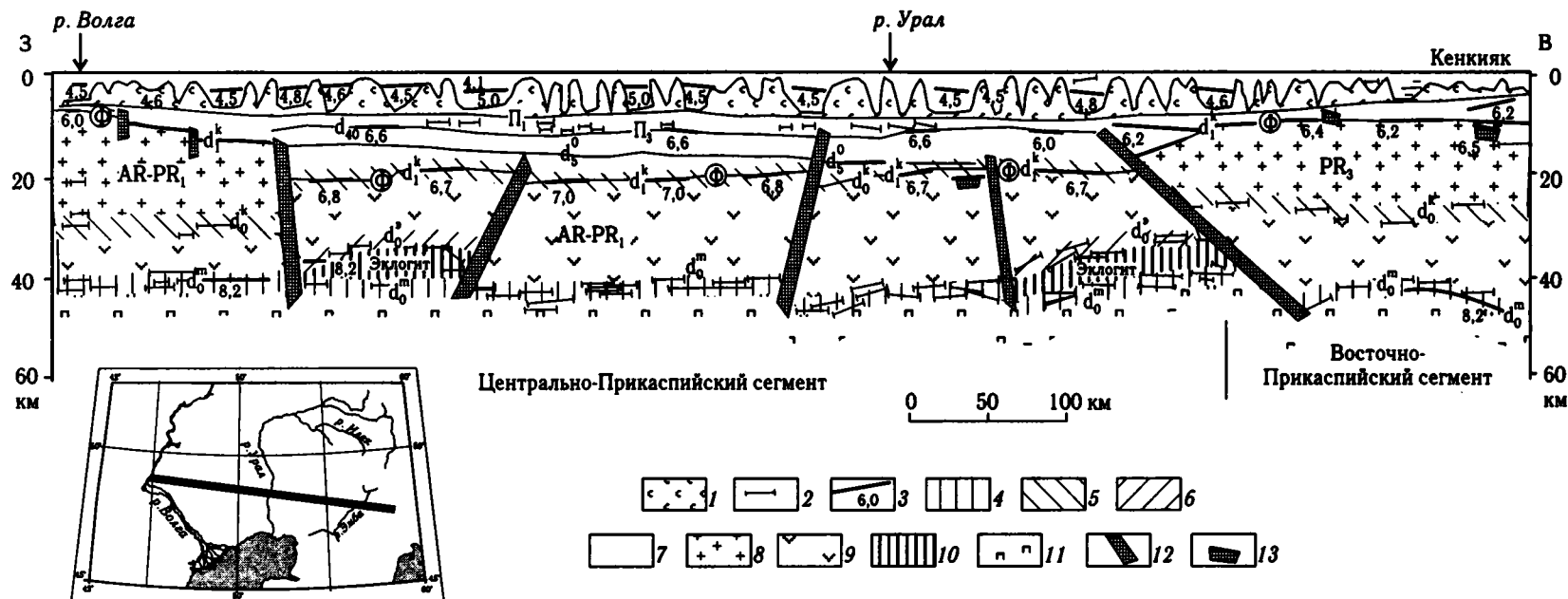


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез земной коры Прикаспийской впадины по профилю Челкар-Волгоград

1 — соляные купола; 2 — отражающие горизонты: Π_1 — подошва соленосных отложений, Π_2 — кровля додевонских отложений; 3 — преломляющие границы в подсолевом комплексе осадочного чехла: d_1^0 — кровля карбонатных пород нижнего палеозоя, d_2^0 — кровля карбонатных пород рифея, d_1^k — кровля консолидированной коры (Φ); 4 — опорный отражающий горизонт в подошве земной коры (d_0^m); 5 — отражающий горизонт в кровле высокоскоростного слоя земной коры (d_0^k); 6 — кровля предположительно эклогитового слоя ($d_0^э$); 7-10 — слои земной коры: 7 — осадочный чехол, 8 — низкоскоростной слой консолидированной коры, 9 — высокоскоростной слой консолидированной коры, 10 — эклогиты (предположительно); 11 — верхняя мантия; 12 — разломы; 13 — верхние кромки магнитоактивных тел.

Цифры — скорость сейсмических волн в км/с

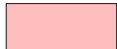




Карта консолидированной коры Каспийского региона


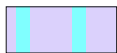
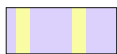



Условные обозначения

I. Сегменты и блоки Восточно-Европейской (ВЕС) и Скифско-Туранской платформ с фундаментом разного возраста



Области дорифейской консолидации

-  с дорифейской консолидированной корой
-  то же, с рифтогенной переработкой в рифее (с утоненной континентальной корой)
-  Центрально-Прикаспийский сегмент с полностью редуцированным (в раннем рифее?) верхним низкоскоростным слоем консолидированной коры


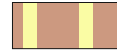

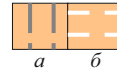
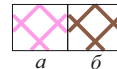
Области кадомской (байкальской) консолидации

-  с допалеозойской (кадомской, байкальской) консолидированной корой
-  то же, с переработкой в палеозое
-  то же, с переработкой в мезозое-кайнозое (Закавказский, Северо-Иранский блоки)
-  то же, с рифтогенной переработкой в раннем палеозое (Тугаракчанский рифт и др.)
-  то же, с рифтогенной переработкой в позднем девоне (Сарматско-Туаркырская рифтовая система)
-  блоки в пределах Сарматско-Туаркырской рифтовой системы с редуцированным в позднем девоне верхним низкоскоростным слоем консолидированной коры




Границы и зоны развития коровых деформаций ("толстошкурной" тектоники) перед фронтом палеозойских складчатых коллизионных систем:

-  среднепалеозойских (Предкавказский блок)
-  раннепермских (Западный Урал, Северо-Приаральский блок и др.)





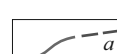
II. Области палеозойской консолидации (Большой Кавказ, Урал, Тянь-Шань)

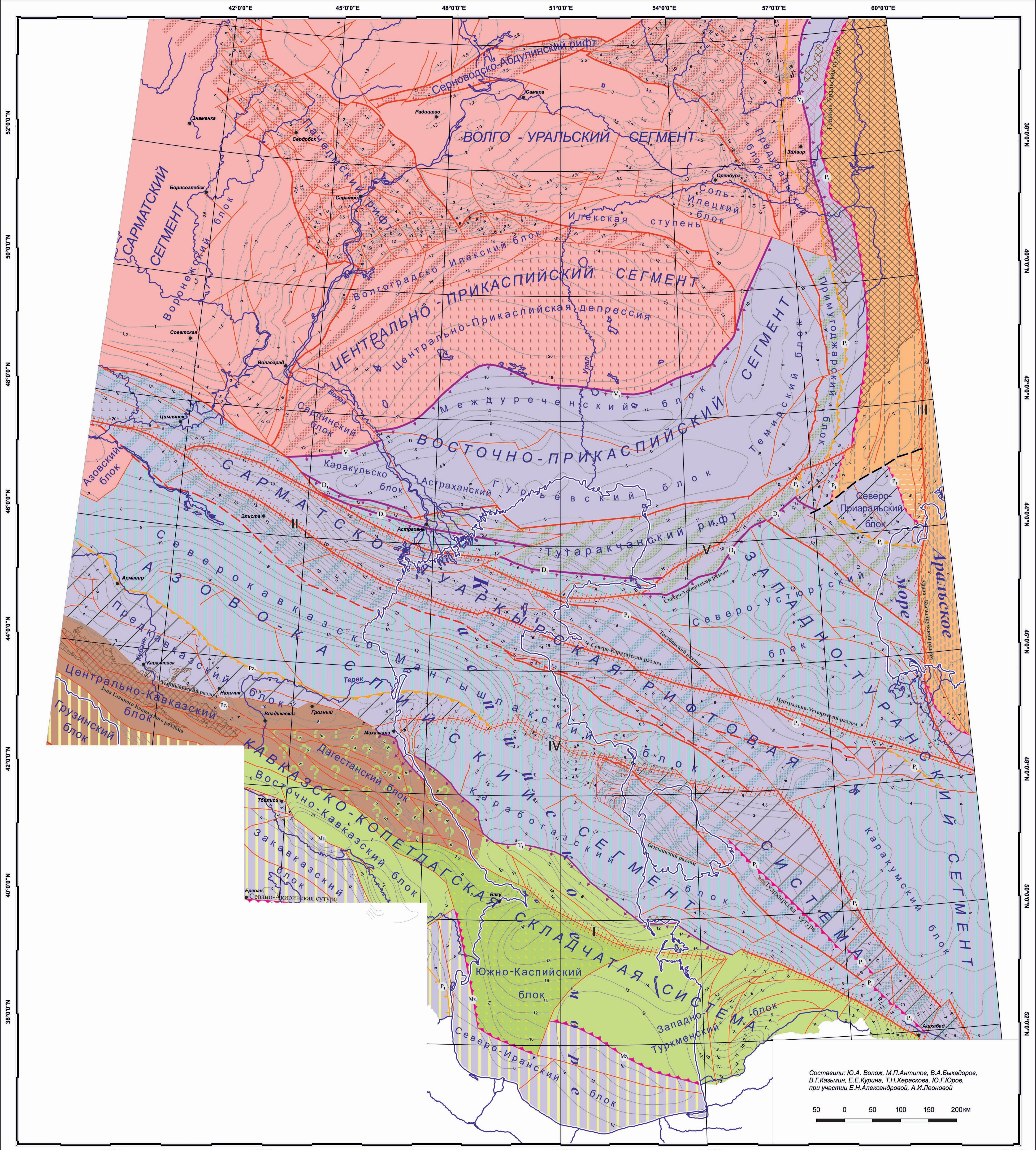
-  со средне-позднепалеозойской консолидированной корой, частично переработаной в средней юре (в киммерийскую эпоху) (Центральный Кавказ)
-  то же, с переработкой в палеогене (Грузинский блок)
-  с позднепалеозойской консолидированной корой (Урал к востоку от Главного Уральского разлома - сутуры);
-  а - Восточные Уралы, б - Тяньшаниды (блок смещенный по Урало-Герирудскому сдвигу)
-  выходы на поверхность допалеозойских (а) и палеозойских (б) комплексов фундамента

III. Области раннемезозойской (доюрской) консолидации

-  с раннемезозойской консолидированной корой (восточная часть Кавказско-Копетдагской складчатой системы)
-  Южно-Каспийский блок с редуцированным (в кайнозое?) верхним низкоскоростным слоем консолидированной коры
-  область Восточного Кавказа с невыясненным (палеозойским? раннемезозойским?) возрастом консолидированной коры

IV. Разрывы

-  краевые разломы внутриконтинентальных рифтовых систем
-  установленные и предполагаемые офиолитовые швы
-  прочие разрывы
-  зоны трансрегиональных сдвигов (индекс - время основных смещений: I-Кавказско-Копетдагский сдвиг; II-Донбасс-Зеравшанский сдвиг; III-Урало-Герирудский сдвиг; IV-Аксу-Кендирлинский сдвиг; V-Южно-Эмбинский сдвиг;
-  изогипсы глубины залегания кровли консолидированной коры (км); а - предполагаемые



Составили: Ю.А. Волож, М.П. Антипов, В.А. Быкадоров, В.Г. Казьмин, Е.Е. Курина, Т.Н. Херасова, Ю.Г. Оров, при участии Е.Н. Александровой, А.И. Леоновой

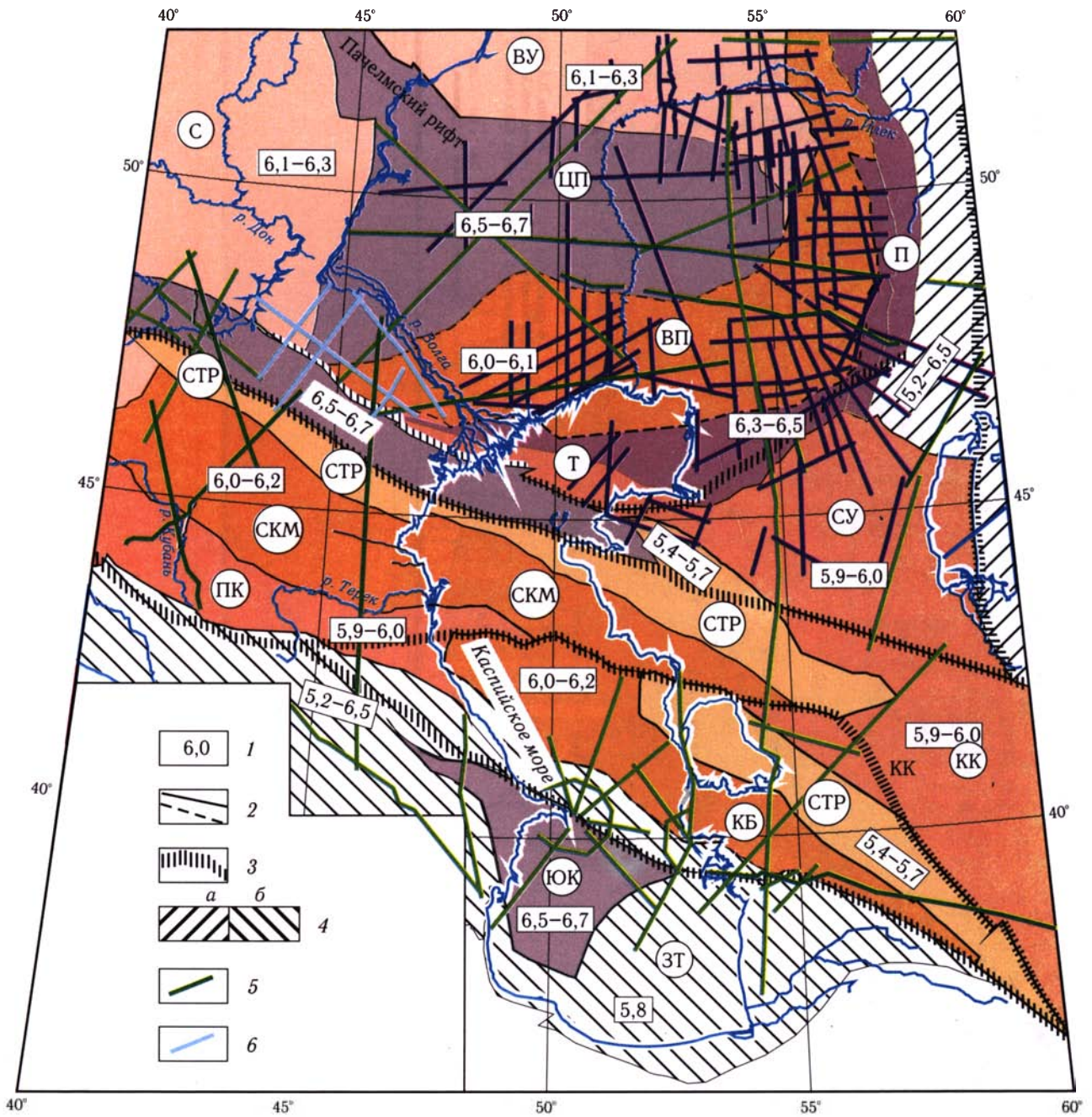


Рис. 2. Схема районирования консолидированной коры Каспийского региона по значениям пластовых скоростей

1 – значения граничных скоростей на поверхности консолидированной коры, км/с; 2 – границы элементов с разными значениями скоростей (отдельные тектонические элементы выделены заливкой, не несущей смысловой нагрузки); 3 – зоны установленных и предполагаемых трансрегиональных сдвигов; 4 – Уральский (а) и Альпийский (б) складчатые пояса; 5–6 – линии профилей ГСЗ и КМПВ; данные, по которым использовались для построения карты: 5 – ГСЗ и КМПВ, 6 – КМПВ

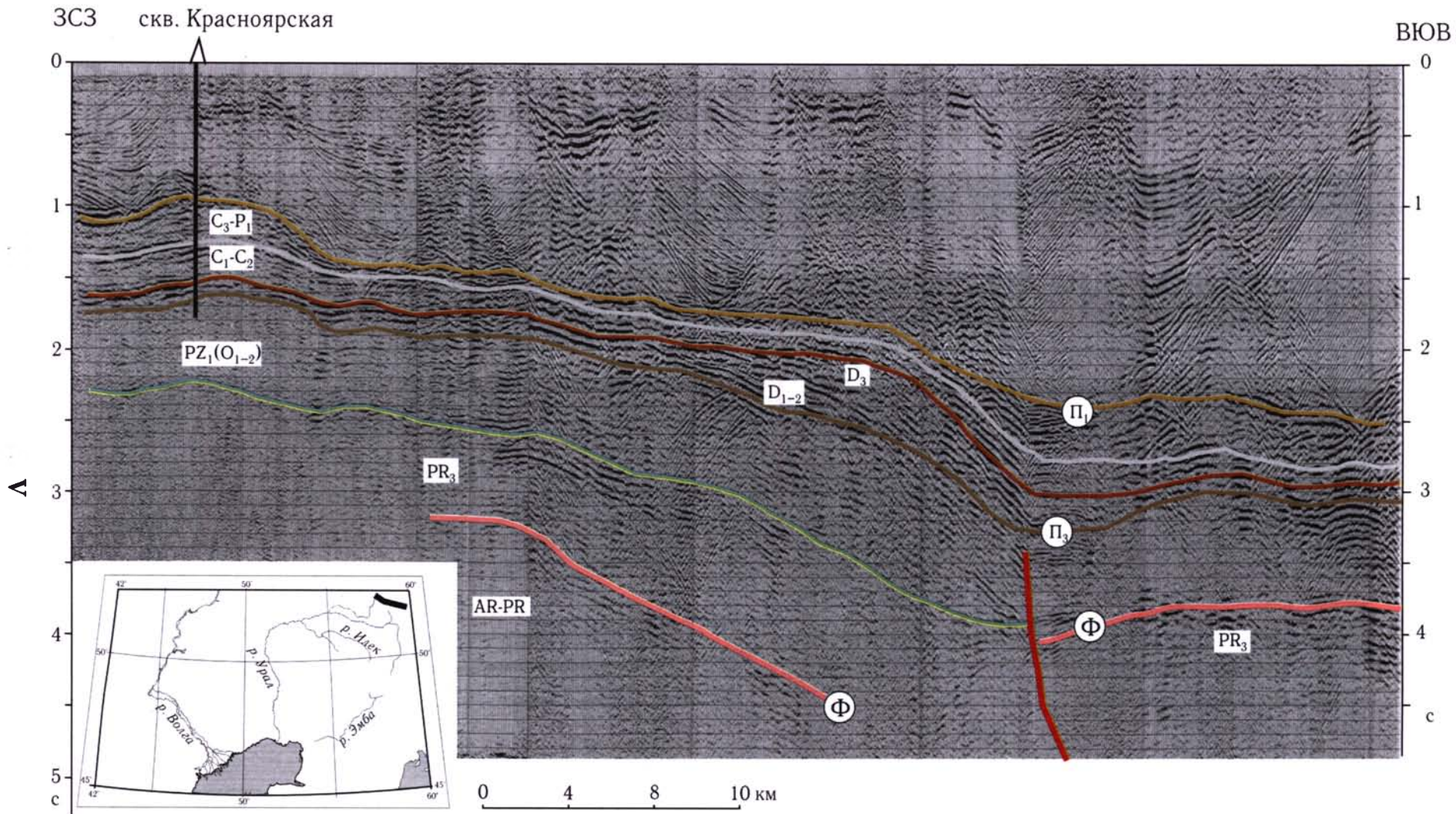


Рис. 9. Фрагмент временного сейсмического разреза через Предуральский краевой прогиб, демонстрирующий распространение нижнепалеозойских отложений в основании подсолевого комплекса пород в западной части профиля. В восточной части профиля происходит (по тектонической границе) изменение возраста пород фундамента. П₁, П₃ – опорные отражающие горизонты; Ф – кровля консолидированной коры

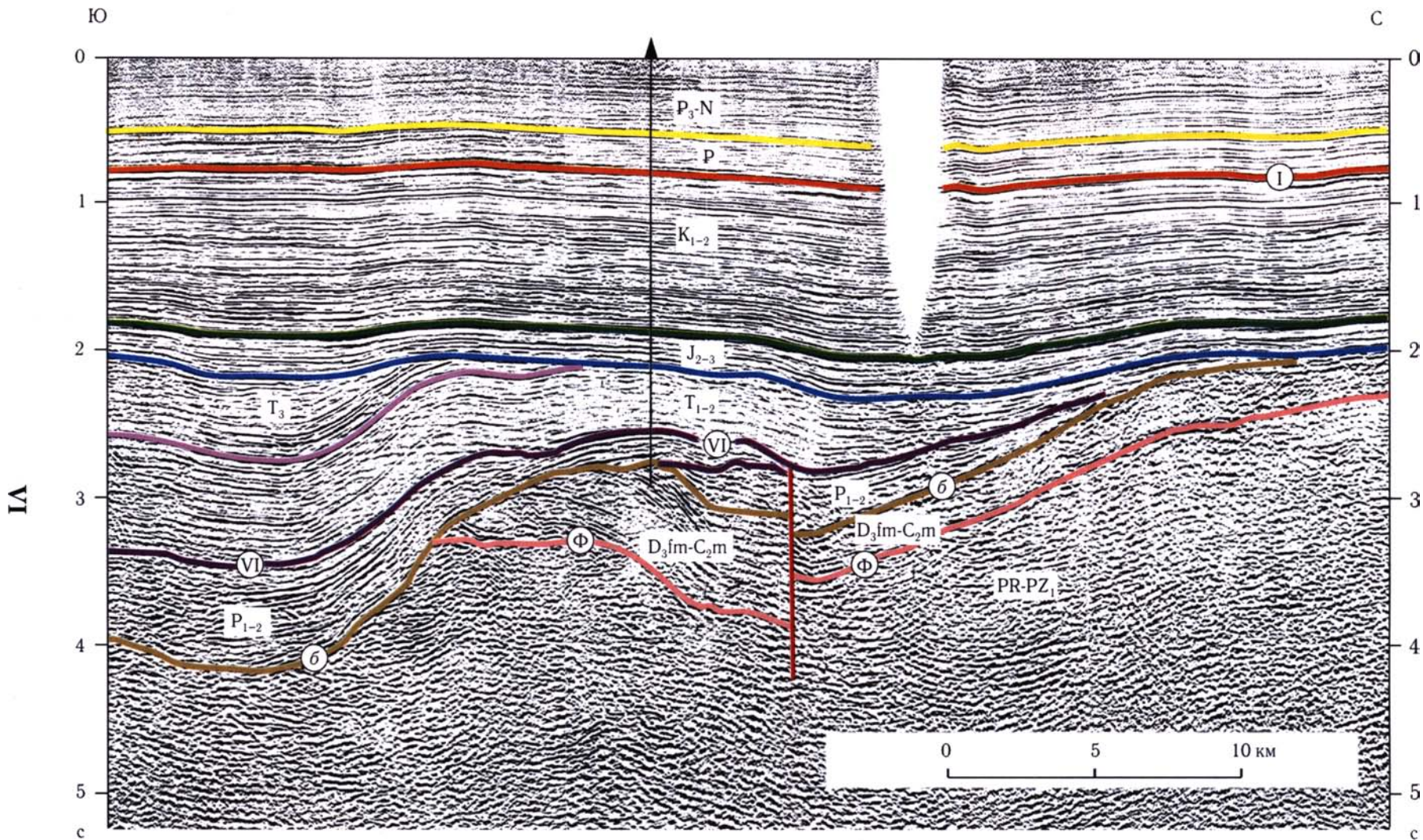


Рис. 12 Северо-Приаральский сейсмостратиграфический разрез
 Отражающие сейсмические горизонты: б – поверхность предартинского несогласия, VI – подошва триаса, I – подошва палеогена

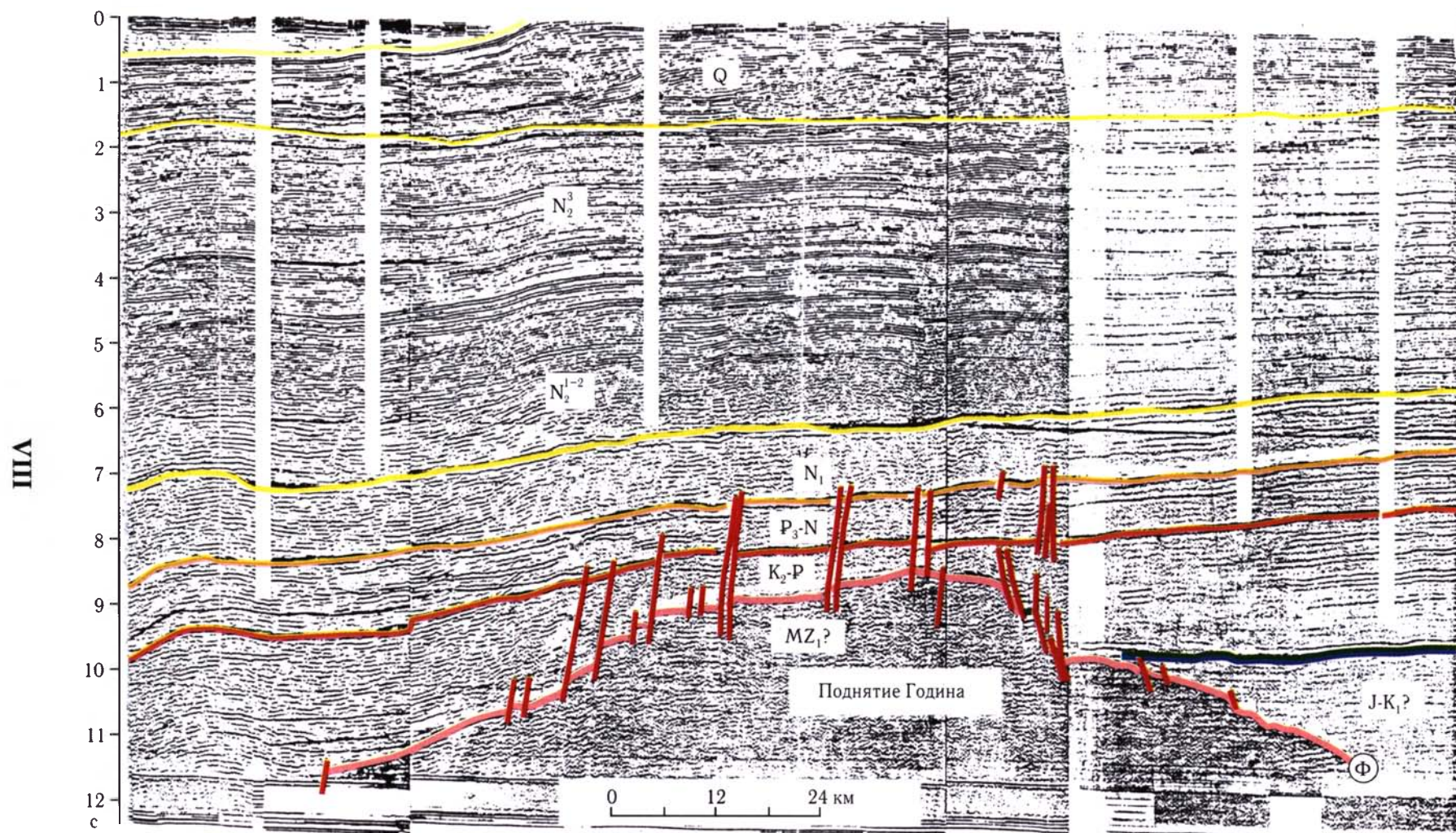


Рис. 21. Южно-Каспийский сейсмостратиграфический разрез (фрагмент)

