

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1985

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины	3
Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов	16
Никишин А. М. Строение рифтовой системы Долин Маринер планеты Марс	27
Самыгин С. Г., Хаин Е. В. Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое — опыт сравнения	40
Ждан А. В. О природе некоторых рудных проявлений Алайского хребта	57
Геншафт Ю. С., Юханян А. К., Вегуни А. Т., Салтыковский А. Я., Геворкян Р. Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья в кайнозое	67
Кожурин А. И. Четвертичная тектоника хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка)	76
Сборщиков И. М., Руденко М. В. Структура рифтовой зоны хребта Рейкьянес и исландская термальная аномалия	88
Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г. Особенности строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ)	104
Смишко Р. М. Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними сдвиги	120

Хроника

Вопросы тектоники и региональной геологии на пятом конгрессе по геологии, минеральным и энергетическим ресурсам Юго-Восточной Азии (Куала-Лумпур, апрель 1984 г.)	126
---	-----

G E O T E C T O N I C S

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1985

CONTENTS

Knipper A. L. Movements of the Austrian phase in the Tethys oceanic crust: character of manifestation, consequences and possible causes	3
Trifonov V. G. Peculiarities of development of active faults	16
Nikishin A. M. Structure of the rift system of Mariner valleys of the Mars planet	27
Samygin S. G., Khaïn E. V. The South Urals and North Caucasus in Paleozoic — experience of comparison	40
Zhdan A. V. On nature of some ore manifestations of the Alai ridge	57
Genshaft Yu. S., Yukhanyan A. K., Beguni A. T., Saltykovsky A. Ya., Gevorkyan R. G. On specific features of endogenic regime of the Armenian volcanic highland in Cenozoic	67
Kozhurin A. I. Quaternary tectonics of the Kumroch ridge and the Kamchatsky peninsula (East Kamchatka)	76
Sborshchikov I. M., Rudenko M. V. Structure of the rift zone of the Reykjanes ridge and Icelandic thermal anomaly	88
Kogan L. I., Zonenshain L. P., Sorokhtin O. G. Structural peculiarities of some deep faults of the Atlantic and Pacific Ocean (according to GSP—MOV data)	104
Smishko R. M. The main faults of the Donets Basin and related strike-slip faults	120

Chronicles

Problems of tectonics and regional geology at the V-th Congress on geology, mineral and energy resources of South-East Asia (Kuala-Lumpur, April, 1984) . . .	126
---	-----

УДК 551.242.3(4.015+479)

КНИППЕР А. Л.

ДВИЖЕНИЯ АВСТРИЙСКОЙ ФАЗЫ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ ТЕТИСА: ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ, ПОСЛЕДСТВИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

Движения австрийской фазы, охватившие Альпийскую складчатую область на рубеже раннего и позднего мела, проявлены не только в континентальном обрамлении океанического бассейна Тетис, но и в его океанической коре. Этот этап деформаций, устанавливаемый при расшифровке внутреннего строения офиолитовых аллохтонов, сопровождался деформациями и метаморфизмом и привел к изменению характера магматизма от осевого (толеитового) к внеосевому (дифференцированному). Австрийская фаза движений имеет глобальный характер и связана с перестройкой конвективных ячеек в мантии, которая привела к изменению полюса вращения плит и к формированию современной системы срединно-океанических хребтов.