Цветные линии – опорные отражающие горизонты; Ф – поверхность консолидированной коры

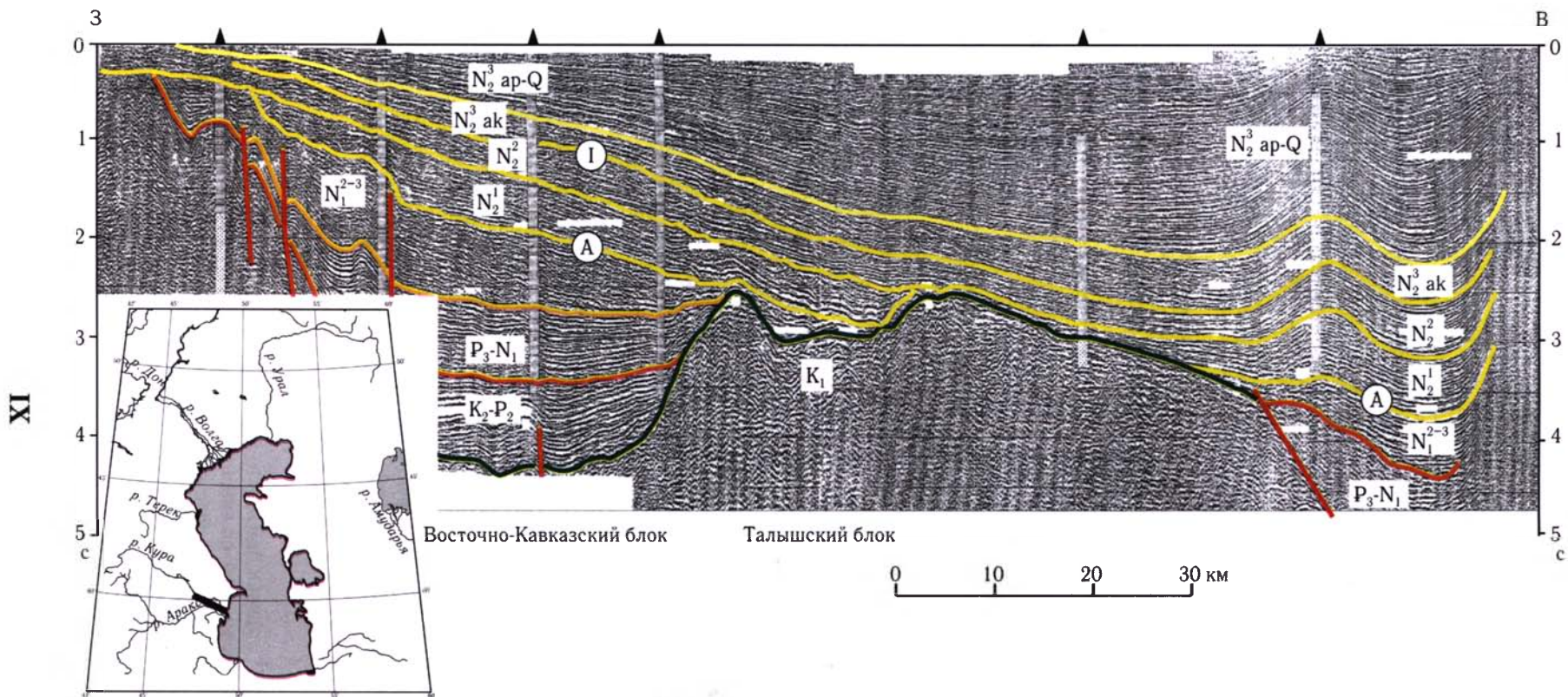


Рис. 22. Куринский сейсмостратиграфический разрез
 Цветные линии – опорные отражающие горизонты

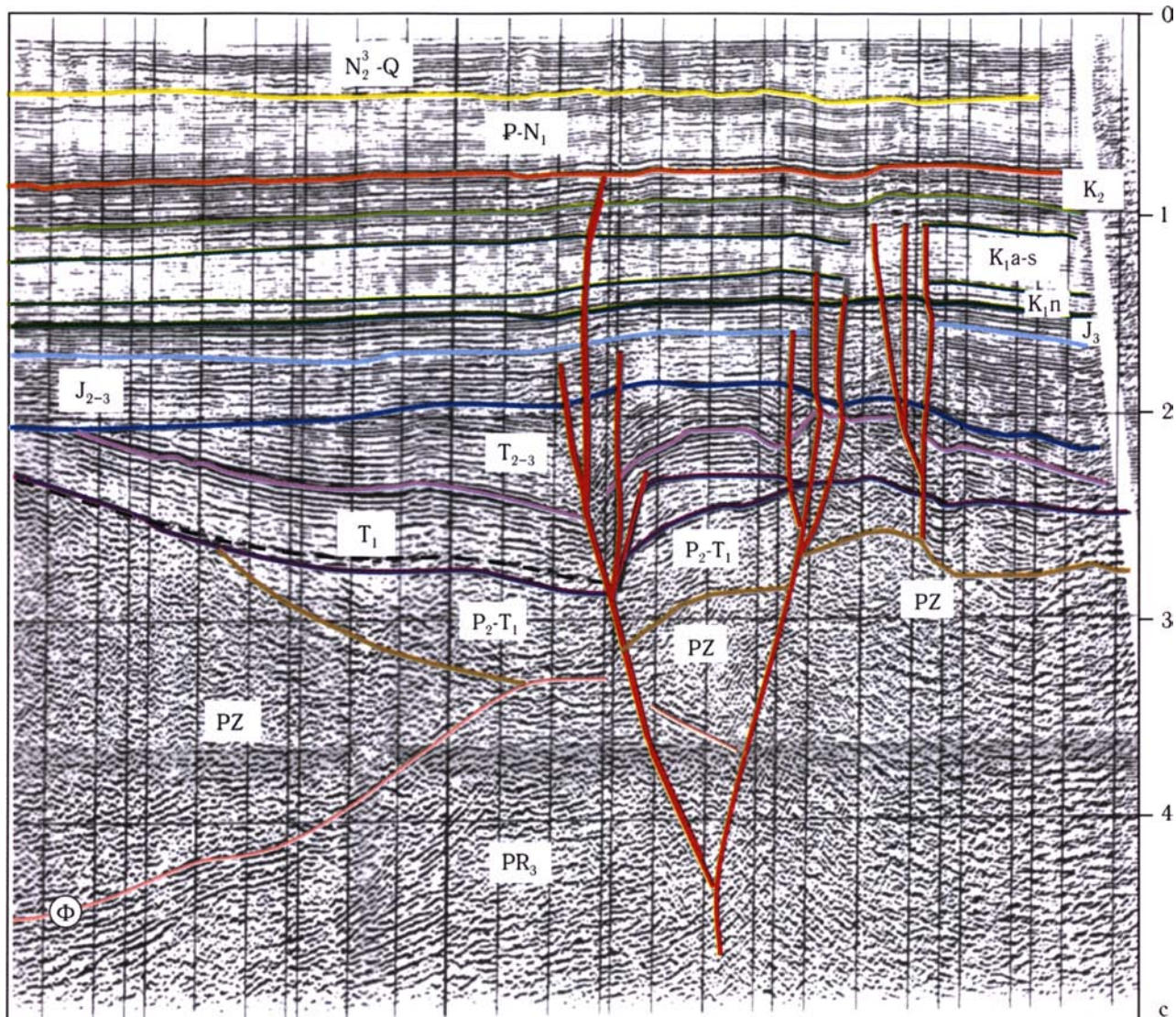


Рис. 23. Цветковая структура зоны сдвига в осадочном чехле
Цветные линии – опорные отражающие горизонты

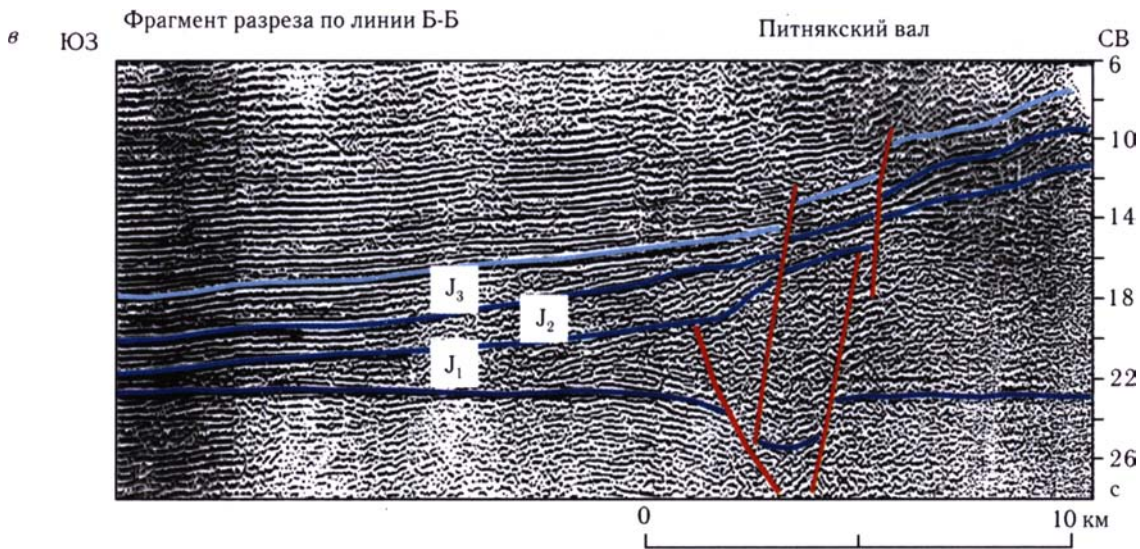
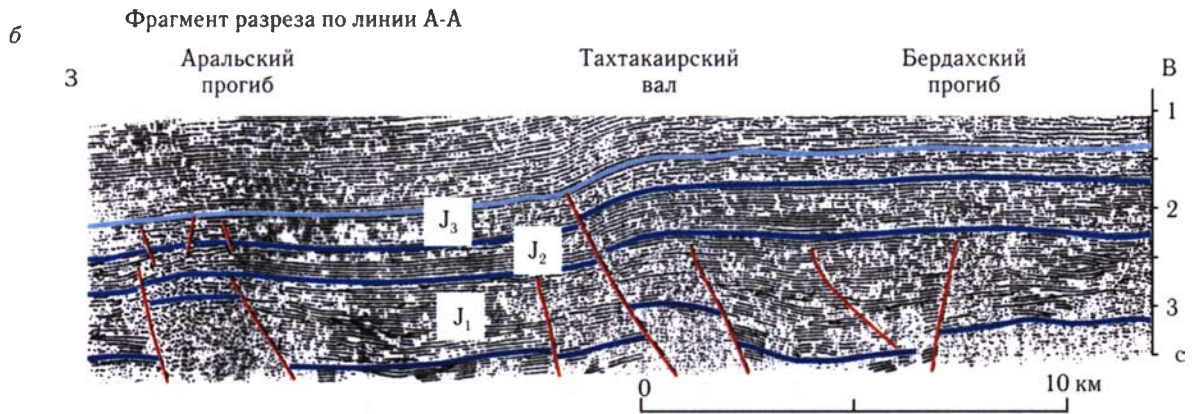


Рис. 25. Фрагмент структурной карты подошвы меловых отложений Южного Приаралья (*a*) и фрагменты временных разрезов (*б, в*), демонстрирующие амплитуду смещения по Зеравшанскому сдвигу
 1 – изогипсы подошвы меловых отложений, км; 2, 3 – выходы отложений: 2 – палеозойских, 3 – меловых

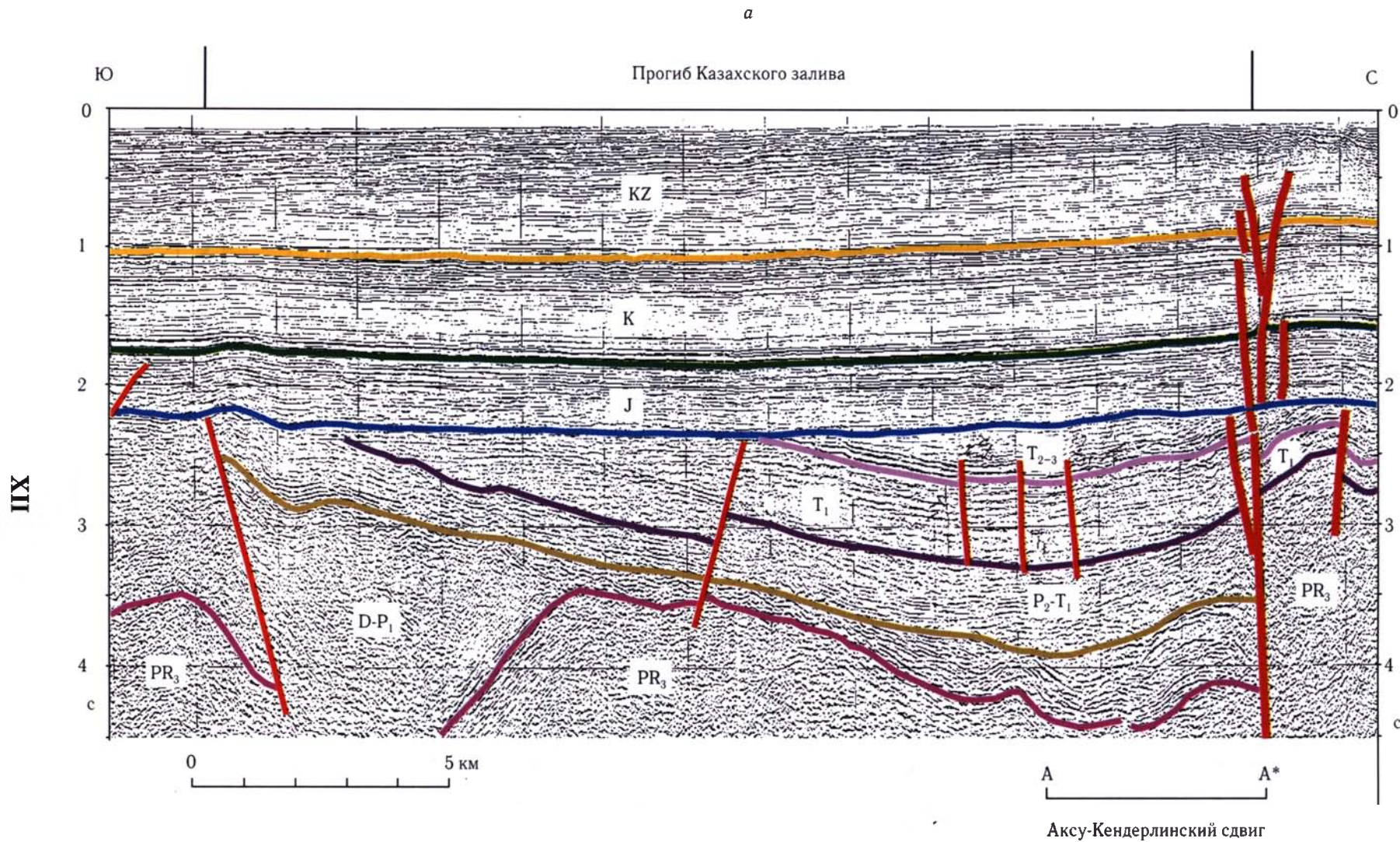


Рис. 26. Фрагменты временных сейсмических разрезов (а, б), демонстрирующие характер деформаций по Аксу-Кендерлинскому сдвигу на восточном борту Среднекаспийского бассейна
 Цветные линии – разновозрастные опорные сейсмические горизонты

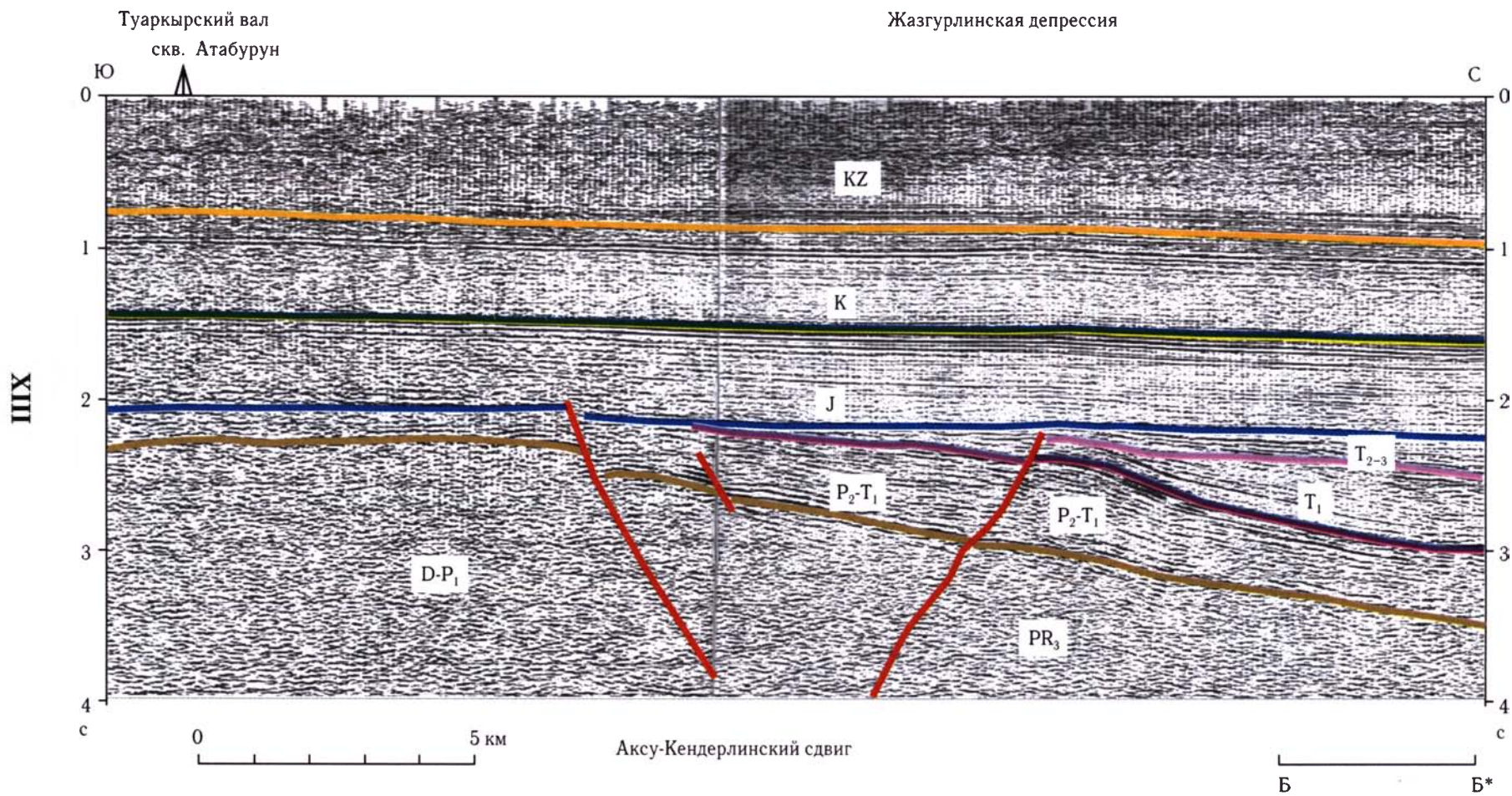


Рис. 26. (Продолжение)

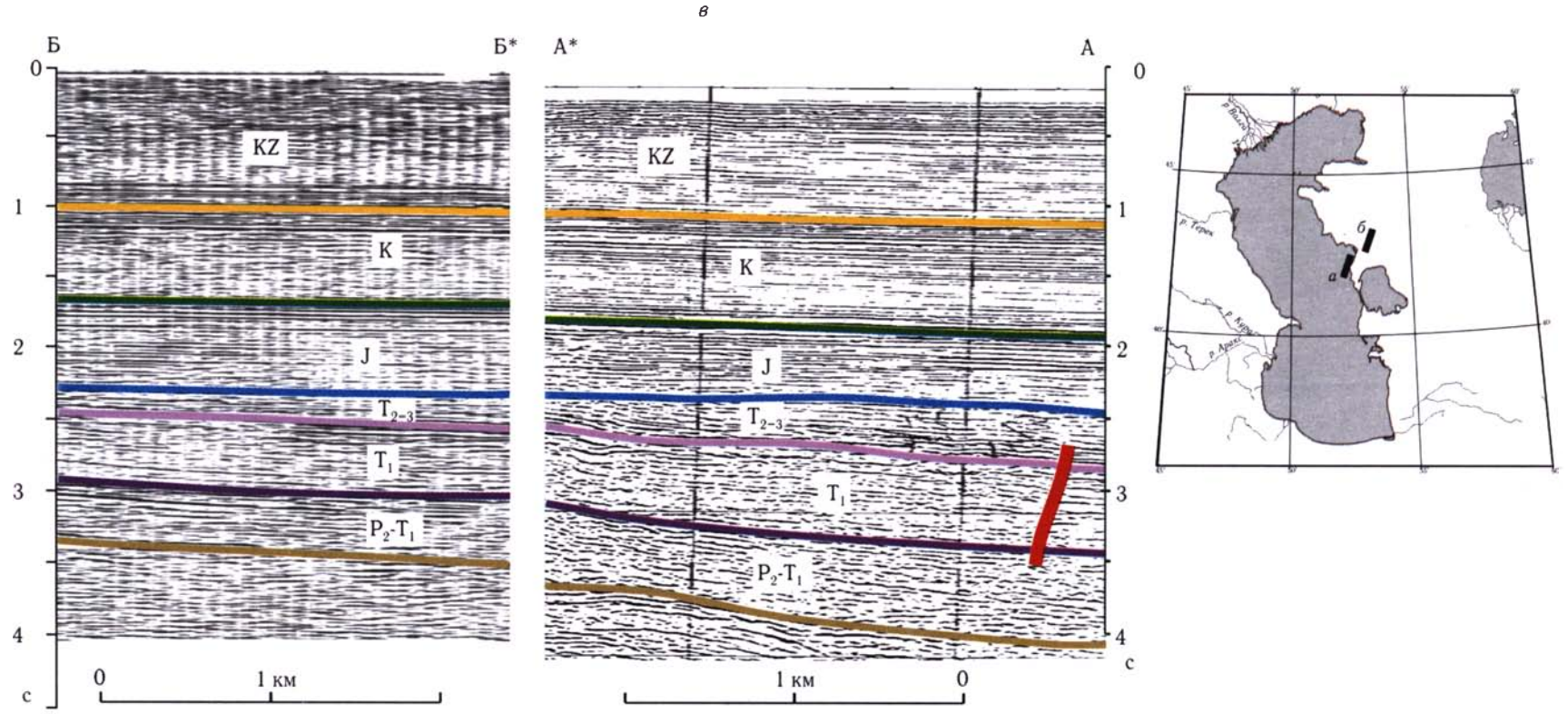


Рис. 26. (Окончание)

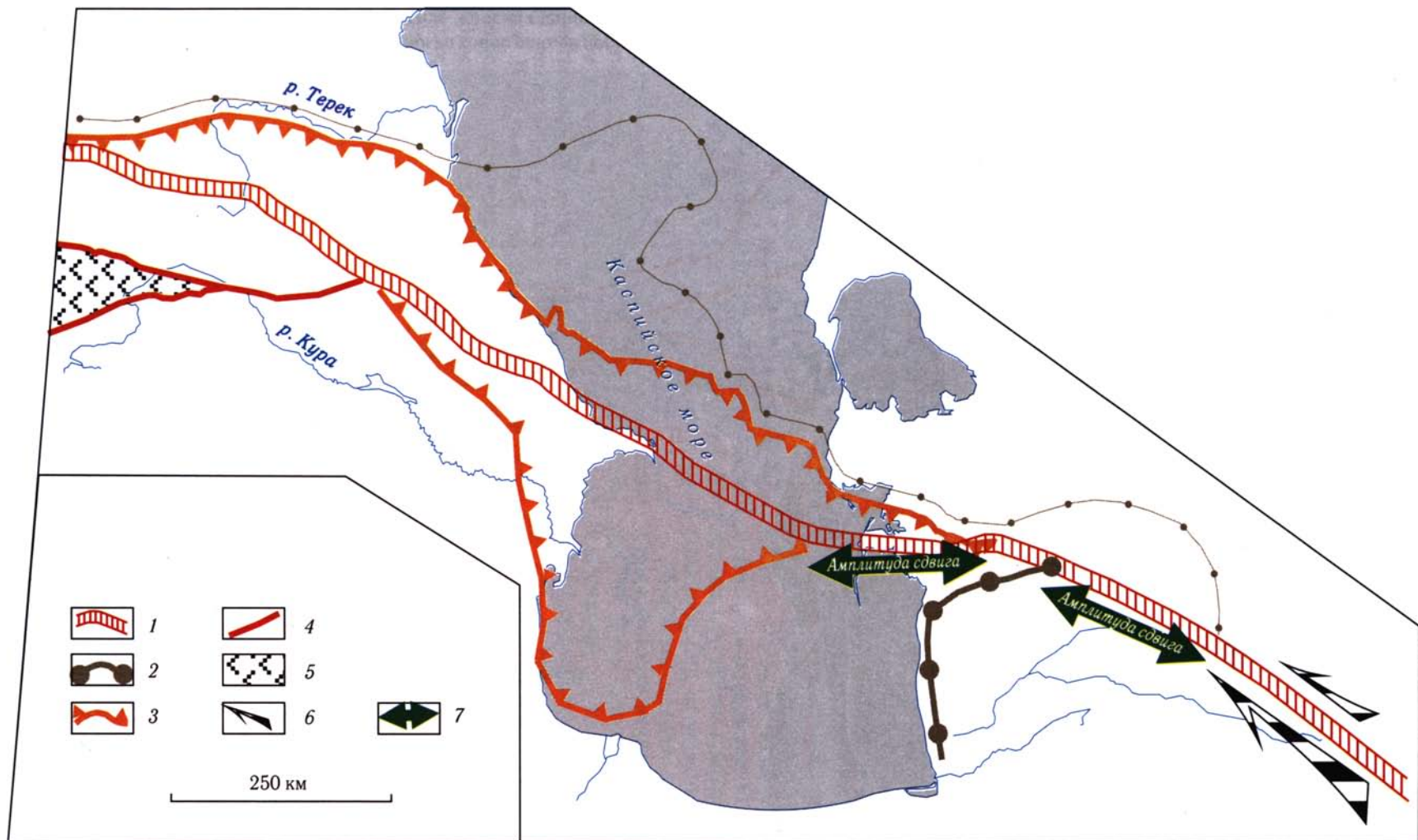


Рис. 28. Палеогеоморфологическая схема Терско-Каспийского палеогенового бассейна. Иллюстрирует сдвиговое смещение по Кавказско-Копетдагскому сдвигу

1 – проекция на поверхность Кавказско-Копетдагского сдвига; 2, 3 – бровки: 2 – аккумулятивного шельфа, 3 – континентального склона глубоководной котловины; 4 – глубинные разломы; 5 – Аджаро-Триалетская рифтовая зона; 6 – направление и величина перемещения вдоль сдвига; 7 – амплитуда сдвига

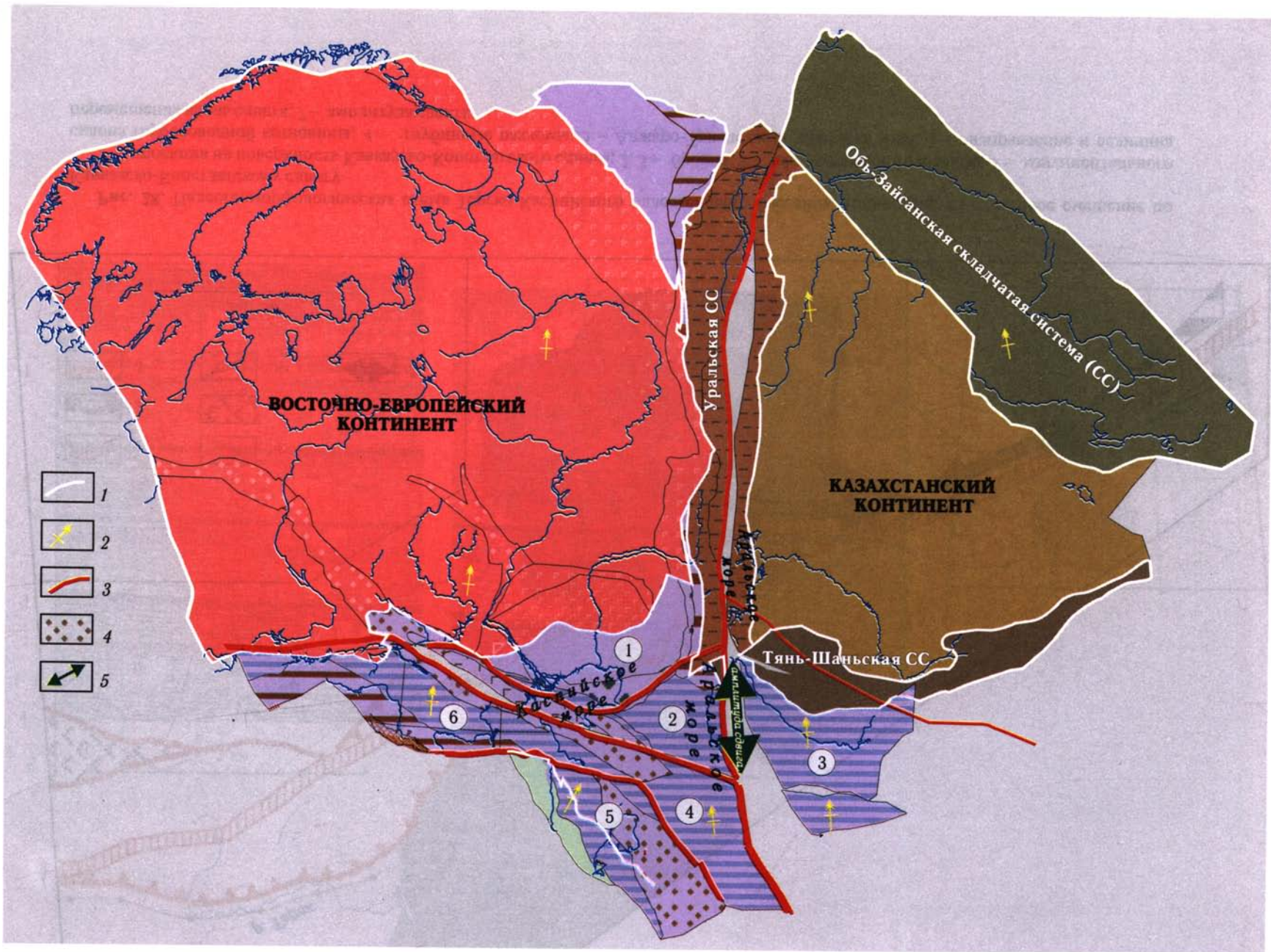


Рис. 29. Палинспастическая реконструкция на конец ранней перми

1 – границы блоков с разным возрастом консолидации коры; 2 – направление современных меридианов и параллелей; 3 – зоны постколлизийных сдвигов; 4 – рифтовые зоны; 5 – амплитуда перемещений по сдвигам. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Цифрами обозначены блоки в пределах Скифско-Туранской плиты: 1 – Восточно-Прикаспийский; 2 – Северо-Устьюртский; 3 – Амударьинский; 4 – Каракумский; 5 – Карабогазский; 6 – Предкавказско-Мангышлакский

Южная граница *Центрально-Прикаспийского блока* проходит вдоль зоны глубинного Трансприкаспийского разлома (надвига) (см. рис. 5), имеющего северную и северо-западную вергентность. Характер сочленения виден на приведенных сейсмогеологических разрезах, пройденных как в меридиональном, так и в широтном направлениях через Прикаспийскую впадину. Эти разрезы показывают, что Центрально-Прикаспийский сегмент повсюду располагается в лежащем борту Трансприкаспийского разлома, в то время как Восточно-Прикаспийский — в висячем. Этот разлом маркирует южную границу ВЕП с тектоническими элементами Скифско-Туранской платформы, включая и Восточно-Прикаспийский сегмент, имеющими более молодой кадомский (байкальский) возраст консолидированной коры. Трансприкаспийский разлом огибает Центрально-Прикаспийский сегмент с юго-востока и юга; далее продолжающая его система разрывов пересекает Сарматско-Туаркырскую рифтовую систему, поворачивает на запад и протягивается по южному краю Азовского блока.

Центрально-Прикаспийский сегмент из-за длительного глубокого погружения испытал переработку и трансформацию, что подчеркивается особенностями геофизических полей его территории.

Центрально-Прикаспийская депрессия контрастно выражена в строении мантии, фундамента и осадочного чехла. В магнитном поле Центрально-Прикаспийской депрессии отвечает четкая отрицательная региональная аномалия. В гравитационном поле ей соответствуют наиболее высокоинтенсивные Хобдинский и Аралсорский максимумы силы тяжести, в пределах которых региональный уровень гравитационного поля более высокий, чем на приподнятых структурах Русской плиты. Аномально высокие значения сейсмических скоростей характерны для пород, слагающих консолидированную кору Центрально-Прикаспийского блока (см. рис. 6). Граничные скорости изменяются здесь от 6,7 до 7 км/с, а пластовые скорости в верхней части консолидированной коры имеют выдержанные значения 6,5 км/с.

Аномален и характер волнового поля отраженных и преломленных волн нижних горизонтов земной коры и подкорового слоя Центрально-Прикаспийского сегмента. В отличие от других районов, здесь прослеживаются две отражающие границы, одна из которых располагается на глубине 32 км, другая — на глуби-

не 42 км. При этом преломляющий горизонт с $V_r = 8,0-8,1$ км/с (поверхность Мохо) совпадает с верхней из этих границ, а нижняя отражающая граница располагается на уровне залегания поверхности М за пределами Центрально-Прикаспийского сегмента [Волож, 1991].

Как показали последующие исследования [Костюченко и др., 1996], эта нижняя граница отвечает скоростному разделу в верхней мантии между высокоскоростным (с $V_{мн} = 8,4-8,7$ км/с) и низкоскоростным ($V_{мн} = 8,0-8,1$ км/с) слоями. Аномальными являются не только скоростные характеристики, но и другие параметры (плотность, вязкость) консолидированной коры и мантии. Ранее [Волож и др., 2004; Волож, 1991], на основании анализа ряда особенностей структуры и состава земной коры, а также параметров гравитационного поля, слой, заключенный в интервале глубин 32–42 км, был интерпретирован как эклогитовый.

Получается, таким образом, что консолидированная кора в пределах Центрально-Прикаспийского сегмента вместе с предполагаемой линзой эклогитов имеет пониженную мощность — 22–24 км. Если же исключить эклогитовую часть мощностью до 12 км, относящуюся, как сказано выше, к мантии, то на консолидированную кору остается не более 12–16 км.

Мощность осадочного чехла Центрально-Прикаспийской депрессии превышает 20 км (см. рис. 5). В его строении участвуют: терригенно-карбонатные толщи рифея (около 4 км), терригенные образования венда — среднего ордовика (2 км), карбонатные толщи верхнего ордовика — силура (2 км), терригенные породы девона — нижней перми (4 км), галогенные толщи кунгурско-казанского возраста (4 км), красноцветные и пестроцветные терригенные отложения верхней перми и триаса (2 км), карбонатно-терригенные отложения юры, мела и кайнозоя (2,5 км) (см. рис. 4, 5).

Центрально-Прикаспийская депрессия на протяжении всей истории, начиная с рифея, представляла собой наиболее погруженные части бассейна седиментации, где были сосредоточены глубоководные и наиболее удаленные от источников сноса фации осадков.

Отмеченные особенности строения осадочного чехла (большая мощность, значительный стратиграфический диапазон и полнота разреза), консолидированной коры (малая мощность и отсутствие низкоскоростного слоя), мантии (малая глубина залегания поверхности М, регистрация еще одной сейсмической опорной

границы ниже поверхности М), геофизических полей (аномально высокий уровень гравитационного поля и низкий, близкий к нулевому, магнитного) указывают на то, что именно Центрально-Прикаспийская депрессия определяет специфику Прикаспийской впадины в целом. Поэтому любые геодинамические гипотезы и механизмы формирования Прикаспийской впадины должны в первую очередь объяснить особенности строения разреза и эволюции развития Центрально-Прикаспийской депрессии.

Раннюю историю впадины можно представить лишь в общих чертах и с известной долей гипотетичности. Территория Центрально-Прикаспийской депрессии после образования в середине протерозоя континента Балтия, очевидно, входила в состав его южной пассивной окраины (рис. 7). Судя по предполагаемому по геофизическим данным составу отложений, на ее месте в это время существовал шельфовый бассейн, открытый на восток в сторону океанического бассейна — вероятно, Протоуральского океана. В ходе коллизии континентальных масс Балтии и Гондваны и формирования в конце протерозоя суперконтинента Родиния океан закрылся с образованием на его месте складчатого (орогенного) пояса кадомского (байкальского) возраста. В современной структуре от него сохранилась Актюбинско-Астраханская зона поднятий, которой соответствует Каракульско-Астраханский, Гурьевский и Темирский блоки.

Рифейско-вендский этап, с одной стороны, имел решающее значение для окончательного формирования фундамента Центрально-Прикаспийского блока, с другой — предопределил дальнейшую историю этой площади. С ним связаны деструкция и переработка консолидированной коры, а также заложены главные отличительные черты в строении коры и верхней мантии, оказавшие в дальнейшем серьезное влияние на палеозойскую историю развития всего Прикаспийского бассейна.

Таким образом, в свете имеющихся данных земная кора Центрально-Прикаспийского сегмента состоит из следующих главных элементов: а) консолидированной коры палеопротерозойского возраста, переработанной процессами в венде-рифее; б) слабдеформированного доплитного комплекса (рифей-венд); в) осадочно-платформенного чехла большой мощности, включающего отложения от палеозоя до кайнозоя.

Для объяснения формирования Прикаспийской впадины и в первую очередь особенностей строения разреза Центрально-Прикаспийской

депрессии предложено много различных моделей, которые могут быть условно разделены на три группы.

Согласно моделям первой группы, утоненная консолидированная кора депрессии представляет собой реликт окраинно-океанической коры, сохранившейся от Протоуральского либо Уральского океанов. В первом случае кора имеет рифейский [Неволин, 1978], во втором — рифейско-палеозойский [Бражников, 1993; Рихтер, 1997] возраст.

Вторая группа моделей главное внимание уделяет механизмам прогибания Центрально-Прикаспийской депрессии. В качестве ведущего процесса предлагается рифтогенез, который сопровождается либо утонением консолидированной коры, либо даже ее полным разрывом с образованием новой океанической коры [Зоненшайн и др., 1990; Волчегурский и др., 1995].

Третья группа привлекает для объяснения прогибания Прикаспийской впадины процессы и явления, связанные с метаморфическими преобразованиями консолидированной коры, в частности, с образованием эклогитов [Артюшков, 1993].

Выполненный нами [Brunet et al., 1999, Осадочные бассейны..., 2004] анализ показал, что в свете современных данных некорректными являются гипотезы, объясняющие погружение Центрально-Прикаспийской депрессии за счет рифейского, либо девонского рифтинга, завершившегося спредингом с образованием океанической коры.

Первая из указанных групп гипотез не объясняет причин значительного погружения фундамента Центрально-Прикаспийского блока в девонско-раннепермское время.

Исходным положением второй группы гипотез служил тезис о девонском возрасте отложений, залегающих на утоненной консолидированной коре в центральной части депрессии. Однако материалы бурения на ряде площадей восточного борта Прикаспийской впадины (Восточный Акжар, Кумсай и Бактыгарын) [Ахметшина и др., 1993] показывают, что с подошвой карбонатной толщи девона связан опорный отражающий горизонт P_3 (рис. 8).

Эти данные имеют принципиальное значение для сейсмостратиграфической интерпретации, поскольку отражающий горизонт P_3 является опорным и прослеживается на территории Прикаспийской впадины повсеместно. В самых погруженных частях Центрально-Прикаспийской

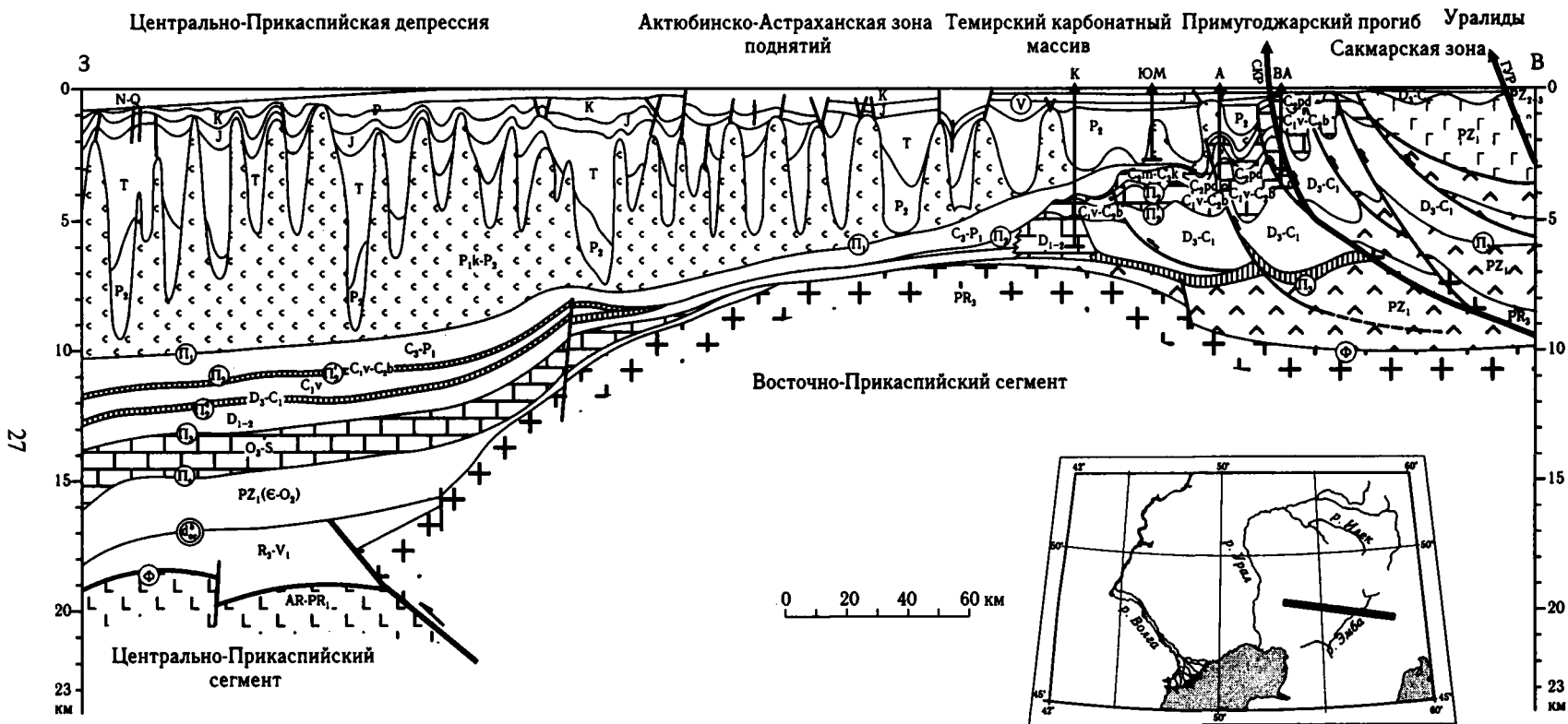


Рис. 7. Сейсмогеологический разрез восточной части Прикаспийской впадины

Условные обозначения см. на рис. 5.

Буквами обозначены названия разломов: ГУР — Главный Уральский, СКР — Сакмарско-Коклектинский; скважины — ЮМ — Южный Мортук, А — Алибекмола, ВА — Восточный Алибек, К — Кенкияк

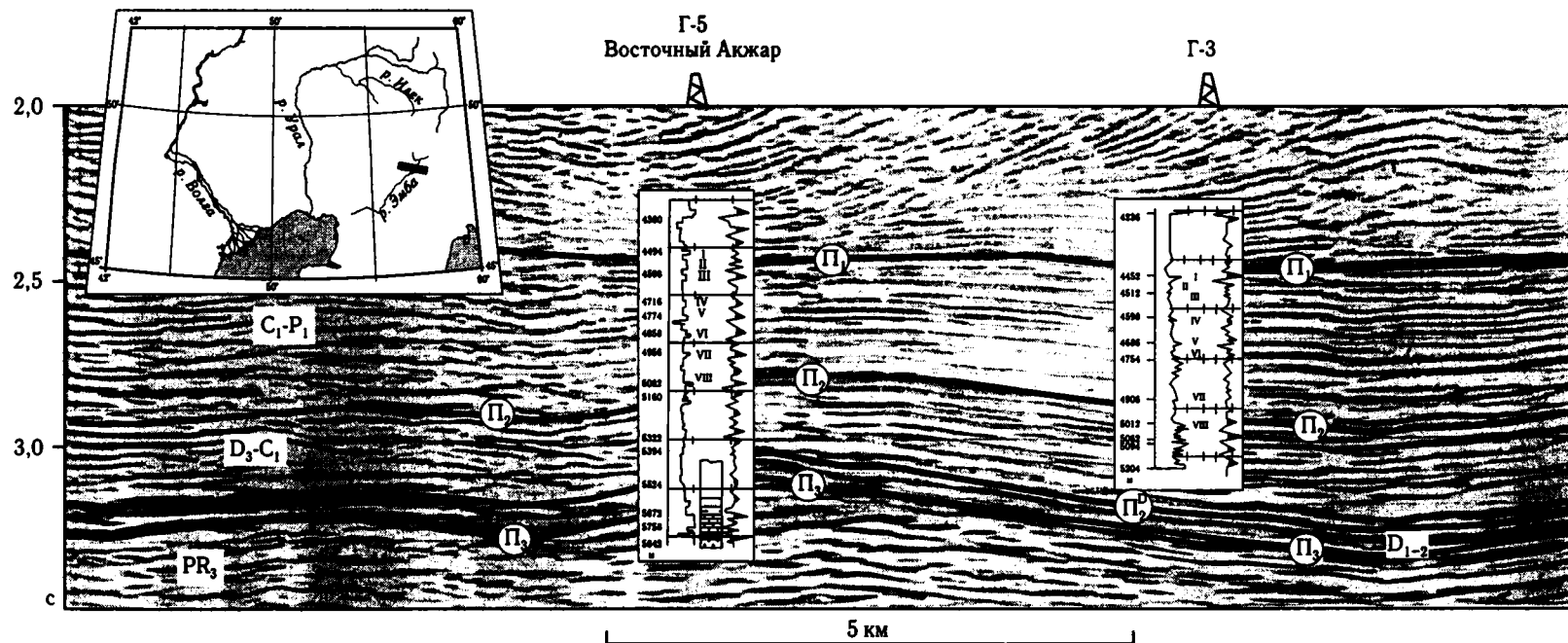


Рис. 8. Обоснование стратиграфического положения опорного сейсмического горизонта Π_1 в Прикаспийской впадине, по данным Л.З. Ахметшиной и др. [1993]

Индексы в кругах — Π_1 , Π_2 , Π_2^P , Π_3 — опорные отражающие горизонты; в прямоугольниках — возраст стратиграфических сейсмических комплексов

депрессии этот горизонт, т.е. подошва нижнедевонских отложений, залегает на глубине около 14 км, а ниже нее, между поверхностью фундамента и опорным горизонтом P_3 заключена мощная толща (до 8 км) терригенных и карбонатных пород, которая, как теперь становится ясным, имеет додевонский возраст (см. рис. 3). Это исключает предположения о девонском спрединге и девонской океанической коре в пределах Центрально-Прикаспийского сегмента.

Авторы новой концепции (третья группа гипотез) исходят из следующих фактов: рифей-нижнепалеозойский возраст самых древних отложений осадочного чехла, залегающих ниже горизонта P_3 , и длительное непрерывное погружение Центрально-Прикаспийского сегмента с рифея до настоящего времени. Третьим базовым элементом этой концепции является наличие в основании земной коры линзовидных тел эклогитов или пород с «эклогитовыми» скоростями сейсмических волн, ограниченных снизу динамически ярко выраженным отражающим горизонтом. Этот горизонт залегает на той же глубине (40–42 км) и непрерывно прослеживается за пределы области распространения эклогитов, где он совпадает с преломляющим горизонтом М (подошва земной коры). Пространственно указанные линзы располагаются вдоль зоны глубинного разлома, ограничивающего Центрально-Прикаспийскую депрессию с юго-востока. Плоскость этого разлома наклонена в юго-восточном направлении. По нему Актюбинско-Астраханский блок фундамента с рифейским возрастом консолидации надвинут на Центрально-Прикаспийский с утоненной консолидированной корой дорифейского возраста [Осадочные бассейны..., 2004; Волож и др., 2004].

Рассмотренная авторами кинематическая модель эволюции литосферы Прикаспийского бассейна в рифее — раннем палеозое [Brunet et al., 1999; Осадочные бассейны..., 2004] подтверждает третью группу гипотез о возможности образования Прикаспийской депрессии за счет метаморфической переработки консолидированной коры Центрально-Прикаспийского сегмента. Модель хорошо согласуется с имеющимися геолого-геофизическими данными о глубинном строении Центрально-Прикаспийского сегмента. Дискуссионным остается предположение о наличии линзы эклогитов в коре. Впрочем, этот элемент модели (введенный в нее в связи с необходимостью согласования расчетных и фактических данных о величине

погружения впадины) не является обязательным. Получить требуемую расчетную кривую погружения можно также, приняв другое допущение — разогрев литосферы.

Глубинное строение земной коры и литосферы складчатых поясов такого типа детально изучены сейсмическими работами на канадской окраине Северной Америки [Clowes et al., 1995]. Согласно полученным здесь данным, в пределах пояса, расположенного между зоной субдукции и континентом, нижняя часть литосферы (ниже границы М) до глубин порядка 120 км сложена пакетом тектонически совмещенных пластин — обломков литосферы надвигающегося аккреционного клина. Каждая из пластин имеет двучленное строение. Ее верхняя часть состоит из базальтов океанической коры, а нижняя — из пород ультраосновного состава, слагавших надастеносферный мантийный слой.

3.1.4. Азовский блок

Азовский блок обладает архейско-протерозойским возрастом консолидированной коры. От Воронежского блока он отделен Сарматско-Туаркырской рифтовой системой. Южная часть Азовского блока характеризуется ступенчатым погружением докембрийских пород.

На рассматриваемой территории расположена восточная часть блока — Ростовский выступ. Здесь, по данным Г.И. Лебедько [1996], метаморфические толщи нижнего протерозоя, слагающие консолидированную кору, резко несогласно перекрыты породами рифея, имеющими субширотное простирание с углами падения 15–30°. По скважинам они прослежены вплоть до г. Сальска. Породы изменены до стадии катагенеза или низкотемпературной зоны фации зеленых сланцев. К-Аг датировки колеблются от 1850 до 700 млн лет. Отложения рифея сложены шелковистыми серицитовыми сланцами, филлитами, алевролитами, песчаниками и доломитами. В верхней части разреза (600 м) рифея залегают конгломераты, состоящие из галек гранитоидов и эффузивов с возрастом 1800 млн лет. Общая мощность рифея около 2,5 км. Отложения рифея формационно близки к комплексам пассивных окраин. Учитывая дислоцированность пород, начальный метаморфизм, а также наличие вдоль северной окраины Ростовского выступа магматических пород (в доступной авторам литературе их состав не

указан) с возрастом 890–540 млн лет, их следует скорее всего относить к складчатому комплексу.