Геологическая летопись Альпийской складчатой области хранит в себе историю неоднократных складчатых движений, сыгравших большую роль в формировании ее коры. Периоды этих деформаций, разделенные сначала (в триасе и юре) продолжительными промежутками времени, становятся затем, начиная с конца раннего мела, все более и более частыми. Области их проявления иногда ограничены, характер выражения и интенсивность не одинаковы, но среди них выделяются крупные революции, охватывающие всю территорию Средиземноморского пояса от Гибралтара на западе до Белуджистана и Бирмы на востоке. Примером таких фаз могут служить этапы деформаций конца раннего — начала позднего мела, конца позднего мела, позднего эоцена и среднего миоцена. В задачу настоящей работы входит рассмотрение одной из таких фаз — австрийской, охватившей Средиземноморье на рубеже раннего и позднего мела. Этот выбор определяется тем обстоятельством, что следы деформаций этого этапа, давно известные в материковом обрамлении океана Тетис, в последнее время были обнаружены и в его океанической коре. Поэтому представляется очень интересным рассмотреть характер их проявления в океанической коре и проследить геологические события, последовавшие за этим этапом. Эти данные могут оказаться весьма полезными для геологов, занимающихся строением и историей развития современных океанов. Некоторые аспекты этой проблемы были освещены Г. С. Закариадзе и мною ранее [7, 16, 38].

Под австрийской орогенической фазой Г. Штилле [18, 56] понимал этап складкообразовательных движений, предшествовавших сеноманскому веку, нижняя граница которого по последней изотопной геохронологической шкале проводится на уровне 95 ± 1 млн. лет¹. В своей более поздней работе Г. Штилле [18] несколько расширил временной интервал проявления этих деформаций и включил в эту фазу и предальбские движения. В настоящей работе под австрийской орогенической фазой будет пониматься этап движений и связанных с ними деформаций, проявивший себя в конце раннего — начале позднего мела, т. е. в интервале возраста от 107 ± 1 млн. лет (нижняя граница альба) до 91 ± 1 млн. лет (верхняя граница сеномана).

В геологической литературе австрийская фаза обычно рассматривается в ранге ранних, т. е. второстепенных фаз, предшествовавших основной — завершающей фазе. Исключением является работа А. В. Пейве

¹ Здесь и далее в тексте границы между стратиграфическими подразделениями, определенные изотопными методами, приводятся по данным последней хроностратиграфической шкалы, приведенной в работах Ж. Одина и В. Кеннеди [45, 46].

[13], в которой этим движениям придается большое значение в истории формирования океанической коры Средиземноморья и образовании ее покровно-складчатой структуры.

Австрийская фаза складчатости, впрочем, как и другие фазы, устанавливается по складчатым и покровно-складчатым деформациям, с которыми иногда связан и метаморфизм вовлеченных в эти движения пород. Это прямое следствие движений, обычно сопровождаемое резкой сменой палеогеографической обстановки. Косвенным выражением этого и любого другого орогенеза является также: а) замыкание структур одного типа и новообразование структур другого типа, что устанавливается обычно или прямыми полевыми наблюдениями или сменой формационных комплексов и б) этапы трансгрессий и регрессий. Эти два последних явления также приводят к смене палеогеографических условий, иногда, правда, не столь резкой.

Рассмотрим теперь, используя эти два принципа (т. е. характер деформаций и метаморфизма, с одной стороны, и смену палеогеографической обстановки — с другой), характер проявления австрийской фазы движений в пределах Альпийской складчатой области от Испании на западе до Омана на востоке. При этом удобнее рассматривать проявление движений этого возраста в пределах однотипных палеогеографических областей, поскольку, как мы увидим далее, движения этой фазы проявились в них себя по-разному.

В целом на территории Альпийской складчатой области к началу рассматриваемого времени существовало три группы палеогеографических (палеодинамических) обстановок [16].

К первой из них относится обширное пространство с корой океанического типа, разделявшее Африкано-Аравийский и Евразийский материки. В этом бассейне господствовала обстановка растяжения, сопровождавшаяся формированием пород офиолитовой серии.

Ко второму типу палеогеографических обстановок относится обстановка пассивной окраины, характерная для северного обрамления Африкано-Аравийского континента и западной части южного обрамления Евразийской континентальной плиты (от Франции до северной Югославии). Здесь, в обстановке растяжения формировались разнотипные осадочные и вулканические серии, тип которых и распределение в пространстве указывают на прогрессивное углубление окраин в сторону бассейна с корой океанического типа.