3.2. Области с кадомской (байкальской) консолидированной корой

Южнее рассмотренной территории расположена область с более молодой консолидированной корой, предположительно образовавшейся в допалеозойское время, в кадомскую (байкальскую) эпоху. Она охватывает юго-восточную часть Прикаспийской впадины и Скифско-Туранскую платформу (Скифско-Бухарскую область, по М.В. Муратову). В пределах этой области консолидированная кора характеризуется скоростями 5,9–6,0 км/с.

Здесь выделяется несколько крупных сегментов, разделенных Сарматско-Туаркырской рифтовой системой на две группы: к северу от нее расположены Восточно-Прикаспийский (в южной части которого находится субширотно вытянутый Тугаракчанский рифт) и Западно-Туранский сегменты, к югу — Азово-Каспийский сегмент. Эти структуры различаются мощностью консолидированной коры, степенью и временем ее более поздней переработки.

Высказана [Хераскова и др., 2008, 2010] гипотетическая версия о палеотектонической эволюции рассматриваемой территории (названной Скифией), согласно которой в конце докембрия она являлась частью энсиалической дуги, мигрировавшей со стороны Северной Африки по направлению к ВЕП. Коллизия этой островодужной системы и ВЕП произошла в венде и завершилась внедрением коллизионных гранитов с возрастом около 590–550 млн лет.

3.2.1. Восточно-Прикаспийский сегмент

На уровне фундамента Восточно-Прикаспийский сегмент частично надвинут на утоненную кору Центрально-Прикаспийского сегмента ВЕП. Большой части Восточно-Прикаспийского сегмента отвечает субширотная *Астраханско-Актюбинская система поднятий* фундамента, имеющая блоковое строение.

Астраханско-Актюбинская система поднятий имеет протяженность 1200 км при ширине

150–200 км. Поверхность консолидированной коры в ней поднимается до 8 км. Но глубина ее по простиранию зоны варьирует. С запада на восток здесь по гипсометрии кровли консолидированной коры выделяются Каракульско-Астраханский, Гурьевский и Темирский блоки.

Система поднятий обладает симметричным строением. Наклон поверхности консолидированной коры на ее крыльях в среднем не превышает 50 м/км. Крылья осложнены крупными продольными разломами, амплитуда которых достигает многих сотен метров. К востоку от Астраханско-Актюбинской системы поднятий поверхность консолидированной коры погружается в сторону складчатых сооружений Урала (см. рис. 2, 5, 6).

Консолидированная кора Восточно-Прикаспийского сегмента характеризуется такими же значениями скоростей, как и в пределах блоков юго-восточной окраины ВЕП, составляя 6,0–6,1 км/с (см. рис. 2) Однако характеристики гравитационных и магнитных полей у них существенно разнятся. Это обстоятельство позволило В.С. Журавлеву еще в 60-е годы прошлого столетия высказать предположение о более молодом (байкальском?) возрасте пород, слагающих консолидированную кору Восточно-Прикаспийского блока. В конце 80-х годов в пределах Восточно-Прикаспийского геоблока была пробурена скважина Восточный Акжар Г-5, которая вскрыла породы консолидированной коры, однако каких-либо данных об их возрасте получить не удалось. В разрезе скважины на этих породах (порфиритах) непосредственно залегают нижнедевонские отложения (см. рис. 8).

По сейсмическим данным, на периферии Астраханско-Актюбинской зоны поднятий между кровлей консолидированной коры и девонскими отложениями появляется еще один комплекс осадочных пород, который вскрывается скважинами на востоке Соль-Илецкого выступа и имеет возраст ранний ордовик — поздний кембрий (рис. 9, см. цв. вкл.). Эти данные, а также тот факт, что преломляющий горизонт, приуроченный к кровле консолидированной коры, прослеживается непрерывно, не изменяя своих характеристик, вплоть до Уралтау, где он выходит на поверхность, позволяет [Волож и др., 1999, Костюченко и др., 1996] относить комплекс пород, слагающих консолидированную кору Восточно-Прикаспийского геоблока, к докембрию, предположительно к образованиям кадомской (байкальской) эпохи.

На основании гравимагнитных данных предполагается, что в пределах Астраханско-Актюбинской системы поднятий в составе консолидированной коры распространены образования с плотностью от 2,65 до 2,71 г/см³ со средними ее значениями около 2,67 г/см³ [Буш, Казьмин, 2008]. Менее распространены здесь породы со средней плотностью около 2,63 г/см³. Параметры первого класса свойственны метаморфитам амфиболитовой фации метаморфизма, а второго — метаморфитам зеленосланцевой фации, сформированным преимущественно за счет первично-терригенных, возможно, вулканогенно-терригенных образований. Вероятнее всего, это кристаллические сланцы и гнейсы. Образования консолидированной коры Астраханско-Актюбинской зоны поднятий имеют мало общего как с высокометаморфизованными породами консолидированной коры Волго-Уральского (гранулитовая или высокие ступени амфиболитовой фации), так и с гранит-зеленокаменной корой Сарматского сегмента.

Добавим, что, по материалам магниторазведки и гравиразведки, существенную роль в строении консолидированной коры сегмента играют магматические образования предположительно базит-гипербазитового состава. Плотность их колеблется от 2,64 до 2,78 г/см³ при средних значениях около 2,70 г/см³, намагниченность высокая: средние значения 3,64 А/м. В наблюдаемом магнитном поле они отражаются крупными округлыми аномалиями. Меньшей плотностью при той же намагниченности отличаются магматические породы среднего-основного состава. Их плотность составляет в среднем 2,55–2,60 г/см³ при намагниченности 3,23–3,98 А/м. Эти показатели соответствуют значениям, характерным для габбро и диоритов. Карты петрофизической классификации и расположение экстремумов локальной намагниченности демонстрируют округлую, типичную для интрузий форму магматических тел среднего-основного состава.

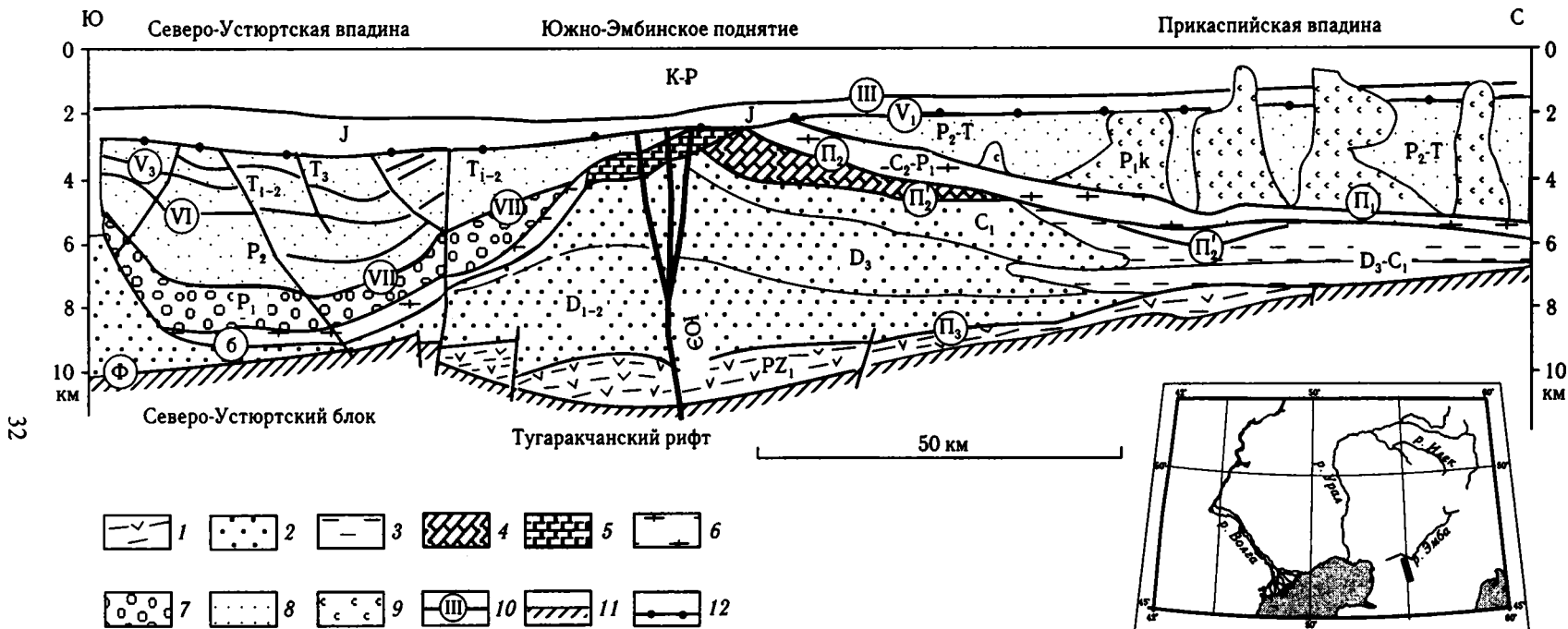
В восточной части сегмента выделяется *Примугоджарский блок*. Он протягивается в субмеридиональном направлении вдоль западного края уралид. На уровне фундамента и нижних горизонтов чехла он ограничен на юге Южно-Эмбинским (трансрегиональным) сдвигом, на западе — Ащисайским разломом, а в вышележащих горизонтах осадочного чехла границей служит фронт тектонических покровов. Восточной границей блока является Главный Уральский разлом. Поверхность консолидированной коры в пределах блока погружена на глубину до 10 км.

В Примугоджарском блоке по характеру более поздних, преимущественно раннепалеозойских дислокаций выделяется две зоны, разделенные Сакмаро-Кокпектинским разломом. В западной — Изембетской зоне в покровообразование вовлечен только осадочный чехол («тонкошкурная тектоника»). Здесь по сейсмическим и буровым данным установлено надвигание офиолитов ордовика и граувакковой верхнедевонско-нижнекаменноугольной толщи на пермские отложения. В более восточной — Сакмарской зоне в покровообразование вовлечены также фрагменты консолидированной коры («толстошкурная тектоника»).

В конце венда — раннем кембрии орогенные кадомские сооружения подверглись деструкции. Рифтогенез этого времени приводит к формированию на территории Прикаспийской впадины системы рифтов, над которыми впоследствии (в палеозое), но за пределами Центрально-Прикаспийского сегмента были образованы Тугаракчанский рифтогенный бассейн и восточнее — бассейны Уральского пояса.

Тугаракчанский рифт раннепалеозойского возраста, выделенный впервые Ю.А. Воложем [Волож, 1991], служит южной границей Восточно-Прикаспийского сегмента. Он протягивается в субширотном направлении на расстояние до 750 км при поперечнике до 100 км. В его пределах поверхность консолидированной коры погружается до 12 км. Она имеет те же геофизические характеристики, что и на его бортах при скорости граничных волн $V_r = 5,9-6,3$ км/с, но отличается несколько меньшей мощностью. По времени формирования она также отнесена к кадомидам (байкалидам). Тугаракчанский рифт имеет симметричное строение со средним наклоном поверхности консолидированной коры до 50–100 м/км. С севера и юга он ограничен крупными разломами, с амплитудой до многих сотен метров и первых километров (рис. 10). На крайнем востоке Тугаракчанский рифт по системе продольных и поперечных разломов соприкасается с Примугоджарским блоком. На западе, в районе п-ова Бузачи, он по сложной системе разломов граничит со структурами Сарматско-Туаркырской рифтовой системы.

Заложение и развитие Тугаракчанского рифта происходило одновременно с деструктивными процессами на восточной окраине ВЕП в ордовике во время заложения Уральского палеокеана. Вулканогенно-осадочные отложения, выполняющие Тугаракчанскую рифтовую систему прогибов, обособлены по геофизическим



32

Рис. 10. Сейсмогеологический разрез, демонстрирующий строение Тугаракчанского рифта и зоны Южно-Эмбинского сдвига

1 — осадочно-вулканогенные толщи нижнего палеозоя; 2, 3 — отложения девона — нижнего карбона: 2 — карбонатно-терригенные, 3 — терригенные; 4 — среднекаменноугольные карбонатные породы; 5, 6 — среднекаменноугольные-нижнепермские отложения: 5 — карбонатные, 6 — терригенные; 7 — нижнепермские терригенные отложения; 8 — верхнепермские-триасовые терригенные отложения; 9 — кунгурские соли; 10 — опорные отражающие горизонты и их индексы; 11 — кровля консолидированной коры; 12 — предъюрское несогласие.

ЮЭ — Южно-Эмбинский разрыв (сдвиг)

данным [Волож и др., 2004; Сегалович и др., 2007]. Они скорее всего одновозрастны кидрясовскому комплексу позднекембрийско-тремадокского возраста восточной окраины ВЕП и Сакмарской зоны Урала [Руженцев, 1976; Руженцев, Савельев, 1997; Бочкарев, Язева, 2000; Самыгин, 1980]. В среднем палеозое над Тугаракчанским рифтом сформировался Южно-Эмбинский прогиб. Инверсия в конце триаса привела к образованию здесь Южно-Эмбинского поднятия.

Наблюдаемое в современной структуре сочленение под острым углом раннепалеозойской Тугаракчанской и среднепалеозойской Сарматско-Туаркырской рифтовых систем в районе Каракульско-Астраханского блока, по всей вероятности, является результатом мезозойских и кайнозойских движений вдоль правостороннего Южно-Эмбинского сдвига, ориентированного в субширотном (ЗСЗ–ВЮВ) направлении вдоль кряжа Карпинского. Об этом свидетельствуют деформации палеозойских и триасовых отложений, а также относительные дифференцированные перемещения коровых блоков, приуроченные к этому сдвигу вдоль кряжа Карпинского. Вероятней всего, с этими движениями следует также связывать надвигание Донбасс-Туаркырской зоны и Северо-Устьюртского блока на Восточно-Прикаспийский сегмент, сбросовые перемещения фундамента и донжнепермских комплексов Центрально-Прикаспийского сегмента по отношению к кряжу Карпинского на западе в Сарпинском прогибе, а также возникновение поднятий кристаллического фундамента, сопровождавшихся глубокой эрозией палеозойских отложений в Азово-Каспийском сегменте.

3.2.2. Западно-Туранский сегмент

На рассматриваемой территории Западно-Туранский сегмент состоит из трех блоков: Северо-Устьюртского и Каракумского (разделенных Сарматско-Туаркырской рифтовой системой) и Северо-Приаральского. Последний расположен на границе с Уральским складчатым поясом.

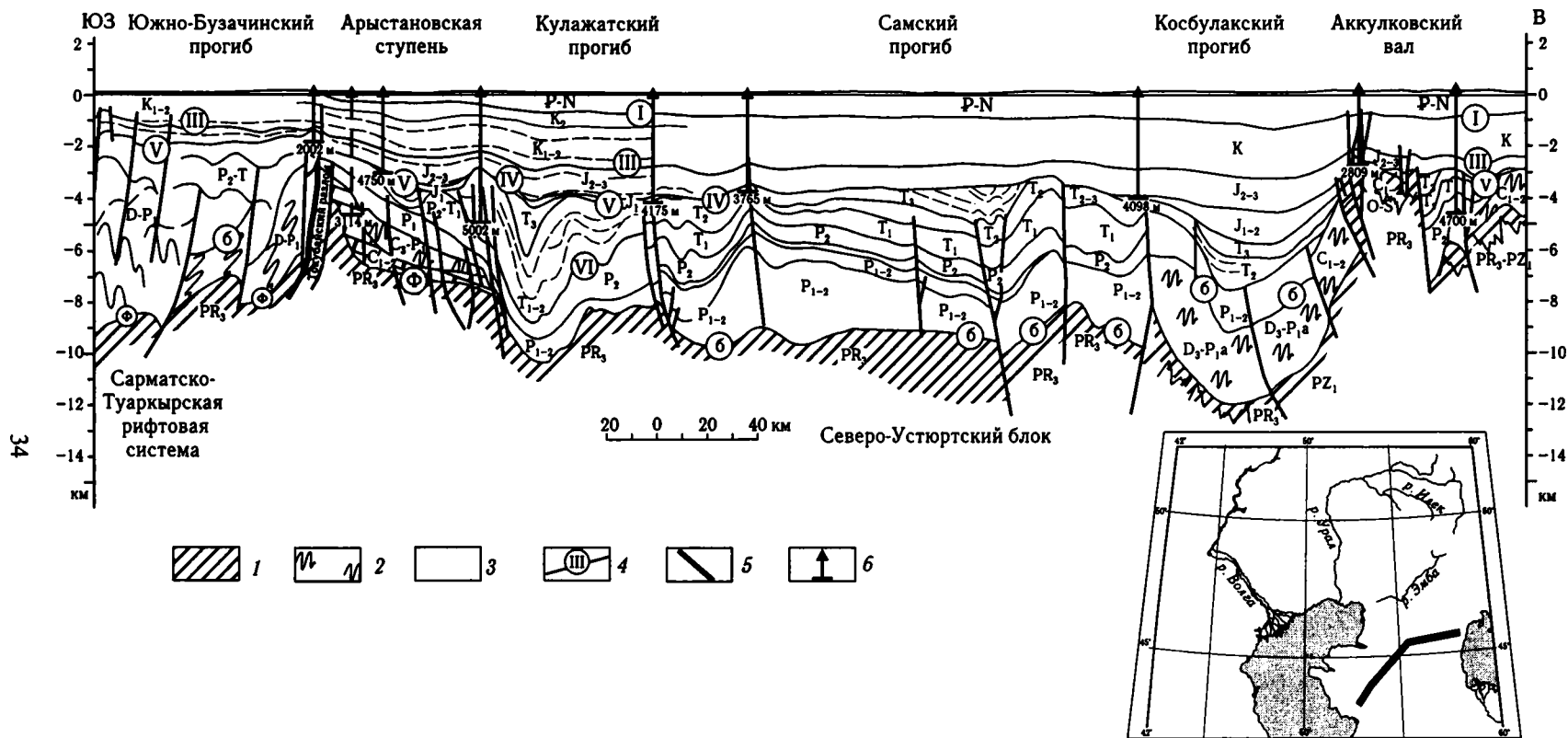
Западно-Туранский сегмент, как и Азово-Каспийский (см. ниже), характеризуется консолидированной корой со скоростями 5,9–6,1 км/с. Она, по-видимому, неопротерозойского (кадомский, байкальский) возраста, но переработана тектономагматическими процессами каледон-

ской эпохи (поздний ордовик — силур). В позднем ордовике Северо-Устьюртский блок, по всей вероятности, представлял собой активную окраину андийского типа, структурно связанную с островными дугами Центрального Казахстана [Атлас..., 2002]. Южно-Устьюртская активная окраина выделена на основании анализа состава и строения вулканогенно-осадочных толщ в ней и в Карабогазском блоках. Они прорываются позднеордовикскими гранитами [Фундамент..., 1970]. При этом собственно вулканы распространены лишь в пределах Устьюрта. Карабогазский блок, в составе которого преобладают сложнодеформированные терригенно-сланцевые комплексы, включающие блоки метаморфических пород, скорее всего принадлежал к аккреционной призме Южно-Устьюртской активной окраины

Согласно некоторым реконструкциям, консолидированная кора Азово-Каспийского и Западно-Туранского сегментов (совместно с Восточно-Прикаспийским сегментом) рассматривается в целом как террейн, причлененный с юга к Восточно-Европейскому континенту в венде.

Северо-Устьюртский блок протягивается на 500 км при ширине до 250–300 км. Поверхность консолидированной коры в его пределах находится на глубинах в 10–12 км. Северо-Устьюртский блок имеет форму клина, направленного на запад, где он по сходящимся разломам выклинивается в районе залива Комсомolec. На востоке его ограничивают приразломные поднятия, по которым Северо-Устьюртский блок граничит со структурами Уральского пояса. Наклон поверхности консолидированной коры в пределах Северо-Устьюртского блока не превышает 50 м/км. На севере он по Северо-Устьюртскому надвику контактирует с Тугаракчанским рифтом, а на юге по системе сбросов — с Сарматско-Туаркырской рифтовой системой.

В составе консолидированной коры этого блока широко распространены метаморфические породы, вскрытые рядом скважин. Данные об их возрасте практически отсутствуют. Имеется единичное устаревшее определение — 585 + 25 млн лет (скважина Коскала). Это графит-хлорит-мусковитовые сланцы, образовавшиеся при метаморфизме вулкаников основного и среднего состава, в меньшей степени кислого состава, и осадочных обломочных пород [Попков, 1992]. В состав комплекса пород консолидированной коры входят также конгломерат-песчано-сланцевые толщи (скважины Айбугир и Кокбахты) предположительно позднепротерозойского возраста, а

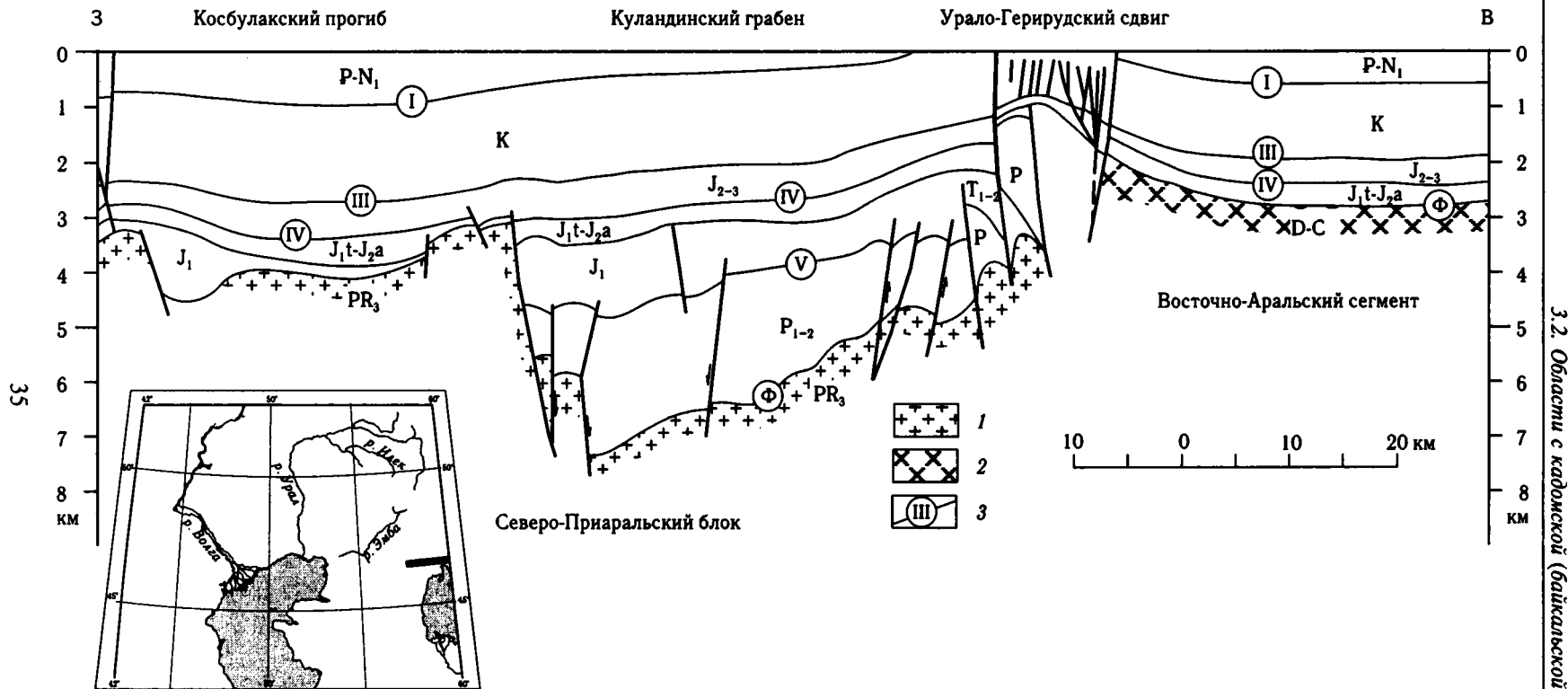


- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

Рис. 11. Северо-Устьуртский сейсмогеологический разрез

Условные обозначения к рис. 11 и 17

1 — консолидированная кора; 2 — складчатые комплексы; 3 — осадочный чехол; 4 — опорные отражающие горизонты и их индексы; 5 — разрывы; 6 — буровые скважины



3.2. Области с консолидированной (байкальской) консолидированной корой

Рис. 13. Северо-Аральский сейсмогеологический разрез

1, 2 — поверхность консолидированной коры: 1 — байкальского возраста, 2 — палеозойского возраста; 3 — отражающие сейсмические горизонты и их индексы

35

также граниты силура–девона. Вблизи границы с Северо-Аральским блоком в разрезе консолидированной коры появляются сильнометаморфизованные карбонатно-терригенные породы, вероятнее всего, раннепалеозойского возраста [Князев и др., 1970; Летавин, 1980; Буш и др., 1975; Гарецкий и др., 1971; Гарецкий, 1972].

На консолидированной коре (кадомского, байкальского возраста) залегают образования складчатого комплекса — верхнедевонско-каменноугольные складчатые терригенные и вулканогенно-осадочные породы (2–3 км) и выше — доплитный пермско-триасовый терригенный (до 3–4 км) и плитный юрско-неогеновый терригенно-карбонатный (до 3–4 км) комплексы (рис. 11; рис. 12, см. цв. вкл.).

Северо-Аральский блок — это блок, в пределах которого породы консолидированной коры вскрываются скважинами в районе северо-западного Приаралья (площади Базайская, Аккулковская, Сорбулак, Кызылойская). Здесь обнаружены: амфиболиты предположительно протерозойского возраста (скважина Базайская Г-16), метаморфические сланцы позднего протерозоя (скважина Кызылойская Г-1), нижнепалеозойские эффузивно-сланцевые отложения (скважины Аккулковская Г-2, Сорбулакская Г-2) [Волож и др., 1985; Попков, 1986] (рис. 13).

Кадомская (байкальская) консолидированная кора блока интенсивно переработана в позднем карбоне — перми под влиянием орогенических процессов в Уральском поясе и последующими сдвиговыми перемещениями по Урало-Герирудскому сдвигу. На консолидированной коре залегают: складчатый комплекс верхнего девона — нижней перми (1–2 км), доплитный комплекс верхней перми — триаса (до 4 км), плитный юрско-неогеновый комплекс (до 3 км) (см. рис. 11 и 12).