Для остальной части южного обрамления Евразии свойствен третий тип обстановки — обстановка активной континентальной окраины, где в условиях сжатия были сформированы магматические серии (как вулканические, так и плутонические) известково-щелочного характера.

ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЙ АВСТРИЙСКОЙ ФАЗЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОБРАМЛЕНИИ ТЕТИСА

Описанная выше картина нарушается в предсеноманское время, во время столкновения Африканского и Евразийского континентов, когда возникают складчатые системы Восточных Альп и продолжают формироваться складчатые пояса Динарид и Эллинид [24]. Особенно четко эти движения проявлены в Австрийских Альпах, где и были впервые выделены деформации собственно австрийской фазы [56]. Здесь происходит формирование австрийской системы покровов, в которых участвуют отложения пассивной Африканской окраины и офиолиты океанического бассейна с их осадочной покрывкой, шарьированные на образования Евразийской пассивной окраины. Шарьирование сопровождается прогрессивным метаморфизмом пород в амфиболитовой фации, а затем и регрессивным зеленосланцевым метаморфизмом, который связан с ростом термального купола (90 млн. лет [29]). В Динаридах и Эллинидах продолжается начавшееся в поздней юре шарьирование офиолитовых покровов на пассивную окраину Африканского континента. Это покровообразование сопровождается деформацией пород автохтона, об-

разованием паравтохтонных пластин, зеленосланцевым и амфиболитовым метаморфизмом. Голубосланцевый метаморфизм этого возраста известен в Вардарской зоне [24].

В пределах этой же части пассивной Евразийской окраины интенсивные предсеноманские деформации наблюдаются западнее — в Центральных Альпах [61], в Воконтском трого [26] и в Пиренеях, где эта фаза движений сопровождается метаморфизмом, излияниями базальтов и внедрением лерцолитовых протрузий [54].

На остальном обрамлении Тетиса, по удалении от Австрийских Альп, австрийская фаза складчатости проявлена не столь отчетливо. В пределах южной пассивной окраины, на Африканском континенте, наблюдается обширная позднеальбская трансгрессия [32] и происходит формирование флишевых прогибов, особенно вблизи столкнувшихся частей континентов (Лигуриды, Пиндский желоб и др.). В области Внешнего Загроса в это время происходит переориентировка структурного плана, и с этого момента все бассейны окраин Аравии приобретают альпийские простирания [44].

В пределах активной окраины Евразии движения австрийской фазы проявили себя достаточно четко. Крупное несогласие устанавливается в Болгарии и Восточном Понте, где сеноманские отложения перекрывают покровно-складчатую структуру [30, 57]. Трансгрессивное залегание альбских и сеноманских отложений описано как на Малом [17], так и на Большом Кавказе. В это же время происходит и крупная структурная реорганизация этой области: закладывается Бургасско-Понтийский — Аджаро-Триалетский прогиб [1, 11, 30].

Таким образом, австрийский этап движений в континентальных окраинах Тетиса как фаза деформаций наиболее четко проявил себя в области столкновения континентальных масс и вблизи нее. По удалении от зоны столкновения эти деформации более ясны в активной — северной окраине Тетиса и менее четко устанавливаются в пассивном его обрамлении. С этим же этапом связано и существенное изменение в строении океана Тетис: единый в юре и раннем мелу, он окончательно расчленяется на два бассейна — западный и восточный [16].

ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ АВСТРИЙСКОЙ ФАЗЫ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ ТЕТИСА

В настоящее время реликты океанической коры Тетиса представлены цепью аллохтонных пластин, сложенных породами офиолитового комплекса и надвинутых в подавляющем большинстве случаев на пассивные окраины океанического бассейна в позднем мелу. Поэтому следует ясно себе представлять, что в связи с такой структурной картиной история океанической коры Тетиса вычитывается из расшифровки внутреннего строения офиолитовых аллохтонов. Движения австрийской фазы в океанической коре и ее последствия наиболее ясно устанавливаются в восточной части Альпийской складчатой области — от Турции на западе до Омана на востоке. В качестве примера офиолитового аллохтона, шарьированного на активную окраину, мы рассмотрим офиолиты Малого Кавказа. Массивы «периарабской офиолитовой дуги» [51], включающие в себя офиолитовые массивы Кипра, Хатая — Баэр-Бассита и Омана дадут представление о строении океанической коры Тетиса, надвинутой на пассивную окраину.

Малый Кавказ (Севано-Акеринская зона). Здесь офиолитовые аллохтоны надвинуты в середине коньякского века на разрезы активной окраины, строение которой подробно описано в ряде работ [1, 6, 8, 9, 11]. В основании офиолитового аллохтона, выделяемого под названием Ипякского покрова, располагаются все члены офиолитовой ассоциации (гарцбургиты, расслоенный комплекс, дайковая серия и верхнеюрско-неокомская осадочно-вулканогенная серия, представленная как толеитовыми, так и щелочными базальтами [6, 37]). Верхняя часть аллохтонного комплекса слагается осадочно-вулканогенной серией, которая резко несог-

ласно, с перерывом в основании и базальными конгломератами перекрывает любые нижележащие породы офиолитовой ассоциации [5, 15, 37]. Возраст этой верхней серии, выделенный в свое время С. Д. Соколовым [9] под названием Кылычлинского разреза, датируется альбом—сеноманом (в нижней части) и туроном в более верхних горизонтах разреза. Этап деформаций, предшествующий образованию этой серии пород, устанавливается по брекчированию габбро и серпентинитов, будинированию диабазовых даек, метаморфизму (амфиболитовому и зеленосланцевому). Внутри альбского — верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса выделяются три типа разрезов, первый из которых сложен офиолитокластовыми турбидитами и олистостромами, второй — дифференцированной трахибазальтовой серией (трахибазальт — трахиандезит — трахидацит), а третий — дифференцированной толеитовой серией (толеит — дацит) [5, 6]. Таким образом, в том океаническом бассейне, откуда были шарьрованы офиолитовые аллохтоны, во-первых, четко устанавливается предальбский этап деформаций, а во-вторых, наблюдается смена характера вулканизма. На смену недифференцированным толеитовым и щелочным базальтам приходят дифференцированные серии, характерные для энсиматических островных дуг и подводных гор. Полевые взаимоотношения между доальбской и альб-туронской частями офиолитового комплекса показывают, что предальбские деформации сопровождались тектоническим расчлениванием пород офиолитового комплекса с последующим их выведением на дно морского бассейна и созданием расчлененного тектонического рельефа.

«Периарабская офиолитовая дуга» [51]. Строение офиолитовых массивов, входящих в эту дугу, неоднократно описывалось в литературе, и все необходимые сведения по их внутреннему строению, тектоническому положению, петрологии и геохимии читатель может найти в соответствующей литературе. В настоящей работе мы подчеркнем лишь их некоторые общие черты.

Все офиолиты «периарабской офиолитовой дуги» обдуцированы на пассивную окраину Африкано-Аравийской плиты в позднем сеноне. Время надвигания отдельных массивов внутри этого интервала времени несколько разнится. Так, например, на Кипре и в Баэр-Бассите оно совпадает с серединой маастрихта [36, 41, 47], в Загросе оно предпозднекампанское [34], а в Омане — предмаастрихтское [25].