Каракумский блок на рассматриваемой территории представлен лишь своей западной частью. Как и Северо-Устьюртский блок, он имеет клиновидную форму. Благодаря смещению по крупным сдвигам позднепалеозойско-раннемезозойского возраста, Каракумский блок разделяет Сарматско-Туаркырскую рифтовую систему на два отрезка. Консолидированная кора этого блока образована метаморфическими породами, принадлежащими двум сериям — байсунской и сурхантауской — и обнажающимися на дневной поверхности за пределами рассматриваемой территории. Байсунская серия представлена гнейсами, кварцитами, ортоамфиболитами, мраморами, метабазитами общей мощностью около

5000 м. Сурхантауская серия мощностью около 3000 м представлена плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, испытывшими диафторез с метаморфизмом зеленосланцевой стадии [Мордвинцев, 2004]. Возраст этих образований предположительно позднеархейско-раннепротерозойский. Кроме того, отдельными скважинами вскрыты отложения, датируемые рифеем и вендом. Образования чехла начинаются с терригенных отложений нижнего силура и выше включают породы девона–карбона и перми [Мордвинцев, 2004].

3.2.3. Азово-Каспийский сегмент

Сегмент располагается к югу от Сарматско-Туаркырской рифтовой системы. На юге, по системе разломов он граничит с Кавказско-Копетдагской складчатой системой. Породы консолидированной коры на территории сегмента залегают преимущественно на глубинах 8–9 км и характеризуются скоростями 6,0–6,1 км/с (рис. 14; см. рис. 2).

В пределах Азово-Каспийского сегмента выделены Северокавказско-Мангышлакский (занимающий изрядную — западную — часть Скифской платформы, включая половину акватории Северного Каспия) и Карабогазский блоки. Они разделены зоной разрывов, предположительно входящих в систему трансрегионального постколлизийного Аксу-Кендирилинского сдвига, заложившегося в начале юры (подробнее см. раздел 4 «Трансрегиональные сдвиги...»).

В южной части **Северокавказско-Мангышлакского блока** обособливается **Предкавказский блок**, к которому относится Бечасынская зона и смежные с ней площади. На данных по этой территории следует остановиться особо, так как только здесь имеются достоверные сведения о породах фундамента и нижних горизонтах осадочного чехла, выступающих на поверхность и вскрытых, на небольшой глубине, скважинами.

На поверхности в долине р. Малка обнажены [Большой Кавказ..., 2007; Сомин, 2007] метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы (филлиты, песчаники, слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты, конгломераты, мрамора, известково-щелочные вулканыты разной основности); имеются тела ультрабазитов и плагиогранитов. Этот комплекс пород перекрывается породами молассоидной урлешской

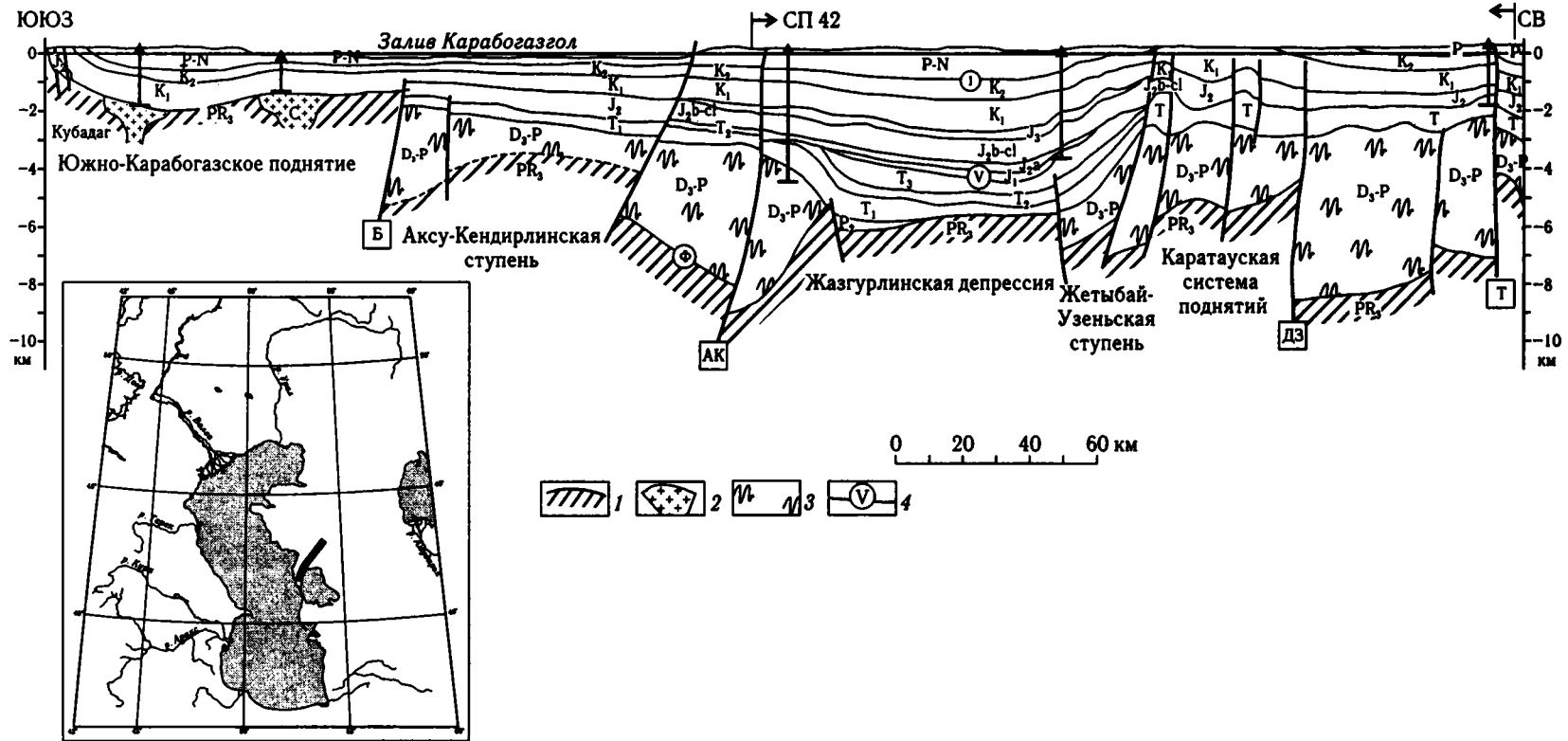


Рис. 14. Мангышлакский сейсмостратиграфический разрез

1 — поверхность консолидированной коры; 2 — гранитные интрузии; 3 — складчатые образования; 4 — стратиграфические границы и опорные отражающие горизонты: индексами в кружках показаны: V — отражающий горизонт в подошве юрских отложений, I — отражающий горизонт в подошве палеогеновых отложений
Буквами обозначены региональные разломы: АК — Аксу-Кендирлинский, Б — Бекдашский, ДЗ — Донбасс-Зеравшанский, Т — Токубайский

свиты, выше которой без видимого несогласия залегают известняки и глинистые сланцы верхнего силура, нижнего и среднего девона. Радиологические датировки по цирконам из метаморфитов, плагиигранитов и вулканитов дают значения от 530–560 до 787–977 млн лет, при этом возраст окатанных цирконов колеблется в интервале 509–573 млн лет. В перекрывающих метаморфиты осадочных отложениях (в силуре) найдена, по-видимому, экзотическая глыба известняка с трилобитами среднего кембрия.

Указанные данные позволяют относить метаморфические породы Бечасынской зоны (консолидированную кору) по крайней мере к досилурийским образованиям, но, возможно, к позднему докембрию — низам кембрия. Судя по сейсмическим данным, породы консолидированной коры смяты в крупные асимметричные складки с северной вергентностью (рис. 15, см. цв. вкл.).

Перекрывающие их породы нижнего и среднего палеозоя следует рассматривать в качестве складчатого комплекса и, возможно, связывать их с обстановкой активной окраины океана Палеотетис.

К северу от Бечасынской зоны комплексы консолидированной коры прослеживаются по сейсмическим данным на глубинах порядка 8–9 км [Карта..., 1987; Андреев и др., 2003]. Возраст и состав этих образований не установлены, но по скоростным (плотностным) и магнитометрическим характеристикам они резко отличаются от пород фундамента ВЕП, что, с учетом соотношений, установленных в Бечасынской зоне, дает основания предполагать их кадомский (байкальский) возраст.

Что касается палеозойских пород, то весь их разрез, начиная от упомянутого выше несогласия кембрийского или предсилурийского возраста и до карбона включительно, принадлежит складчатому комплексу. Выше залегают отложения осадочного чехла, состоящего из двух частей: доплитного комплекса чехла (в основном триас) и плитного чехла (отложения, начиная с юры). В общих чертах эта схема соответствует схеме А.И. Летавина [1980], о чем говорилось раньше (см. рис. 3).

Геологические данные о стратиграфическом положении опорного преломляющего горизонта, приуроченного к кровле консолидированной коры, имеются и для *Карабогазского блока*. Так, скважины в северном Прикарабогазье и на Песчаномысско-Ракушечном поднятии ниже глубин залегания преломляющей границы вскры-

вают гнейсы предположительно протерозойского возраста (скважина Тамды-1), кристаллические и метаморфические сланцы верхнего протерозоя (скважины Тамды-1, Южный Аламурын-1, Оймаша-9).

В скважине Карши-3 описаны амфиболовые сланцы, залегающие среди гранитоидов палеозоя. В скважинах Карши-1, Омчалы-159, -161, Аджигир-1 и Дарджа-179 вскрыты микроклиновые граниты. Возраст (К-Аг) аджигирских гранитов 300 ± 10 , омчалинских — 310–295 млн лет. Для гранитов, вскрытых скважиной Карши-1 получены два резко различных значения возраста: 440 и 312 млн лет. Кроме того, известны граниты с возрастом от 340 до 230 млн лет [Князев и др., 1970; Попков, 1986, 1990].

Эти данные дают основание предполагать кадомский (байкальский) возраст консолидированной коры Азово-Каспийского сегмента и относить породы палеозоя (в не слишком ясных стратиграфических пределах) к складчатому комплексу. Ясно, при этом, что консолидированная кора была в какой-то степени переработана в палеозое и, в особенности, в конце палеозоя (судя по преобладающему возрасту гранитоидов) варисским тектогенезом.

3.2.4. Сарматско-Туаркырская рифтовая система

Юго-западные части Воронежского, Центрально-Прикаспийского и Восточно-Прикаспийского сегментов срезаются системой разломов северо-западного простирания, которые контролируют северную границу распространения складчатых структур Донбасса, кряжа Карпинского и Мангышлака. Эти линейные зоны дислокаций возникли в результате позднепалеозойской–раннемезозойской инверсии девонской Сарматско-Туаркырской рифтовой системы. Она заложена в середине девона вблизи юго-восточной окраины Восточно-Европейского палеозойского континента. Сарматско-Туаркырская рифтовая система включает Припятскую, Днепровско-Донецкую впадины, Донбасс, кряж Карпинского, Горный Мангышлак, п-ов Бузачи и Туаркыр. Протяженность всей зоны превышает 3000 км при ширине до 150 км и только на рассматриваемой территории составляет 1000 км. Строение рифтовой системы, особенности составляющих ее элементов и главные моменты истории формирования рассмотрены, с опорой

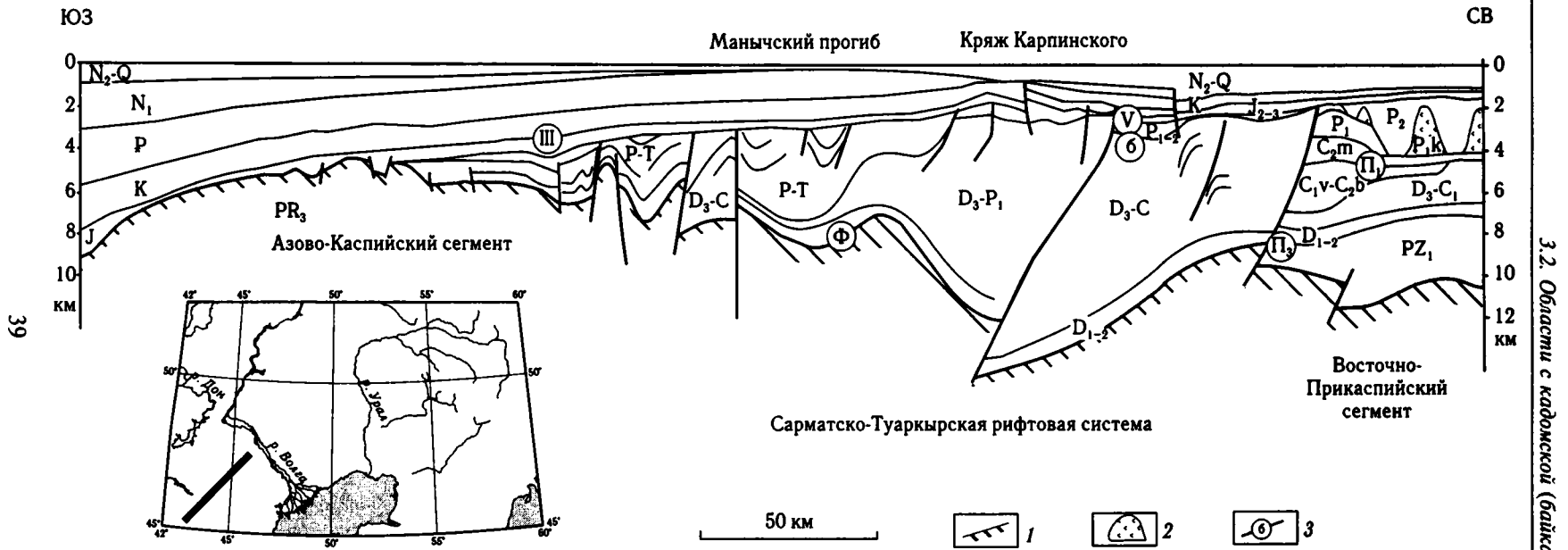


Рис. 16. Геолого-геофизический разрез осадочного чехла кряжа Карпинского

1 — поверхность консолидированной коры; 2 — кунгурские соленосные отложения; 3 — опорные отражающие горизонты и их индексы (III, V, 6, П₁, П₂, Ф)

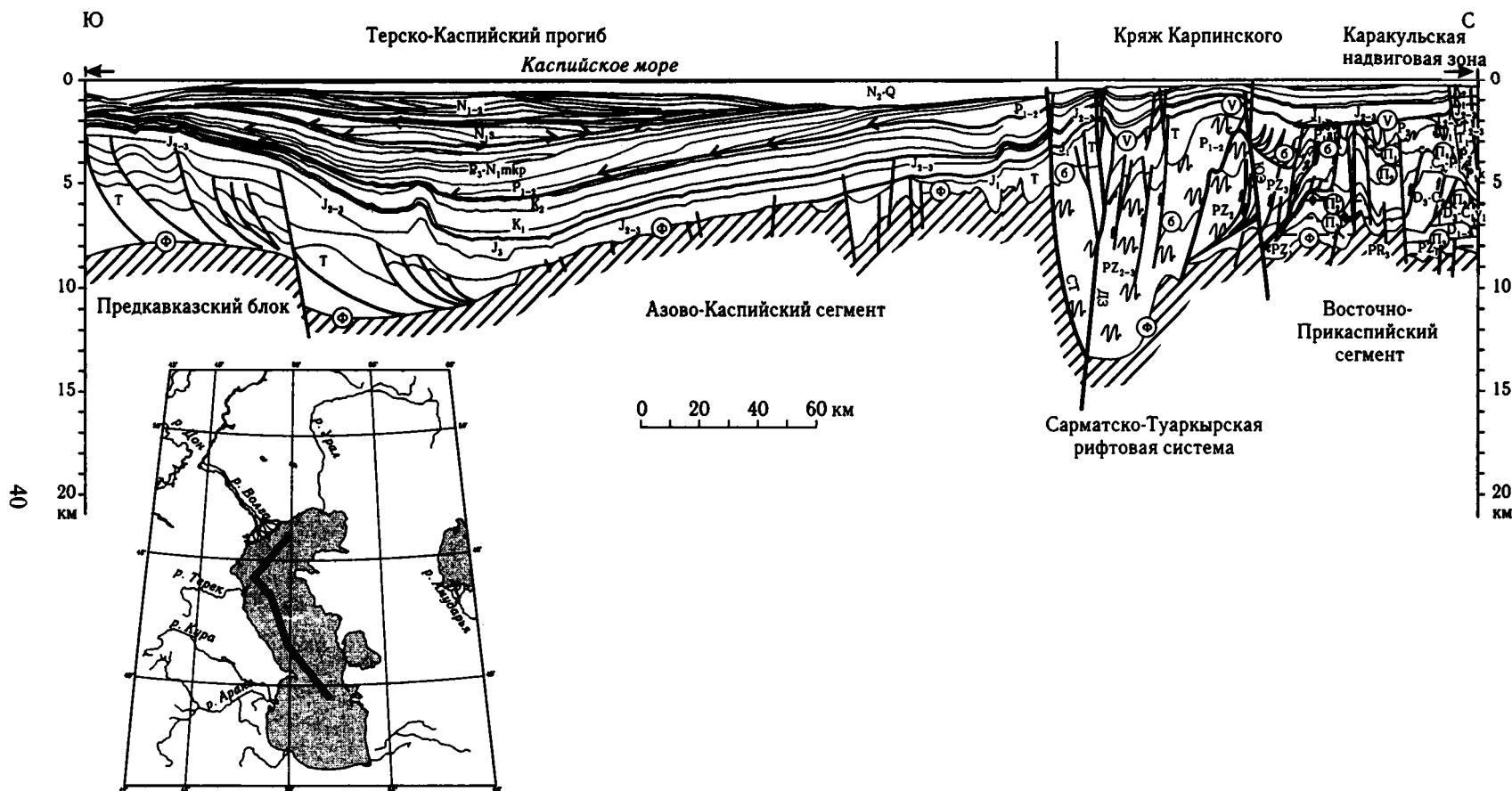
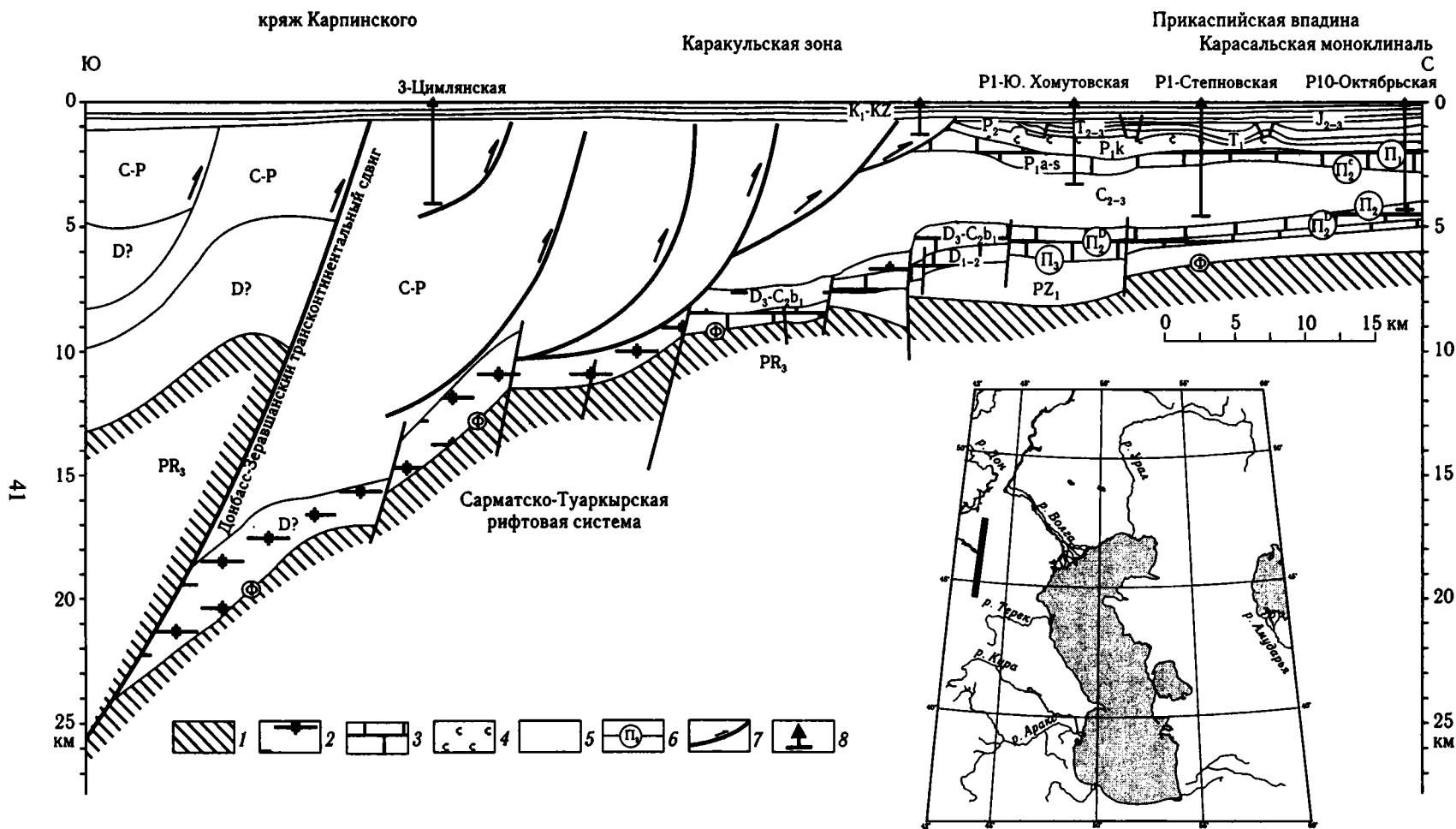


Рис. 17. Каспийский сейсмогеологический разрез через Сарматско-Туаркырскую рифтовую систему

Индексы в кружках обозначают опорные сейсмические горизонты: Φ — поверхность консолидированной коры, P_3 — подошва девонских отложений, P_2^D — подошва верхнедевонских отложений, P_2 — кровля башкирских отложений, P_1 — подошва кунгурских отложений, δ — поверхность палеозойских отложений, V — подошва юрских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 11 и 18.

Буквами обозначены названия разломов: СТ — Сарматско-Туаркырский сдвиг, ДЗ — Донбасс-Зеравшанский сдвиг, ЮЭ — Южно-Эмбинский сдвиг



3.2. Области с кадомской (байкальской) консолидированной корой

Рис. 18. Цимлянский сейсмогеологический разрез

Условные обозначения к рис. 17 и 18

1 — консолидированная кора кадомского (байкальского) возраста; 2—5 — комплексы осадочного чехла: 2 — депрессионные, преимущественно глинистые, 3 — карбонатные, 4 — соленосные, 5 — нерасчлененные; 6 — опорные отражающие горизонты и их индексы; 7 — разрывные нарушения и направление движения по ним; 8 — положение скважин и их название

на современные геофизические (в основном сейсмические) данные, в работе Ю.А. Воложа с соавторами [1999].

Сарматско-Туаркырская рифтовая система подразделяется на три сегмента, различающиеся рядом особенностей, в том числе глубиной залегания кровли консолидированной коры (рис. 16): *Донбасс-Каракульский* с максимальной глубиной залегания кровли консолидированной коры — до 20 км; *Мангышлак-Северобузачинский* — до 8–15 км в отдельных трогах; *Туаркырский сегмент*, в пределах которого глубина минимальная — не более 5 км.

В расположенном на крайнем юго-востоке Туаркырском сегменте консолидированная кора имеет кадомский возраст, но с сильной переработкой в среднем–позднем палеозое. В ее составе участвует офиолитовый комплекс среднего палеозоя. Остальные сегменты отделены от Туаркырского субширотным Аксу-Кендирлинским правым сдвигом, амплитуда которого оценивается величиной около 200 км, и имеют консолидированную кору, вероятно, кадомского возраста, перекрывающую чехлом терригенно-карбонатных, преимущественно мелководных отложений. Во всяком случае, результаты бурения в пределах Каракульско-Смушковской зоны поднятий показывают, что в Донбасс-Каракульском сегменте породы консолидированной коры имеет додевонский (доордовикский) возраст.

В Сарматско-Туаркырской рифтовой системе резко изменяются по простиранию не только глубины залегания, но и скоростные параметры пород консолидированной коры. В областях максимальных глубин залегания консолидированной коры скорости сейсмических волн достигают величин 6,5 км/с. В Мангышлак-Северобузачинском сегменте они характеризуются средними значениями 5,7 км/с (рис. 17, 18). Здесь консолидированная кора перекрывается складчатыми отложениями среднего карбона, о чем свидетельствуют данные скважины Сегенды-1, вскрывшей на глубине более 3 км терригенно-карбонатные отложения предположительно среднего карбона [Волож и др., 1985]. В то же время по данным сейсморазведки глубина до преломляющего горизонта, связанного с кровлей консолидированной коры, в районе скважины составляет 6 км. Фиксируемые по поверхности консолидированной коры прогибы имеют асимметричное строение с крутыми южными и пологими северными крыльями. Южные крылья осложнены нормальными сбросами,

которые рассекают как образования консолидированной коры, так и осадочный чехол, а северные крылья нарушены чехольными надвигами, переходящими на уровне консолидированной коры в сбросы. Амплитуды разломов измеряются первыми километрами.

3.3. Уральский складчатый пояс

В рамках «Карты» Урал представлен своей южной частью (Южный Урал) приблизительно к югу от широты Челябинска.

Описанию строения и истории формирования Уральского пояса посвящена многочисленная литература; сошлемся лишь на несколько обобщающих работ [Атлас..., 2002; Глубинное строение..., 2001; Дегтярев, Руженцев, 2004; Пучков, 2000; Самыгин, 1980; Хаин, 2001].

С точки зрения палеозойской истории развития и палеозойской тектонической зональности, Урал, в том числе Южный Урал, представляет собой единое образование с закономерной организованной и выдержанной на всем его протяжении внутренней структурой. Это — подвижный и затем складчатый пояс, развитие которого началось с раскола (в конце докембрия — начале палеозоя) восточной окраины континента Балтика и образования в ордовике Палеоуральского океанического бассейна как части крупного Палеоазиатского океана, и завершилось в конце палеозоя (на протяжении интервала средний карбон — пермь) коллизией ВЕП и Казахстанского (или Казахстано-Киргизского) континентов.

Ансамбль тектонических зон и слагающих их разрезов горных пород делятся на рассматриваемой территории на две части, или домена, по К.Е. Дегтяреву и С.В. Руженцеву [2004], формировавшихся в разной обстановке и на коре разного типа. Их разделяет зона Главного Уральского разлома, отмеченная офиолитовыми массивами и полосами серпентинитового меланжа.

К востоку от него, в Восточно-Уральском домене, палеозойские комплексы накапливались на океанической коре Палеоуральского океана. Они интенсивно дислоцированы с развитием складчато-покровных структур с офиолитами, содержат большие массы магматических пород, в том числе гранитоидов, метаморфизованы (хотя и неравномерно). По этим признакам они представляют собой континентальную кору, сформированную на месте коры океанической, и эти

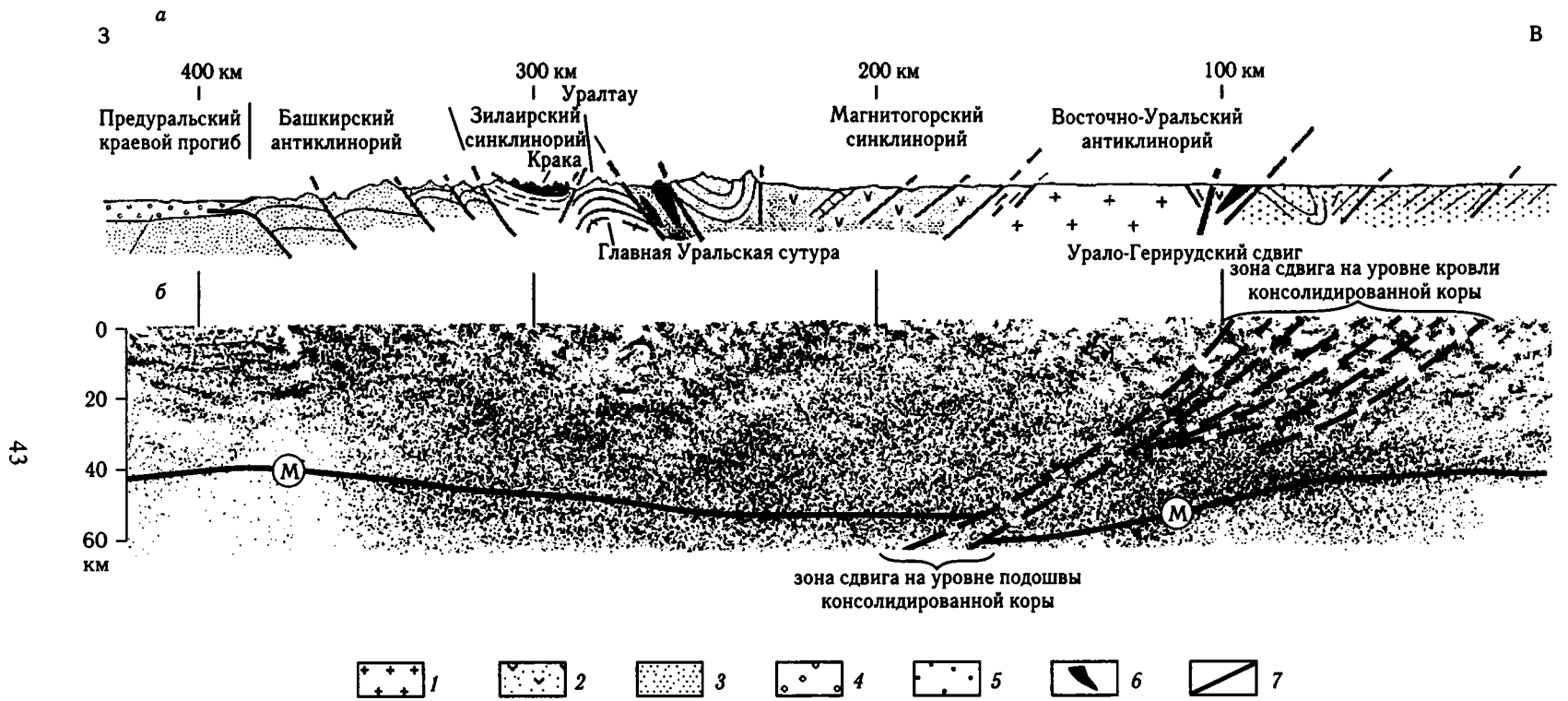


Рис. 19. Геологический (а) и сейсмический (б) разрезы по профилю УРСЕЙС-95 [Berzin et al., 1996]
 1 — метаморфические комплексы; 2 — вулканогенно-осадочные толщи палеозоя; 3 — терригенные толщи докембрия и нижнего палеозоя; 4 — осадочный чехол (моласса) Предуральского прогиба; 5 — осадочный комплекс палеозоя; 6 — ультраосновные образования; 7 — разломы

комплексы следует рассматривать в принятой системе терминов как консолидированную кору позднепалеозойского возраста. Последующие тектонические процессы, наиболее значимыми из которых были а) постколлизийные движения в конце перми и триасе и б) тектоническая активизация позднего кайнозоя, инфраструктуру этих комплексов практически не затронули.

К западу от Главного Уральского разлома, в Западно-Уральском домене, палеозойские породы Уральского пояса залегают на континентальной коре ВЕП, в той или иной степени подвергшейся деструкции, во-первых, при заложении рифейских впадин и, во-вторых, на коллизийной стадии формирования Урала. Консолидированная кора (здесь кристаллический фундамент ВЕП) имеет архей-протерозойский возраст с залегающими на ней породами платформенного чехла в возрастном диапазоне от нижнего рифея до перми.

В ходе развития Уральского сооружения, и главным образом в коллизийную стадию, весь этот ансамбль платформенных образований западного домена был вовлечен в процесс формирования надвиговой и покровной структур, затронувший консолидированную кору и осадочный чехол в форме как поверхностных срывов (тонкошкурная тектоника), так и покровов основания (толстошкурная тектоника). Местами (Зилаирская зона) имели место сильные складчатые деформации. Кроме того, к покровам, сложенным материалом местных пород, в более внутренних зонах этого же домена добавляются аллохтонные комплексы, шарьированные с востока. Особенно ярко эти явления проявлены в Сакмарской зоне (рис. 19). Отдельные шарьяжи (Сакмарский, Даульско-Кокпектинский) распространяются до Примугоджарского блока.

В соответствии со сказанным, территория Западно-Уральских зон отнесена к области развития архей-протерозойской консолидированной коры, в восточной части которой — в Зилаирской и Сакмарской зонах — поверх нее находятся породы складчатого комплекса фундамента (если придерживаться двухчленного деления коры платформ) или просто складчатого комплекса (при трехчленном делении). Более западные, т.е. более внешние зоны до Примугоджарского блока показаны на «Карте» как область развития «тектоники надвигов (покровов) основания».

Для заключительного этапа коллизии характерны сдвиговые перемещения. Наиболее крупным является субмеридиональный (продольный) Урало-Герирудский правосторонний

сдвиг, амплитуда которого, по некоторым оценкам, может достигать 500 км. Подробнее о нем говорится в разделе 4.

3.4. Альпийский складчатый пояс

Альпийский складчатый пояс в рамках «Карты» представлен следующими элементами, относящимися к северной ветви пояса («южным альпидам»): Большой Кавказ, зона Апшеронского порога, фрагменты тектонических единиц Малого Кавказа (Закавказский массив, Талыш), Копетдаг (в основном внешняя зона Копетдага), впадина Южного Каспия.

Перечисленные элементы выделяются в современной тектонической структуре Альпийского пояса по совокупности признаков, отражающих их геологическую историю, особенности тектонической структуры, включая строение коры и возраст комплексов консолидированной коры. Следует учитывать при этом, что недостаток информации по некоторым районам позволяет определить время становления консолидированной коры в них предположительно.

В современных палеотектонических (и палинспастических) реконструкциях названные элементы, их комбинации и фрагменты получают определенную трактовку и наименования с учетом данных, выходящих за пределы рассматриваемой здесь территории. Как будет видно дальше, на «Карте» частично используются названия такого рода. Однако в целом предпочтение при районировании отдается реальным особенностям, которые наблюдаются на рассматриваемой территории. Вопросы палинспастики и кинематических реконструкций в основном не входят в задачи данного исследования.

3.4.1. Большой Кавказ

Большой Кавказ описывается чуть более подробно с тем, чтобы на этом примере рассмотреть возможность использования подразделений (комплексов), принятых для платформ, применительно к складчатым поясам, еще не утратившим подвижность и не превратившихся в платформу.

Альпийское складчатое сооружение Большого Кавказа неоднородно и по простиранию и в направлении запад–восток.

Оно состоит из двух основных продольных зон. Одну из них будем называть здесь Северной зоной (она включает осевую часть Большого Кавказа и его северный склон), другая — это зона Южного склона. В современной структуре они разделены зоной Главного Кавказского разлома, в основном, очевидно, взбросового типа с поднятым северным бортом и с многокилометровой амплитудой вертикального смещения. Контраст между этими зонами ярко проявлялся на одних этапах геологической истории Большого Кавказа (во-первых, на палеозойском этапе и, во-вторых, на этапе поздняя юра — палеоген) и пропал в другие эпохи, когда деление на зоны затушевывалось общими для всего сооружения процессами. Это имело место в ранней–средней юре, когда вся территория Большого Кавказа была занята единым прогибом, на месте которого в средней юре образовалось раннекиммерийское складчатое сооружение, и в неогене–квартере во время формирования горного сооружения Большого Кавказа.

Кроме указанной продольной зональности, существенные различия имеются между Западным и Центральным Кавказом, с одной стороны, и Восточным Кавказом — с другой. Различия не так сильно касаются мезозойских и кайнозойских комплексов горных пород, разрезы которых, так же, как и основные черты палеотектонической зональности, принципиально не меняются, но проявляются в глубинах залегания доюрского (или домезозойского) основания. На Центральном Кавказе породы основания не только выходят на поверхность, но и залегают на высоких гипсометрических уровнях (до высоты более 4,5 км) в Передовом и Главном хребтах, что свидетельствует о высокой интенсивности горообразовательных процессов. На Восточном Кавказе эти породы, напротив, находятся на значительных глубинах — до 8 км и более, что составляет контраст с Центральным Кавказом не менее 12 км. Следствием этого является то, что на Центральном Кавказе доюрский фундамент хорошо изучен, тогда как на Восточном Кавказе он, в сущности, неизвестен, и суждения о нем не выходят за рамки предположений.

В соответствии с ходом развития выделяются основные комплексы горных пород, характеризующие различные этапы (стадии) этой истории.

Обобщенная характеристика доюрских комплексов, с учетом новейших геохронологических данных, приведена М.Л. Соминим в работе [Большой Кавказ..., 2007]. В пределах Боль-

шого Кавказа им выделяется два домена (соответствующих обозначенному выше делению на зоны) с существенно разным строением доюрского основания: Северо-Кавказский и Сванетский.

В *Северо-Кавказском домене* породы, образующие доюрское основание, распространены на больших площадях в Главном и Передовом хребтах Большого Кавказа, а также в Бечасынской зоне Северного склона Большого Кавказа. В Главном хребте к нему относятся толщи интенсивно дислоцированных метаморфических пород — гнейсов, мигматитов, гранитов. В Передовом хребте, в самом общем плане, выделяются две группы пород: слабометаморфизованные осадочные и вулканогенные породы и высокобарический метаморфический комплекс. Они находятся в сложных тектонических соотношениях, ими образована покровная структура хребта. До недавнего времени считалось, что в этих комплексах присутствуют образования широкого возрастного диапазона — от позднего докембрия (по некоторым оценкам, даже и более древние) до позднего палеозоя. Но в последние годы благодаря прецизионным определениям возраста было показано, что возраст, так же, как время складчатости и метаморфизма пород всех серий описываемого комплекса в Главном и Передовом хребтах, не выходят за рамки интервала девон–карбон [Большой Кавказ..., 2007], с заключительной консолидацией в карбоне. Залегающие выше верхнепалеозойские отложения представлены молассой.

Особым разрезом и историей отличается Бечасынская зона. Она сложена комплексом метаморфических пород, деформированных и метаморфизованных в конце рифея — венде, перекрытых кембрийскими или ордовик–силурийскими отложениями чехла. Но весь этот ансамбль подвергся повторному метаморфизму и гранитоидному магматизму в варисскую эпоху, в девоне–карбоне.

По всем характеристикам упомянутые комплексы палеозойских пород на большей части Северо-Кавказского домена (на территории Главного и Передового хребтов) должны рассматриваться как консолидированная кора позднепалеозойского (варисского) возраста.

Древние (доюрские) комплексы *Бечасынской зоны* следует квалифицировать иначе: они представляют собой консолидированную кору кадомского (байкальского) возраста, подвергшуюся интенсивной переработке в варисскую эпоху. На основании этого Бечасынская зона рассма-

тривается на «Карте» в составе Предкавказского блока Азово-Каспийского сегмента; о ней уже говорилось в соответствующем разделе.

Существует еще одна важная особенность консолидированной коры. Для комплексов пород отдельных смежных зон (или подзон), составляющих Северо-Кавказский домен, включая зоны Главного хребта, Передовой хребет и Бечасынскую зону, характерны резкие скачки метаморфизма на границах. Следует согласиться с мнением М.Л. Сомина, что это свидетельствует о коллажно-покровном строении рассматриваемого ансамбля, образовавшегося в самом конце палеозоя или даже в начале мезозоя, но до лейаса, за счет вторичного сближения первоначально разобщенных фрагментов.

Правда, датировка этого процесса сближения представляет особую проблему, поскольку в ее решении необходимо найти интервал достаточной продолжительности для: а) сближения и формирования коллажной структуры (а это, если считать, что в этом процессе был задействован также описываемый ниже Сванетский домен, могло произойти только ближе к концу триаса); б) эрозии и нивелирования образовавшегося покровно-складчатого сооружения до лейаса.

Формирование этого ансамбля происходило в условиях активной окраины примыкающего к этой области Восточно-Европейского континента (ВЕР вместе со Скифской платформой). Как было отмечено выше, консолидированная кора кадомского (байкальского) возраста на территории Скифской платформы (в Азово-Каспийском сегменте) подверглась серьезному преобразованию в палеозое, о чем, в частности, свидетельствует широкое развитие здесь среднепалеозойского гранитоидного магматизма. Ав непосредственно примыкающей к Большому Кавказу полосе Северо-Кавказского блока по сейсмическим данным установлено надвигание в северном направлении палеозойских пород по типу надвигов основания («тектоника надвигов (покровов) основания»).

Разрез *Сванетского домена* (Южная зона Большого Кавказа в его Центральной части) включает непрерывную последовательность отложений Сванетского хребта (антиклинория) от девона до верхнего триаса включительно. Породы в основном метаморфизованы и сильно деформированы. Фрагменты этого комплекса присутствуют также на территории Абхазии [Большой Кавказ..., 2007]. Непрерывный разрез и наличие отложений верхнего триаса свидетельствуют об особом типе развития и побуждают рассматри-

вать этот домен в качестве терейна экзотического происхождения. Но если это так, то наличие в нем отложений верхнего триаса означает, что он был включен в состав консолидированной коры не раньше и не позже позднего триаса. Тем самым накладываются серьезные ограничения на время окончательного формирования консолидированной коры, которое, в этом случае, должно определяться как конец триаса. Об этой проблеме было сказано выше.

Следует подчеркнуть также, что позднепалеозойская консолидированная кора Большого Кавказа подверглась переработке в средней юре. Она была вовлечена, хотя и в неодинаковой степени и на площади неравномерно, в формирование складчатой структуры киммерийской эпохи тектогенеза [Большой Кавказ..., 2007].

На Восточном (и Юго-Восточном) Кавказе достоверной информации о доюрском фундаменте нет ни для Северной, ни для Южной зоны. Экстраполяцию на всю эту территорию верхнепалеозойской консолидированной коры, описанной для Центрального Кавказа, нельзя признать надежной. Альтернативный вариант, допускающий здесь консолидированную кору раннемезозойского (триасового) возраста, прямыми данными также не обоснован. В Северной зоне, по-видимому, единственным местом, где под нижнеюрскими отложениями скважиной вскрыты дислоцированные породы (фундамента?), отнесенные к триасу, является район Яламинской антиклинали на северо-востоке Кусаро-Дивичинской впадины [Геология..., 2005]. Для суждения о консолидированной коре этого недостаточно, и выбор определенного варианта в настоящее время затруднителен. Поэтому вопрос оставлен открытым: возраст консолидированной коры для этой территории на «Карте» не обозначен (хотя глубина залегания ее кровли показана). Материалы сейсмических исследований ГСЗ и КМПВ дают информацию о скоростных характеристиках коры.

Вопрос о возрасте консолидированной коры Южной зоны в восточной части Большого Кавказа не ясен в той же мере, что и для Северной зоны. Как и там, его определенного решения на «Карте» не предлагается. В качестве доюрского (пермь, триас) основания некоторыми авторами описываются выходы песчаников, мраморов, глинистых сланцев на южном склоне в Кахетии, в основном по левым притокам р. Алазани (долина р. Стори и др.). Вопрос о возрасте этих пород дискутируется, но более вероятно, что они принадлежат нижним горизон-

там юрского комплекса отложений [Большой Кавказ..., 2007].

Залегающий на доюрской консолидированной коре комплекс отложений нижней и средней юры, деформированных и частично (в осевых зонах Большого Кавказа) измененных до стадии аспидных сланцев, представляет собой образование, единое для всех зон Большого Кавказа. Он может быть интерпретирован как складчатый комплекс фундамента или, при трехчленной схеме деления, как складчатый комплекс. При этом на крайней периферии Северного склона Большого Кавказа — к северу от Передового хребта в пределах Лабино-Малкинской (Бечасынской) — зоны эти отложения слабо деформированы и при детальном подходе могут рассматриваться здесь, как и на большей части Азово-Каспийского сегмента, в составе доплитного комплекса платформенного (осадочного) чехла.

Следующий по возрасту комплекс отложений верхней юры — палеогена распадается на две группы, развитые в Северной и Южной зонах.

В Северной зоне — на Северном склоне Большого Кавказа, так же, как в прилегающих районах Предкавказья, это — недеформированные и местами слабдеформированные (они втянуты в процесс горообразования) отложения эпиконтинентальных, шельфовых морей. Крайними южными выходами пород этого комплекса являются несколько разрозненных останцов верхнеюрских рифовых построек в полосе Главного Кавказского хребта, маркирующих внешний (южный) край шельфа этой эпохи (массивы Фишт, Оштен на Западном Кавказе, гора Кюгенкая на Центральном Кавказе в бассейне р. Чегем, массив Шахдаг на востоке Азербайджанско-Дагестанского отрезка Восточного Кавказа). Данный комплекс может быть сопоставлен с отложениями платформенного чехла.

На территории зоны Южного склона на всем протяжении рассматриваемой эпохи располагался относительно глубоководный бассейн, в котором накопилась мощная толща флиша верхнеюрского-палеогенового возраста. Позже они были интенсивно деформированы с образованием покровно-складчатой структуры. Этот комплекс мог бы быть отнесен к категории складчатых комплексов, но лишь условно, поскольку формирование его структуры не завершено.

По существующим представлениям [Гамкрелидзе, Гуджабидзе, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006], в западной части Закавказского массива к югу от Центрального Кавказа и в смежной части акватории Черного моря консолидирован-

ная кора, представленная комплексами доюрских пород, имеет позднепалеозойский возраст.

Эта территория, попадающая в рамки «Карты» небольшой своей частью, относится к *Восточно-Понтийскому блоку*, или, по Т.В. Гиоргобиани [2003], к Черноморско-Закавказскому микроконтиненту. Слагающие ее палеозойские породы формировались на окраине Понтийского континента. Позднепалеозойская консолидированная кора интенсивно преобразована в ходе киммерийского и альпийского тектогенеза.

3.4.2. Копетдаг-Южнокаспийский сегмент

Копетдаг и Западно-Туркменский блок. Эта группа тектонических элементов включает: складчатое сооружение Внешней зоны Копетдага и Западно-Туркменский блок. К последнему, судя по характеру и мощности консолидированной коры, должна быть также отнесена восточная часть Южно-Каспийской впадины приблизительно к востоку от разлома северо-восточного простирания, проходящего по западному склону поднятия Година. Эта часть Южно-Каспийской впадины (в отличие от коры субокеанического типа в западной ее части, выделенной под названием Южно-Каспийского блока) подстилается корой с «континентальными» характеристиками $V_r = 5,9$. Мощность консолидированной коры доходит до 25 км (при общей мощности коры порядка 35–40 км). Кровля консолидированной коры залегает на глубинах 5–12 км в восточной сухопутной части Западно-Туркменского блока и погружается по направлению к западу до глубин порядка 16 км в акватории Южного Каспия.

Время формирования (ранний мезозой) и стратиграфический объем консолидированной коры рассматриваемой территории определяются предположительно и лишь по косвенным признакам. По данным сейсмических профилей и прежде всего профиля Геокча–Астара, здесь можно предполагать наличие мощной толщи пермско-триасовых отложений, очевидно дислоцированных. Их кровля соответствует сейсмическому горизонту «Ф» с граничными скоростями $V_r = 6,0$. Косвенным образом о больших мощностях пород этого возраста свидетельствуют также данные и реконструкции по более восточной территории Юго-Восточной Туркмении, Ирана и Афганистана (внутренние зоны Копетдага, хребты Биналуд, Эльбурс), где

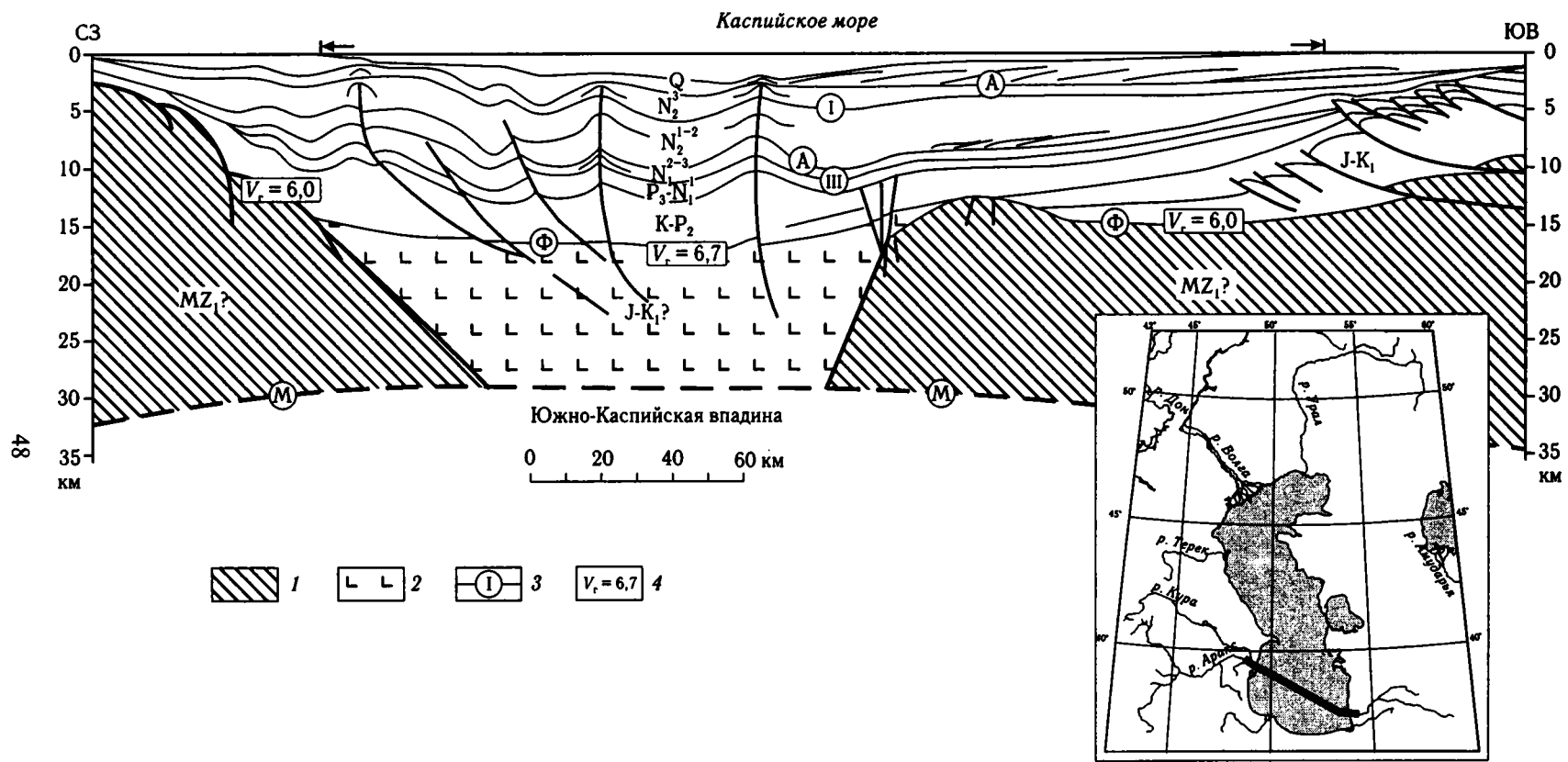


Рис. 20. Южно-Каспийский сейсмогеологический разрез

1 — консолидированная континентальная кора; 2 — угоненная субокеаническая кора; 3 — опорные отражающие горизонты и их индексы; 4 — граничные скорости преломленных волн; км/с

под толщами верхней юры и нижнего мела, слагающими платформенный чехол (или верхние горизонты платформенного чехла?), находится комплекс отложений, очевидно относящихся к нижней-средней юре, триасу и перми, мощностью до 10 км и, возможно, более [Аванесян и др., 1972; Леонов Ю., 1970]. Но даже, если эти соображения верны, то все же нельзя исключить присутствие под этим комплексом или в его нижней части более древних образований, которые могут оказаться консолидированной корой.

Южно-Каспийский блок включает акваторию Южно-Каспийской впадины к западу от упомянутого выше разлома на склоне поднятия Година. Отличительной чертой блока является сокращенная мощность консолидированной коры — до 10–12 км (рис. 20; 21, см. цв. вкл.; 22, см. цв. вкл.) и высокие граничные скорости ($V_r = 6,7$), что характеризует ее как кору субокеанического типа. Мощность осадочного чехла во впадине, сложенного отложениями от мела и, возможно, юры до четвертичных, превышает 20 км, из которых 10–12 км приходится на отложения плиоцена-квартера.

Прямые данные о возрасте консолидированной коры, редуцированной, как сказано выше, отсутствуют, и основания для суждения остаются здесь теми же, что и в описанном выше Западно-Туркменском блоке.

Существует широкий разброс мнений о причинах, времени и механизме формирования утоненной коры. Обсуждаются модели как реликтовой, так и новообразованной коры, причем в последнем случае время деструкции связывается с разными периодами геологической истории региона. В том числе рассматривается возможность исключительной молодости этого явления (плиоцен) и его связи со смещением вдоль Кавказско-Копетдагского сдвига в предплиоценовое время.

3.4.3. Переработанные тектонические элементы гондванского происхождения: Закавказский массив, Эльбурс–Биналуд, Талыш

Полоса, лежащая к югу от описанной выше обширной области раннекиммерийских деформаций, как очевидных (среднеюрская складча-

тость Большого Кавказа), так и предполагаемых (в основном более ранних — триасовых на более восточной территории), включает альпийские складчатые сооружения Закавказского массива, Эльбурса–Биналуда и, по-видимому, Талыша.

Основу этих элементов представляют фрагменты краевых частей гондванской платформы (или платформ). Их консолидированная кора (фундамент) сложена докембрийскими породами и имеет, по всей вероятности, добайкальский возраст. Но на протяжении последующей истории кора платформы (фундамент и залегающий на нем венд-палеозойский-триасовый чехол) была раздроблена, подвергалась неоднократным переработкам, форма и интенсивность которых сильно изменяются на площади. Местами тектоническая структура имеет, по-видимому, коллажное строение. В этих случаях мозаика платформенных фрагментов с недеформированным или слабо деформированным и неизменным палеозойским чехлом дополняется фрагментами палеозойских метаморфических, деформированных комплексов, очевидно, терейновой природы (альпийского, в широком смысле, времени образования). Таково, возможно, происхождение верхнепалеозойских деформированных толщ Закавказского массива и метаморфических палеозойских комплексов, надвинутых с севера на образования системы Биналуда (за рамками «Карты»). В современной конфигурации структура всей этой области в целом и составляющих ее элементов была сформирована в альпийскую эпоху.

Основание *Закавказского массива* сложено метаморфическими породами консолидированной коры добайкальского, по А.А. Белову [1981], возраста, выходящей на поверхность в нескольких пунктах. Местами оно перекрыто деформированными верхнепалеозойскими породами. Северная граница массива трассируется не вполне определенно. На юге Закавказский массив, если рассматривать его в узком смысле, ограничен Эрзинджан-Севанским разрывом — офиолитовым швом [Белов, 1981]. Южнее него находится Нахичеванский блок, который, по существу, является частью Закавказского массива, но отличается отсутствием дислоцированных палеозойских комплексов: платформенный разрез гондванского типа представлен здесь в неизменном виде.

Складчатая *система Эльбурс–Биналуд*, расположенная к югу от Западно-Туркменского и Южно-Каспийского блоков и попадающая узкой полосой в рамки «Карты», по истории развития и

строению коры сходна с Центрально-Иранским массивом.

Консолидированная кора, сложенная комплексом кристаллических пород и гранитоидов, имеет позднедокембрийский возраст. На них залегает платформенный чехол, сложенный отложениями верхов рифея — венда (известных здесь под названием «инфракембрия»), палеозоя и триаса. Вся совокупность этих пород, обнажающихся на поверхности в нескольких разоб- щенных выходах, представляет собой фрагменты древней гондванской платформы, очевидно, ее краевой части, раздробленной и переработанной раннекиммерийским и альпийским текто- генезом. Образования этих более молодых тек- тонических эпох сложены деформированными породами мезозоя, начиная с верхов триаса — низов юры, и кайнозоя.

На севере складчатые комплексы Эльбурса погружаются (в рамках «Карты») под неогено- вые и четвертичные отложения побережья и прибрежных районов Каспия. Прямых данных,

указывающих, насколько далеко они заходят к северу в пределы Южно-Каспийской впадины, нет. Гравимагнитные материалы свидетельствуют о продолжении данного типа коры до линии, указанной на «Карте». Кроме того, по сейсмическим данным [Буваев, Пийп, 2004], здесь намечается сейсмофокальная зона, которая может интерпретироваться как зона поддвига или даже субдукции.

На северо-западе к Эльбурсу примыкает складчатое сооружение *Талыша*. В нем на поверхности развиты отложения верхнего мела и палеогена с преобладанием мощных толщ вулканических пород, перекрытых деформированными отложениями олигоцена–миоцена, надвинутыми на отложения Куринской впадины [Хаин, 2000]. Данные о возрасте и строении консоли- дированной коры в Талыше отсутствуют. На «Карте» здесь предположительно, в основном по аналогии со смежными сооружениями Эльбурса и Закавказского массива, показана докембрий- ская консолидированная кора.

4. Трансрегиональные сдвиги Каспийского региона

На территории «Карты» и в смежных с ней областях выделяются многочисленные системы тектонических нарушений, представленные разрывами различного масштаба. Среди них имеются крупные — региональные разрывы (разного возраста), играющие существенную роль в структуре как складчатых поясов (альпид и палеозоид) и выходов на поверхность комплексов фундамента, так и платформенных площадей, перекрытых породами чехла.

На разных стадиях изученности эти ансамбли нарушений, обычно вместе с пликативными, складчатыми дислокациями и данными по трещиноватости (так называемыми мезотектоническими данными), неоднократно служили объектом анализа, направленного на расшифровку, в региональном и межрегиональном масштабах, структурных парагенезов и реконструкцию кинематических и динамических условий их формирования. Результаты такого анализа для отдельных тектонических элементов и региона в целом опубликованы в работах [Копп, 1989, 2004; Макаров, 1989, Расцветаев, 1980, 1989; Трифонов, 1999; Трифонов и др., 1997] и некоторых других. В частности, в этих работах, которые, надо заметить, посвящены преимущественно новейшей (альпийской) тектонике, подчеркивается роль сдвиговых деформаций в тектонической структуре региона.

В ходе работ по составлению «Атласа литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии» [Атлас..., 2002] было показано, что многие из имеющихся здесь нарушений, включая наиболее крупные региональные нарушения, группируются в узких полосах (зонах) большой протяженности, образуя отдельные звенья этих зон. Они были описаны как трансрегиональные, а некоторые из них как трансконтинентальные зоны разрывов.

Несколько таких зон находится на территории Каспийского региона в рамках «Карты»: Урало-Герирудская (меридиональная), Донбасс-Зеравшанская, Аксу-Кендирлинская, Кавказско-Копетдагская (все запад-северо-западного простирания с некоторыми вариациями). Названные зоны представляют собой комбинированные образования: местами они выражены разрывами или системами разрывов, рассредоточенных в некоторой полосе, местами (это характерно для районов с большой мощностью осадочного чехла) — линейными зонами пликативных дислокаций: системами валов, флексурными перегибами слоев, эшелонированными складками, реже линейными зонами непротяженных малоамплитудных кулисных разрывов. Наконец, имеются промежутки, в которых явные признаки нарушений из-за недостатка данных пока(?) не выявлены. Следует подчеркнуть, что, вне зависимости от возраста рассматриваемых зон разрывов или, говоря точнее, от времени заложения и основного периода их активности, на многих их отрезках зафиксированы позднечетвертичные — современные смещения [Трифонов и др., 1997].

В некоторых случаях — там, где имеются данные глубинных сейсмических исследований по трассам опорных геофизических профилей и данные наблюдений за сейсмичностью [Ковачев и др., 2009], удается расшифровать внутреннее строение зон разрывов. Так, на профиле Уралсейс [Глубинное строение..., 2001] показано, что зона Урало-Герирудского разрыва это — сложно построенная структура, состоящая из серии нарушений листрической формы различной протяженности и глубины проникновения (см. рис. 19).

Вообще же на основании такого рода данных, правда отрывочных, обобщенная модель описываемых нарушений выглядят следующим образом.

Они пронизывают земную кору на всю ее мощность, нарушая консолидированную кору и осадочный чехол, корни их могут уходить в подкоровые слои мантии. На уровне низов земной коры и верхней мантии это зона шириной в первые километры, как правило, наклонная (угол наклона может достигать 35° – 45°), проникающая до глубин 100–150 км. По направлению вверх эта зона расщепляется на систему нарушений, для которых во многих случаях характерна листрическая форма и которые выполаживаются на уровне нижнего слоя консолидированной коры. В осадочном чехле нарушения ветвятся, приобретая цветковую структуру (рис. 23, см. цв. вкл.). Из-за этих особенностей на поверхности описываемые нарушения выделяются в виде линейных зон разрывных и кулисных (эшелонированных) пликативных дислокаций шириной в несколько десятков километров. Такая ширина зон затрудняет их картографическое отображение. На карте обычно приходится показывать их условной линией, которая по большей части не соответствует реальной ширине зоны на земной поверхности, а символизирует лишь факт ее наличия. В максимальной степени трудности такого рода проявляются на Большом Кавказе, который практически на всю свою ширину представляет зону рассредоточенной сдвиговой тектоники. Учитывая это, авторы воздержались от проведения здесь одной конкретной линии, соответствующей трансрегиональному сдвигу.

На карте описываемые нарушения показаны линией со штриховкой условной ширины. Она соответствует (настолько точно, насколько позволяют имеющиеся данные) положению в плане зоны разрыва (сдвига) на срезе кровли консолидированной коры. Вместе с тем, этот линейный знак не отражает конфигурации зоны сдвига, ширины и других его параметров в более высоких горизонтах, которые по простиранию и в вертикальном разрезе изменяются.

Кроме выяснения морфологии указанных зон (в частности, доказательства их непрерывности), вопросом первостепенной важности является реконструкция кинематики смещений. Несмотря на то, что большинство исследователей отмечают роль сдвигов в тектонической структуре региона, нарушения описываемого типа чаще рассматривались как крупные, долгоживущие разломы с преимущественно вертикальным смещением. Наличие вертикального смещения очевидно, оно демонстрируется прямыми геологическими (на поверхности) и геофизическими (для погребенных структур) наблюдениями. Горизонтальные смещения по ним допускались, но их амплитуда или не оценивалась

или определялась в пределах первых километров. Нередко названные зоны и их фрагменты описываются нейтрально — как протяженные линеаменты; именно так они, и при этом достаточно четко, дешифрируются на космоснимках.

Авторы настоящей работы проанализировали имеющиеся геолого-геофизические материалы, характеризующие строение осадочного чехла и консолидированной коры Каспийского региона, на предмет выяснения времени заложения, а также направления и амплитуды перемещений по этим зонам. Результаты этой работы докладывались на нескольких совещаниях и частично опубликованы [Волож и др., 2009; Дмитриевский, Волож, 2008].

В этих сообщениях и публикациях был поставлен вопрос о сдвиговой природе названных нарушений и, главное, о больших размерах горизонтальных смещений, измеряющихся, возможно, сотнями километров. Главным, можно сказать ключевым, аргументом для подобного предположения служит современное положение некоторых элементов-маркеров. Это — пары структур и других геологических объектов, расположенных по разные стороны нарушений и ныне разъединенных, но в которых наблюдаются характерные особенности строения, позволяющие ставить вопрос об их былом единстве.

В рамках такой концепции данные нарушения интерпретируются как трансрегиональные, или трансконтинентальные, сдвиги. Анализ структуры осадочного чехла показывает, что время их заложения и основной период активности соответствуют завершающим стадиям коллизионных этапов развития палеозойского и альпийского складчатых поясов, хотя они и выходят за границы этих поясов, распространяясь также на территорию платформ. Кроме того, их развитие продолжается и позднее — на платформенном этапе, а большинство из них активны (в разной степени) в настоящее время (рис. 24).

Что касается первостепенной важности вопроса об амплитудах сдвиговых смещений, то она объясняется тем, что смещения в сотни километров приводят к заметному изменению первичной конфигурации изображенных (на «Карте») тектонических элементов. Поэтому авторы сочли уместным нанести линии предполагаемых сдвигов на «Карту». В практическом же смысле принятие данной концепции влечет за собой возможность корректировки оценок углеводородного потенциала некоторых территорий.

Ниже перечисляются основные соображения, лежащие в основе оценки амплитуды сме-

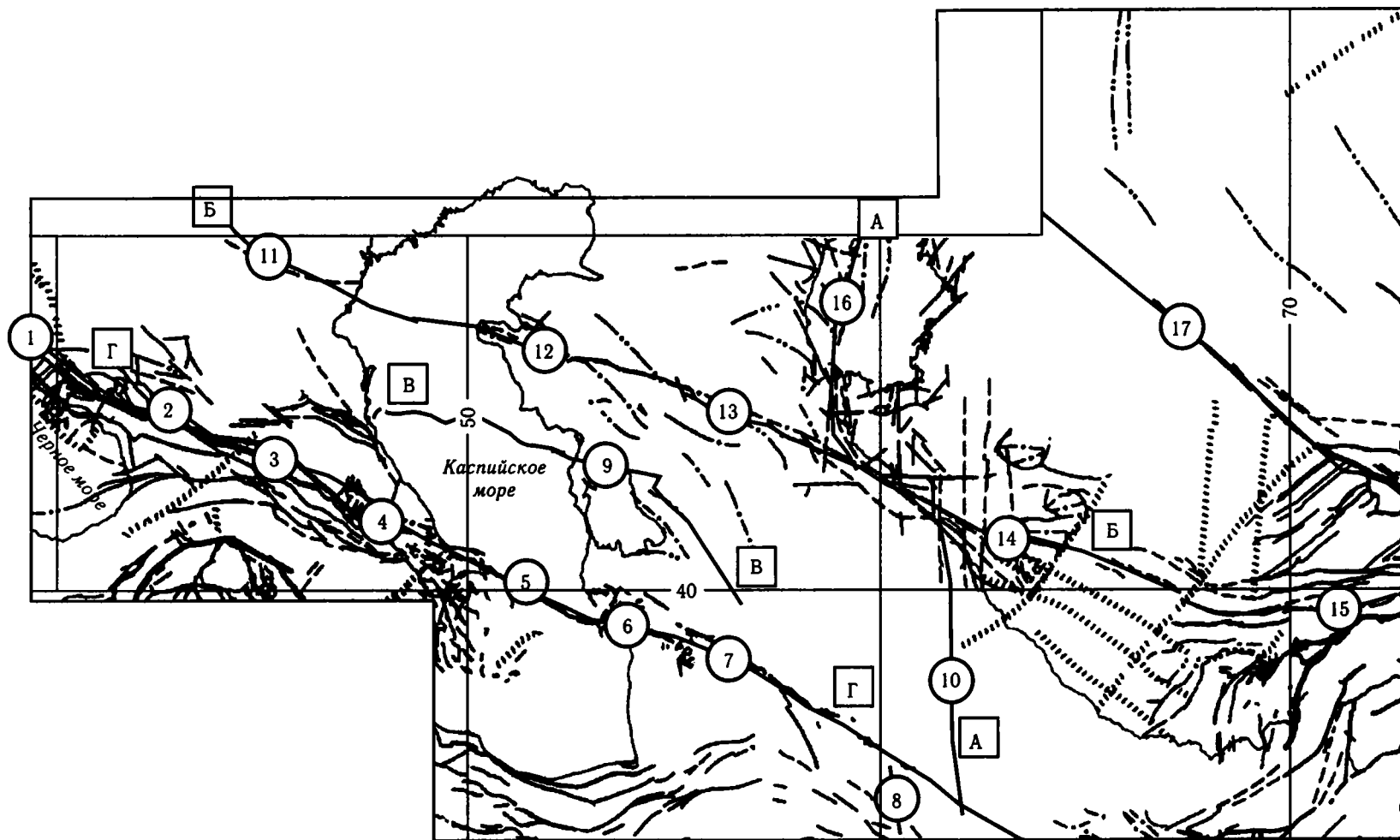


Рис. 24. Карта активных разрывов региона, по В.Г. Трифонову [1999], с изменениями

Буквы в квадратах — трансконтинентальные постколлизийные сдвиги: А — Урало-Герирудский; Б — Донбасс-Зеравшанский; В — Аксу-Кендирлинский; Г — Кавказско-Копетдагский.

Цифры — сегменты сдвиговых зон: 1 — Белогорский; 2 — Пшешиш-Архызский; 3 — Ларский; 4 — Сиазанский; 5 — Апшеронский; 6 — Исак-Челекенский; 7 — Главный Копетдагский; 8 — Карабийский; 9 — Аксу-Кендирлинский; 10 — Центрально-Туркменский; 11 — Донбасс-Каспийский; 12 — Мангышлакский; 13 — Центрально-Устюртский; 14 — Кызылкумский; 15 — Ферганский; 16 — Арало-Кызылкумский; 17 — Таласо-Ферганский

щения по каждой из выделенных зон. При этом надо иметь в виду предварительный характер выводов, для закрепления которых необходимы дальнейшие исследования.

Идентификация сдвиговых деформаций вообще представляет одну из наиболее сложных задач структурной геологии. В особенности это относится к крупным сдвигам и сдвиговым зонам типа рассматриваемых в данном разделе. Надежнее всего сдвиги определяются в двух случаях: по смещению элементов рельефа, в первую очередь водотоков различного масштаба, и каких-либо характерных геологических объектов. Однако первое возможно для современных, в лучшем случае неотектонических структур, второе — в основном для сдвигов, ориентированных вкрест простирания структур. Но крупные — региональные и трансрегиональные сдвиги чаще бывают продольными, т.е. ориентированы в согласии с простиранием тектонических структур и зон и, кроме того, в сдвиговых зонах с большими амплитудами смещения и длительной историей формирования обычно наблюдаются сильное разлинзование, «перетираание» пород, затрундыющие реконструкции первоначальных соотношений.

По этим причинам, даже в случае классических, многократно описанных в литературе сдвиговых зон, таких, например, как Ферганская или сдвиг Грейт-Глен в каледонидах Шотландии, сомнения в значительных амплитудах сдвиговых смещений иногда высказываются. Тем не менее, конкретное исследование макро- и мезоструктурных особенностей в зонах крупных сдвигов, так же, как палинспастические реконструкции более общего плана, свидетельствует в пользу их реального существования. В частности, структуры, близкие к описываемым здесь трансрегиональным сдвигам выделяются многими авторами на территории Восточной Сибири. Так, Н.С. Зайцев проводил параллель между Главным Саянским разломом и сдвигом Грейт-Глен [Зайцев, 1960]. В работе В.К. Александрова и А.П. Таскина [1990] выделены сдвиги и, главное, крупные зоны сдвигов, с полным правом названные ими сдвиговыми поясами: Восточно-Саянский, Котуй-Вилуйский, Байкало-Курейский.

В данной работе мы пока воздерживаемся от дальнейшей дифференциации намечаемых в Каспийском регионе трансрегиональных сдвигов, но при более основательном анализе некоторые из них (Донбасс-Зеравшанский, Кавказско-Копетдагский), возможно, должны быть переведены в ранг сдвиговых поясов типа упомянутых выше.

Урало-Герирудский сдвиг протягивается вдоль Уральского складчатого пояса до Аральского

моря, далее на юг он проходит по оси Арало-Кызылкумского вала, затем, после правостороннего смещения по Донбасско-Зеравшанскому сдвигу (см. ниже), по оси Питнякского вала и заканчивается Герирудским разломом.

Наиболее контрастно сдвиговая природа рассматриваемого разлома проявлена на отрезке, где он пересекает зону сочленения палеозойских складчатых систем Урала и Тянь-Шаня.

При оценке амплитуды горизонтального перемещения по Урало-Герирудскому сдвигу в роли маркера выступают, с одной стороны, точка сочленения субмеридиональных структур восточного склона Урала с субширотными структурами Срединного Тянь-Шаня, с другой — структур западного склона Урала со структурами Южного Тянь-Шаня (см. «Карту»). Первая точка, как известно, располагается к востоку от зоны сдвига в районе юго-западного Приаралья. Положение второй точки долгое время оставалось неопределенным. Многие исследователи полагали, что структуры западного склона Урала и Южного Тянь-Шаня никогда не соединялись и затухали, не доходя друг до друга (А.Л. Яншин), либо, огибая плато Устюрт, сходились в районе Донбасса (А.Д. Архангельский). Определенность в этом вопросе появилась ходе составления Атласа литолого-палеогеографических карт Центральной Евразии [Атлас..., 2002].

На основе анализа всей имеющейся геолого-геофизической информации было установлено, что структуры западного склона Урала (субмеридиональные варисциды) и структуры Южного Тянь-Шаня (субширотные варисциды) сочленяются в районе Северо-Западного Приаралья. Причем к северо-западу от Аральского моря субширотные варисциды прослеживаются только до Центрально-Аральского разлома, являющегося фрагментом Урало-Герирудского сдвига. Восточнее этого разлома они (субширотные герциниды) появляются только южнее Аральского моря, в юго-западном Приаралье. В Аральском море по Центрально-Аральскому разлому структуры восточного склона Урала непосредственно контактируют с Северо-Устюртским блоком кадомид Восточно-Европейского палеозойского континента.

Таким образом, в современной структуре точки изгиба юго-западных и северо-восточных структурно-формационных зон Урало-Тяньшанской складчатой системы сдвинуты относительно друг друга примерно на 450–500 км. Время заложения сдвига — поздняя пермь. Оно документируется возрастом отложений, выполняющих приуроченные к нему грабенообразные

структуры. Пик сдвиговых движений приходится на триас-раннеюрскую эпоху; достаточно активно сдвиг проявился также в плиоцене.

Донбасс-Зеравшанский сдвиг протягивается в виде зоны шириной в несколько десятков километров в субширотном направлении через Скифско-Туранскую плиту, от Донбасса на западе до Южного Тянь-Шаня (р. Зеравшан) на востоке. Сдвиг, как трансконтинентальная структура, состоит из нескольких региональных разломов, выделяемых в консолидированной коре и других комплексах фундамента (с запада на восток): Донбасс-Каспийского, Центрально-Мангышлакского, Центрально-Устюртского, Центрально-Кызылкумского и (за рамкой «Карты») Зеравшанского, а также серии более мелких нарушений, сопровождающих эти разрывы и парагенетически с ними связанных. В осадочном чехле зона Донбасс-Зеравшанского трансконтинентального сдвига прослеживается вдоль южного склона складчатого сооружения Донбасса, далее она косо пересекает поднятие кряжа Карпинского, затем протягивается по системе Центрально-Мангышлакских и Центрально-Устюртских валлообразных поднятий и сопровождающих их ступеней, и на востоке — по южному краю поднятий Центральных Кызылкумов.

При оценке амплитуды горизонтального перемещения в роли маркеров могут выступать две пары структур.

На востоке это — Тахтакаирский вал к северу от сдвига и Питнякский вал к югу от него (рис. 25, см. цв. вкл.). О единстве Тахтакаирского и Питнякского валов, отстоящих друг от друга на расстояние около 200 км, свидетельствуют следующие особенности их строения. В основании плитного комплекса осадочного чехла обеих структур выделяется мощная толща нижнеюрских отложений. Они локально распространены и выполняют грабеннообразную депрессию, которая пространственно совпадает с контурами обоих валов. Остановившаяся на этом варианте, не следует упускать из виду возможность и другой интерпретации (если ориентироваться только на данную пару структур), а именно того, что каждая из этих впадин формировалась отдельно на своем теперешнем месте как оперяющая сдвиг структура растяжения, обусловленного правосторонним смещением крыльев сдвига. В этом случае амплитуда сдвига будет соответствовать ширине (размеру растяжения) впадин, т.е. составлять величину порядка 50 км.

На западе в качестве маркера служит граница Днепровско-Донецкой впадины и складчатого

Донбасса, по одну сторону от сдвига, и Ростовского выступа и Скифской плиты, по другую. На былое единство этой пары структур-маркеров указывает то обстоятельство, что они приурочены к общей границе — фронту раннепермских складчатых деформаций, отделяющей девонско-нижнепермский, преимущественно терригенный, «складчатый комплекс» чехла Скифской плиты от одновозрастного с ним, преимущественно карбонатного «плитного» комплекса Восточно-Европейской платформы.

Исходя из современного расположения указанных элементов-маркеров амплитуду горизонтального перемещения по Донбасс-Зеравшанскому сдвигу за все время его существования, можно оценить величиной около 200 км.

Возраст самой молодой из разорванных сдвигом структур свидетельствует о том, что его заложение произошло не ранее средней юры. Наиболее активно сдвиг проявился в позднем мелу. Именно таков возраст формирования линейных впадин, пространственно связанных со сдвигом: Южно-Бузачинского прогиба и цепочки более мелких грабенообразных структур на западной периклинали кряжа Карпинского. Существенные подвижки по сдвигу отмечаются также в неогене.

Аксу-Кендирлинский сдвиг протягивается в субширотном направлении от г. Махачкала, на западе, до Туаркыра, на востоке. В консолидированной коре (вообще в породах фундамента) зоне сдвига соответствует Аксу-Кендирлинский разлом (на западе) и продолжающая его на востоке и юго-востоке система разломов, ограничивающих с севера Туаркырские рифтовые структуры, а также серия связанных с ними более мелких нарушений. В осадочном чехле зоне сдвига отвечает система флексур (рис. 26, см. цв. вкл.).

При оценке амплитуды горизонтального перемещения по Аксу-Кендирлинскому сдвигу в качестве маркеров рассматриваются две триасовые структуры, расплощенные по разные стороны от него: Жазгурлинская депрессия и прогиб Казахского залива. Обе депрессии выполнены мощной толщей отложений триаса и имеют ассиметричное строение. Жазгурлинская депрессия прислоняется к сдвигу своим южным бортом, а прогиб Казахского залива северным. При совмещении разрезов триаса этих структур получается реконструкция единого прогиба (см. рис. 26).

Современное расположение Жазгурлинской депрессии относительно депрессии Казахского залива позволяет сделать вывод о том, что амплитуда горизонтального перемещения по Аксу-Кендирлинскому сдвигу составляет около

200 км, а наиболее вероятное время его заложения — ранняя юра. На раннеюрское время приходится, по-видимому, и максимум величины смещения по сдвигу. Заметные сдвиговые движения отмечены также в неогене.

Кавказско-Копетдагский сдвиг — эта крупная зона протягивается от Крыма до предгорий Копетдага. По протяженности она соизмерима с Донбасс-Зеравшанской зоной, но обладает, пожалуй, наиболее сложным строением, особенно в западной — Кавказской, или Крымско-Кавказской, части.

В восточной части, начиная с территории Апшеронского полуострова и далее к востоку, она относительно локализована и представлена Апшеронским, Челекенским и Главным Копетдагским разломами. Эти региональные нарушения активны в современную эпоху, их сдвиговая природа устанавливается определенно, хотя масштабы горизонтальных перемещений, возможно, недооценены.

В западном секторе, на Большом Кавказе, положение описываемой зоны и ее морфологические характеристики определяются менее однозначно. При яркой выраженности складчатости, взбросо-надвиговых и местами покровных структур выявить здесь сдвиговые смещения путем непосредственных наблюдений удастся лишь изредка. О них свидетельствуют главным образом косвенные показатели, такие как мезотектонические данные (анализ трещиноватости), комплексный структурный анализ, реконструкция общей картины кинематики новейшей эпохи для Кавказского региона [Копп, 1989, 2004; Расцветаев, 1989]. По этим данным, наличие сдвиговой компоненты, в том числе в зонах и у разрывов продольного — кавказского — простираения, не вызывает сомнений, однако размеры смещений остаются в основном неизвестными. К тому же, приходится считаться со следующими двумя обстоятельствами. Во-первых, сдвиговая тектоника Большого Кавказа, кроме сдвигов кавказского простираения, включает также хорошо развитую систему правых диагональных сдвигов северо-западного простираения, что усложняет картину. Во-вторых, конкретная рисовка сдвигов и зон сдвигов, при одинаковой в принципе общей схеме, у разных авторов (например, в работах М.Л. Коппа [2007] и Л.М. Расцветаева [1989]) несколько не совпадает, как в ряде случаев не совпадает и определение направлений смещения по отдельным сдвигам.

В самом общем виде выделяются две главные группы субширотных продольных (в основном правых) сдвигов, каждая из которых, по данным М.Л. Коппа и Л.М. Расцветаева, состоит из системы нарушений (рис. 27). Напомним, что боль-

шинство этих разрывов относятся к нарушениям сложного типа: они обладают не только сдвиговой, но и вертикальной, иногда очень значительной, компонентой смещения (от взбросов до надвигов и покровов). По мнению Л.М. Расцветаева, сдвиговые дислокации связаны с латеральным перетеканием вещества вдоль крупных субвертикальных зон сплющивания.

Северная группа сдвигов трассируется вдоль северного ограничения Большого Кавказа. В западной части Большого Кавказа она представлена Ахтырским и Пшекишским разрывами, которые по направлению к востоку расщепляются на две ветви. Одна из них по-прежнему идет вдоль северного ограничения Большого Кавказа. Это разрывы Тырныаузский, Адылсуйский (Приэльбрусский) и далее к востоку — Владикавказский и Сулакский. Другая ветвь — Штавлерский разрыв переходит на Южный склон, сливаясь с южной группой сдвигов.

Что касается этой южной группы сдвигов, то составляющие ее Западно-Абхазский и Восточно-Абхазский разрывы трассируются вдоль южного склона Большого Кавказа, но только в его западной части. Начиная приблизительно с района Кахетии и далее к востоку, надежных данных о сдвиговых смещениях мало.

Не слишком ясен вопрос о сдвиговой тектонике в самой восточной — Азербайджанской части Большого Кавказа. Главными продольными разрывами в полосе границы Осевой зоны и Южного склона Большого Кавказа здесь являются крупные Сиазанский, Малкамудский и Зангиский разрывы, в зоне которых одними авторами отмечаются признаки сдвиговых смещений [Копп, 2007], другими нет [Геология..., 2005].

Таким образом, можно констатировать, что сдвиговая деформация характерна для кавказского отрезка описываемой трансрегиональной зоны, но является не локализованной, а рассредоточена в широкой полосе складчатого сооружения Большого Кавказа. Он весь, практически на всю свою ширину, может рассматриваться как зона рассредоточенной сдвиговой тектоники. Это необходимо подчеркнуть. Что же касается «Карты», то, во избежание ошибочного впечатления, было решено не проводить на ней какую-либо одну конкретную линию.

Наиболее серьезный вопрос заключается в масштабах смещения. Структурно-геологические (и геофизические) данные не позволяют напрямую определить суммарные размеры латерального смещения. Для этого необходимо найти убедительные объекты-маркеры.



Рис. 27. Сдвиговая тектоника Большого Кавказа, по Л.М. Расцветаеву [1989], упрощено

1 — сдвиги; 2 — зоны концентрации правосдвиговых деформаций; 3 — разрывы на поверхности (преимущественно сдвиги); 4 — флексуры; 5 — разрывы по геофизическим данным

Цифры на схеме — основные дизъюнктивные системы и шовные зоны Кавказа: 1 — Ахтырская, 2 — Пшехишская, 3 — Гагрская (Западно-Абхазская), 4 — Ткварчельская (Восточно-Абхазская), 5 — Штавлерская, 6 — Тырнаузская, 7 — Владикавказская, 8 — Сулакская, 9 — Тляратинская, 10 — Сиазанская, 11 — Малкамудская, 12 — Зангинская

Суммарная амплитуда сдвига оценивается предположительно по смещению некоторых элементов-маркеров, конфигурация которых, возможно, свидетельствует о их первоначальном единстве. К ним, в частности, относятся бровка аккумулятивного уступа внутреннего шельфа и бровка уступа глубоководной котловины кайнозойского бассейна Каспия (рис. 28, см. цв. вкл.). Не исключено, что сдвиговым смещением вызвано современное расположение границ зон постдиагенетических изменений отложений нижней юры Большого Кавказа. Если опираться на эти маркеры, то относительная амплитуда сдвига за период времени с конца олигоцена и донные составит порядка 150 км. При этом максимальные перемещения по сдвигу произошли в плиоцен-четвертичное время.

Ставя вопрос о существовании крупных трансрегиональных сдвигов и их роли в тектонической структуре региона и приводя материал, доказывающий это существование, авторы не считают вопрос окончательно решенным. Точнее сказать: наличие описанных сдвиговых нарушений сомнений не вызывает, вопросы касаются только размеров смещения. Из приведенного описания можно было видеть, что изученность в этом отношении и аргументация неоднородны. В одних случаях выводы о крупных, предположительно на сотни километров, смещениях, приуроченных к

позднеколлизийным и постколлизийным эпохам, выглядят более убедительными, в других случаях — менее убедительными. Но при всех допущениях, полученная в целом картина подталкивает к обдумыванию и, возможно, переосмыслению ряда устоявшихся взглядов на историю развития рассматриваемого региона и, как минимум, к продолжению исследований в этом направлении.

В практическом смысле эти исследования затрагивают также вопросы строения структур, которые находятся под пристальным вниманием различных отечественных и зарубежных нефтяных компаний в акваториях Черного и Каспийского морей (вал Шатского, вал Сорокина, борта Апшеронской и Дербентской котловин, залив Кара-Богаз-Гол).

В качестве гипотетического, можно даже сказать экспериментального, материала здесь помещена схема реконструкции первичного положения структурных элементов, которое они могли занимать до смещения по рассмотренным сдвигам на расстояния, определяемые с использованием указанных выше маркеров и некоторых дополнительных соображений (рис. 29, см. цв. вкл.). Не настаивая на исчерпывающей достоверности данной реконструкции, следует отметить, что в ней достигается совмещение некоторых элементов, современная разобщенность которых обращает на себя внимание и кажется неестественной.

Литература

- Аванесян М.Т., Гейман Б.М., Старобинец А.Е.* Особенности строения осадочного чехла Юго-Восточной Туркмении в свете новейших геолого-геофизических данных // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 5.
- Александров В.К., Таскин А.П.* Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50–58.
- Андреев С.И., Сулейманов А.К., Нигматзянов А.М.* Строение земной коры по данным МОГТ вдоль профиля 1-ЕВ на участке Мангыч–Гудило–Ставрополь // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 24–27.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность / Ред. Ю.А. Волож, В.С. Парасыня. М.: Научный мир, 2008. 221 с.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алма-Ата, 2002.
- Ахметшина Л.З., Булекбаев З.Е., Гибшман Н.В.* Девон восточного борта Прикаспийской синеклизы // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 42–48.
- Баранов Г.И., Греков И.И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа. Проблемы геодинамики Кавказа / Ред. М.В. Муратов, Ш.А. Адамия. М.: Наука, 1982. С. 51–59.
- Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 347)
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супра-крупных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. № 4. С. 3–16.
- Богданова С.В.* Кора Русской платформы в раннем докембри М.: Наука, 1986. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 408)
- Богданова С.В.* Восточно-Европейский кратон: от палеопротерозойской Нуны («Nuna») к мезопротерозойской Родинии (Rodinia) // Фундаментальные проблемы геотектоники. В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 88–91. (Материалы XL тектонич. совещ.; Т. 1)
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Бражников О.Г.* Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины с позиции тектоники плит: Автореф. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГАНГ, 1993. 66 с.
- Буваев Н.А., Пийп В.Б.* Глубинное строение Южно-Каспийской впадины по сейсмическим данным // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2004. № 3. С. 60–64.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.* Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. 315 с.
- Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н.* Геодинамическая модель формирования позднеархейских–раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.
- Буш В.А., Казьмин В.Г.* Кристаллический фундамент и складчатый комплекс Волго-Уральского, Прикаспийского и Предкавказского нефтегазоносных бассейнов // Геотектоника. 2008. № 5. С. 79–94.
- Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. 461 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542)
- Волож Ю.А.* Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): Автореф. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И.* Эклогитовая модель формирования Прикаспийской впадины // Осадочные бассейны: Методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. С. 471–486. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543)
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф.* Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
- Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Леонов Ю.Г., Милетенко Н.В., Ровнин Л.И.* О стратегии очередного этапа нефтепоисковых работ в Прикаспийской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 341–363.

- Волож Ю.А., Липатова В.В., Воцалевский Э.С., Ни-
коленко В.П., Кривонос В.Н.* Докюрский комплекс Се-
верного Устюрта и полуострова Бузачи. М.: Недра.
1985. 133 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 254)
- Волчегурский Л.Ф., Владимиров Т.В., Капустин
И.Н., Натанов Л.М.* Эволюция Прикаспийской впа-
дины в среднем-позднем палеозое // Отечественная
геология. 1995. № 3. С. 44–49.
- Гамкрелидзе И.П., Гуджабидзе Г.Е.* Геологическая
карта Грузии м-ба 1:500 000 с объяснительной запи-
ской. Тбилиси: АО «Картография», 2003. 27 с.
- Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ
Евразии. М.: Наука, 1972. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР;
Вып. 226)
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Проблема
фундамента молодых платформ // Бюл. МОИП. Отд.
геол. 1971. Вып. 3. С. 146–147.
- Геодинамика и возможная нефтегазоносность
Мезенского осадочного бассейна / Ред. С.В. Аплонov,
Д.Л. Федоров. СПб: Наука, 2006. 319 с.
- Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Лист
N-38. 1988а.
- Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Лист
N-39. 1988б.
- Геология Азербайджана: В 4 т. Баку: Nafta-Press. Т. 1:
Стратиграфия / Ред. Ак.А. Ализаде. 1997. 636 с.; Т. 2:
Литология / Ак.А. Ализаде. 1998. 282 с.; Т. 3: Магматизм /
Ак.А. Ализаде. 2001. 433 с. Т. 4: Тектоника Азербайджана /
Ред. В.Е. Хаин, Ак.А. Ализаде. 2005. 506 с.
- Георгобиани Т.В.* К вопросу о происхождении
горстантиклиория Главного хребта Восточного
Кавказа // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 3. С. 363–368.
- Глубинное строение и геодинамика Южного
Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А.,
Сенин Б.В.* Региональная геология и нефтегазо-
носность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-
Бизнесцентр», 2004. 342 с.
- Гозель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Деятарев К.Е., Руженцев С.В.* Коллизионная струк-
тура Южного Урала // Современные проблемы геоло-
гии. М.: Наука, 2004. С. 317–332. (Тр. ГИН РАН;
Вып. 565)
- Дмитриевский А.Н., Волож Ю.А.* Ресурсные за-
гадки Каспийского региона // Мировая энергетика.
2008. № 10 (58). С. 56–59.
- Журавлев В.С.* Сравнительная тектоника Печор-
ской, Прикаспийской и Североморской экзогональ-
ных впадин Европейской платформы. М.: Наука,
1972. С. 399. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232)
- Зайцев Н.С.* Сравнительная тектоника Восточного
Саяна и нагорий Шотландии // Каледонский оро-
генез. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 54–69. (МГК,
21-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19)
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.*
Тектоника литосферных плит территории СССР. В
2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1: 327 с.; Кн. 2: 334 с.
- Казаков А.М., Мозучева Н.К., Девятов В.П., Смир-
нов Л.В.* Триасовая система в разрезе Тюменской
сверхглубокой скважины СГ-6 // Геология и геофизи-
ка. 2000. Т. 41, № 3. С. 318–326.
- Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.* Раннемезозойские
окаймленные моря в Черноморско-Кавказском регионе:
Палеотектонические реконструкции // Геотектоника.
2005. № 5. С. 20–35.
- Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.* Позднемезозойские
эоэоэоные моря в Черноморско-Каспийском регионе:
Палеотектонические реконструкции // Геотектоника.
2006. № 3. С. 9–22.
- Карта тектонического районирования Предкав-
казья м-ба 1:500 000 / Ред. А.И. Летавин. М.: ИГиРГИ,
1987.
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип
О.А.* Складчатый фундамент и промежуточный ком-
плекс Туранской плиты // Фундамент и основные
разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоно-
сностью. М.: Недра, 1970. С. 5–163.
- Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский
Л.И.* Новые данные о мантийной сейсмичности
Каспийского региона и их геологическая интерпрета-
ция // Геотектоника. 2009. № 3. С. 30–45.
- Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С., Кон-
торович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Буриштейн
Л.М., Клец А.Г., Сараев С.В.* Предьенисейская нефте-
газоносная субпровинция: Осадочные комплексы,
тектоника, перспективы нефтегазоносности // Фун-
дамент, структуры обрамления Западно-Сибирского
мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их
геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазо-
носности, их геодинамическая эволюция и проблемы
нефтегазоносности: Материалы Всерос. науч. конф.
Тюмень, 29 сентября — 2 октября 2008 г. Тюмень;
Новосибирск, 2008. С. 110–117.
- Копп М.Л.* Кинематика Кавказа на орогенном эта-
пе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.
- Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника плат-
форм Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
(Тр. ГИН РАН; Вып. 552)
- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.,
Золотов Е.Е.* Генетические типы докембрийских риф-
тов Мезенско-Нижневожского дивергентного пояса
Восточно-Европейской платформы по результатам
глубинных исследований // Разведка и охрана недр.
1996. Вып. 4/5. С. 46–53.
- Крылов Н.А.* Общие особенности тектоники и
нефтегазоносности молодых платформ. М.: Наука,
1971. 156 с.
- Крылов Н.А.* Типы и перспективы нефтегазоно-
сности переходных комплексов молодых платформ //
Сов. геология. 1974. № 9. С. 14–25.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р., Бабаджанов Т.Л.,
Рзаева В.А., Рубо В.В.* Промежуточный структурный
этаж Туранской плиты // Сов. геология. 1992. № 8.
С. 59–66.
- Лебедько Г.И.* Комплексная модель глубинного
строения юга Русской плиты и обрамляющих струк-
тур Северного Кавказа: Автореф. д-ра геол.-минерал.
наук. М.: МГТА (МГРИ), 1996. 63 с.

- Лебедько Г.И., Усик В.И.* Геохронология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1985. 147 с.
- Леонов Г.П.* Историческая геология: Палеозой. М.: Изд-во МГУ, 1985. 381 с.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // *Фундаментальные проблемы общей тектоники* / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 575)
- Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* Понятие «консолидированная кора», природа ее границ и явление вертикальной аккреции // *Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы* / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. С. 388–408. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542)
- Леонов Ю.Г.* Соотношение Памиро-Каракурумских структур со структурами южных районов Средней Азии, Северного Ирана и Афганистана в позднем палеозое и раннем мезозое // *Бюл. МОИП. Отд. Геол.* 1970. Т. 55, вып. 4. С. 132–148.
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // *Геотектоника.* 1991. № 6. С. 3–20.
- Летавин А.И.* Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 153 с.
- Летавин А.И.* Геология фундамента Предкавказья // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа.* М.: Наука, 1987. С. 116–124.
- Летавин А.И., Крылов Н.А.* О переходном комплексе Предкавказья // *Докл. АН СССР.* 1959. Т. 125, № 4. С. 862–865.
- Макаров В.И.* О горизонтальном смещении по Таласо-Ферганскому разлому на новейшем тектоническом этапе // *Докл. АН СССР.* 1989. Т. 308, № 4. С. 932–938.
- Международная тектоническая карта Европы. М-б 1:5 000 000 / Ред. В.Е. Хайна, Ю.Г. Леонова. СПб: ВСЕГЕИ, 1996.
- Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. М-б 1:2 500 000 / Ред. В.Е. Хайн, Н.А. Богданов. М.: Научный мир, 2003.
- Милановский Е.Е.* Геология СССР. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
- Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
- Мордвицев О.П.* Глубинное геологическое строение Западного Узбекистана: Автореф. д-ра геол.-минерал. наук. Ташкент: АН Республики Узбекистан, 2004. 40 с.
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // *Докл. РАН.* 1996. Т. 350, № 6. С. 799–802.
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Крупнейшая структурная асимметрия Земли // *Геотектоника.* 1998. № 5. С. 3–18.
- Муратов М.В.* Строение складчатого основания среднеземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса // *Геотектоника.* 1969. № 2. С. 3–21.
- Николаев В.Г.* К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов) // *Современные проблемы геологии.* М.: Наука, 2004. С. 271–290.
- Осадочные бассейны: Методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 525 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543)
- Попков В.И.* Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты // *Геотектоника.* 1986. № 4. С. 106–116.
- Попков В.И.* Тектоника и нефтегазоносность складчато-надвиговых дислокаций Арало-Каспийского региона // *Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон.* М.: Наука, 1990. С. 123–131.
- Попков В.И.* Тектоника Запада Туранской плиты. М.: ИГиРГИ, 1992. 148 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пучков В.Н.* Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // *Геология и геофизика.* 2003. Т. 44, № 1/2. С. 28–39.
- Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // *Проблемы глобальной корреляции геологических явлений.* М.: Наука, 1980. С. 145–197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340)
- Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // *Геодинамика Кавказа.* М.: Наука, 1989. С. 106–113.
- Рихтер Я.А.* Эволюция Прикаспийской впадины // *Недра Поволжья и Прикаспия.* 1997. Вып. 2. С. 3–9.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Савельев А.А.* Палеозойские структурно-фациальные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // *Докл. РАН.* 1997. Т. 352, № 4. С. 507–510.
- Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // *Тектоническая расслоенность литосферы.* М.: Наука, 1980. С. 29–63. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343)
- Самыгин С.Г., Буртман В.С.* Тектоника Урала: Сравнение с Тянь-Шанем // *Геотектоника.* 2009. № 2. С. 57–77.
- Сегалоеич В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., Васильев О.А.* Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии // *Геотектоника.* 2007. № 3. С. 30–45.
- Семкин В.А., Корсаков С.Г., Котов А.Б.* Результаты Sm-Nd и U-Pb изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа //

Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. Новочеркасск, 1997. С. 43–44.

Снежко В.А. Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 87–94.

Сомин М.Л. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 15–38.

Структура фундамента платформенных областей СССР, м-б 1:5 000 000 Объяснительная записка. Л.: Наука, 1974. 400 с.

Сурков В.С., Смирнов Л.В. Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы Всерос. науч. конф. Тюмень, 29 сентября — 2 октября 2008 г. Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 207–210.

Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000. М.: Наука, 1966. 487 с.

Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы. М.: Наука, 1975. 588 с.

Тектоника континентов и океанов: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Мира масштаба 1:15 000 000 / Ред. Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин. М.: Наука, 1988. 245 с.

Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Ред. В.Е. Хаин, В.И. Попков. Краснодар: КубГУ, 2009. 213 с.

Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 / Ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншин. М.: ВАГТ Мингео СССР : ГУГК СМ СССР, 1980.

Тетяев М.М. Принципы геотектонического районирования территории СССР // Пробл. советской геологии. 1933. Т. 1, № 1. С. 9–34.

Тетяев М.М. Геотектоника СССР. М.: ОНТИ, 1938. 160 с.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514)

Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В. Активные разломы Евразии: Геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 174–195. (Тр. ГИН РАН; Вып. 505)

Туаев Н.П. Нефтеносность юго-западной части Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба: Автореф. науч. тр. ВНИГРИ. Вып. 17. Л.: ВНИГРИ, 1956. С. 101–106.

Тузев И.К. Применение метода отраженных волн для разведки 2-го структурно-тектонического этажа в южной части Западно-Сибирской низменности //

Разведка и промысл. геофизика. 1959. Вып. 27. С. 93–97.

Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью / Ред. А.А. Бакиров. М.: Недра, 1970. 245 с.

Хаин В.Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

Хераскова Т.Н., Диденко А.Н., Буш В.А., Самыгин С.Г., Волож Ю.А. Основные этапы распада Родинии и эволюция структурных ансамблей в позднем докембрии, раннем и среднем палеозое // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 401–406. (Материалы ХLI Тектонич. совещ.; Т 2)

Шаблинская Н.В., Буданов Г.Ф., Лазарев В.С. Промежуточные комплексы платформенных областей СССР и их нефтегазоносность. Л.: Недра, 1990. 179 с.

Шишов В.В. Новые данные по геологическому строению песчанико-сланцевой толщи воронцовской серии // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М.: Недра, 1976. С. 230–233.

Эз В.В. Избранные труды. М.: ИФЗ РАН, 2009. 234 с.

Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Perez-Estaun A., Hismatulin Y., Yunusov N., Lipilin A. Orogenic evolution of the Urals Mountains: results an integrated seismic experiment // Science. 1996. Vol. 274. P. 220–221.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. East European Craton // Encyclopedia of Geology. Vol. 2 / Eds. R.Selley, R.Cocks, I.Plimer. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 34–49.

Brunet M.-F., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I. The geodynamic evolution of the Precaspian Basin (Kazakhstan) along a North-South section // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 85–106.

Clowes R., Zelt C.A., Amor J.R., Ellis R.M. Lithospheric structure in the Southern Canadian Cordillera from a network of seismic refraction lines // Canad. J. Earth Sci. 1995. Vol. 32, № 10. P. 1485–1513.

Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volosh Yu.A. The Vendian — Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // Rus. J. Earth Sci. 2003. Vol. 5, № 3. P. 165–184 (URL: <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03123.htm>).

Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepronets Aulacogen // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 109–125.

Содержание

1. Сведения о территории, методы выделения и изучения консолидированной коры.....	5
2. Проблемы районирования территории и расчленения коры. Терминология	8
2.1. Проблемы районирования.....	8
2.2. Схемы расчленения коры платформ. Терминология	10
3. Строение консолидированной коры Каспийского региона	19
3.1. Области с дорифейской консолидированной корой.....	19
3.1.1. Сарматский сегмент.....	19
3.1.2. Волго-Уральский сегмент.....	22
3.1.3. Центральнo-Прикаспийский сегмент.....	22
3.1.4. Азовский блок.....	29
3.2. Области с кадомской (байкальской) консолидированной корой	30
3.2.1. Восточно-Прикаспийский сегмент.....	30
3.2.2. Западно-Туранский сегмент.....	33
3.2.3. Азово-Каспийский сегмент.....	36
3.2.4. Сарматско-Туаркырская рифтовая система.....	38
3.3. Уральский складчатый пояс	42
3.4. Альпийский складчатый пояс	44
3.4.1. Большой Кавказ.....	44
3.4.2. Копетдаг-Южнокаспийский сегмент	47
3.4.3. Переработанные тектонические элементы гондванского происхождения: Закавказский массив, Эльбурс–Биналуд, Талыш.....	49
4. Трансрегиональные сдвиги Каспийского региона.....	51
Литература.....	58

Content

1. Data on geology of the area, techniques of studying and indicators of consolidated crust	5
2. Problems of consolidated crust studying, zoning. Terminology	8
2.1. Problems of crust zoning	8
2.2. Scheme of the subdivision of the platform's crust. Terminology	10
3. Structure of the consolidated crust of the Caspian region	19
3.1. Areas with Precambrian consolidated crust	19
3.1.1. Sarmatian segment	19
3.1.2. Volgo-Uralian segment	22
3.1.3. Central-Precaspian segment	22
3.1.4. Azov block	29
3.2. Areas with Cadomian (Baikalian) consolidated crust	30
3.2.1. East-Precaspian segment	30
3.2.2. West-Turan segment	33
3.2.3. Azovo-Caspian segment	36
3.2.4. Sarmatian-Tuarkyr rifts system	38
3.3. Uralian folded belt	42
3.4. Alpine folded belt	44
3.4.1. Greater Caucasus	44
3.4.2. Kopetdag-South-Caspian segment	47
3.4.3. Overworked Gondwana tectonic units: Transcaucasus massif, Albors-Binalood, Talysh	49
4. Transcontinental shear zones within Caspian region	51
References	58

Научное издание

**Юрий Георгиевич Леонов, Юрий Абрамович Волож, Михаил Петрович Антипов,
Виталий Алексеевич Быкадоров, Татьяна Николаевна Хераскова**

**Консолидированная кора Каспийского региона:
опыт районирования**

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 07.07.2010
Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м²
Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.
Уч.-изд. 11 л. Усл.-печ. 10 л. (в т.ч. 2 л. вкл.)
Тираж 400 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
e-mail: geos@ginras.ru

Отпечатано в типографии ОАО «Воентехиниздат»
117342, Москва, Севастопольский просп., 56/40
Тел./факс: (495) 334-99-55, 334-98-14, 334-97-95
E-mail: vtii@vtii.ru
<http://vtii.ru>
Заказ № 170С

TRANSACTIONS
OF THE GEOLOGICAL
INSTITUTE



**Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh,
M.P. Antipov, V.A. Bykadorov,
T.N. Kheraskova**

**CONSOLIDATE CRUST
OF CASPIAN REGION**