Разрезы офиолитового комплекса в пределах «дуги» обладают наибольшей полнотой по сравнению с другими офиолитовыми разрезами этой части альпийской складчатой области. В их основании всегда располагаются мантийные тектониты — гарцбургиты, сменяющиеся вверх сначала кумулятивным расслоенным габброидным комплексом, а затем и массивными габброидами, которые возникли в результате фракционной кристаллизации толеитовой магмы. Толеитовый же состав имеют и породы комплекса параллельных даек и подушечные лавы (нижние подушечные лавы Кипра и Баэр-Бассита, формация Геотаймс Омана). Эти вулканыты повсеместно перекрываются еще одним лавовым комплексом, выделенным под названием верхних подушечных лав на Кипре и в Баэр-Бассите, и формаций Олли и Ласайл в Омане [21]. В настоящее время представляется достаточно ясным, что эти, как бы единые в своей вертикальной последовательности офиолитовые комплексы состоят и из двух частей, формировавшихся в разных палеогеографических обстановках.

К первой из этих групп относится большая часть офиолитового комплекса, от гарцбургитов до нижних подушечных лав включительно. Исключительная полнота этой части разреза и присутствие мощного комплекса параллельных даек позволяет всем исследователям говорить о том, что эта группа пород была сформирована в пределах быстро расширяющейся оси спрединга, т. е. в обстановке растяжения. Ко второй группе разрезов относятся верхние подушечные лавы Кипра и Баэр-Бассита и их аналоги в Омане, которые имеют внеосевой характер [21, 47, 49, 50]. Об этом говорит бонинитовый тип верхних подушечных лав Кип-

ра [58], дифференцированный тип вулканитов формаций Олли и Ласайл Омана, варьирующий от пикритовых базальтов и андезитов до риолитов и обсидиановых стекол [21]. Эти вулканические серии возникли или в условиях энсиматических островных дуг (Кипр [58]), или же в пределах подводных гор и разделявших их грабенов (Оман [21]). Верхние подушечные лавы Баэр-Бассита, имеющие коматитовую тенденцию, также образовались в пределах энсиматических островных дуг [47].

К сказанному следует добавить, что на Кипре, в Сирии и Омане верхние подушечные лавы располагаются несогласно на более нижних частях офиолитового разреза [20, 21, 47].

Для целей, поставленных в настоящей работе, существенным представляется определение того возрастного рубежа, на котором произошла смена геодинамической обстановки, отраженная в изменении состава вулканических серий.

Время формирования нижней части разреза офиолитового комплекса Омана (до вулканитов формаций Ласайл и Олли) устанавливается по возрасту плагиогранитов, являющихся составной частью комплекса параллельных даек. Их возраст по цирконам дает цифру в 95 млн. лет [59], т. е. границу альбского и сеноманского веков. Близким является и возраст базальтов формации Геотаймс, в верхней части которых в прослоях радиоляритов определены раннесеноманские радиолярии [60]. В осадочных породах формаций Олли и Ласайл собраны сеноманские и сеноман-туронские радиолярии [60]. В связи с этим можно считать, что изменение характера вулканизма здесь произошло внутри сеноманского века.

Возраст верхних подушечных лав массива Троодос Кипра определяется по находкам сеноманских радиолярий в породах формации Перепеди, которые перекрывают эти базальты и состоят из радиоляритов и умберов [33]. Таким образом, возраст этой верхней вулканогенной серии здесь, так же как и в Омане, может считаться раннесеноманским или несколько более древним, и можно предполагать, что смена характера вулканизма здесь также произошла вблизи рубежа раннего и позднего мела.

Возраст формирования комплекса параллельных даек Хатая (северное продолжение массива Баэр-Бассит Сирии), подстилающих нижние подушечные лавы, оценивается в интервале возраста 150—110 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод [27]), т. е. от оксфордского века до аптского включительно. Учитывая полное сходство офиолитового разреза этого района с разрезом массива Троодос, которые в современной структуре разделяет расстояние всего в 300 км, можно также предполагать, что верхние подушечные лавы Баэр-Бассита имеют позднеальбский или сеноманский возраст.

Таким образом, как палеонтологические, так и радиометрические данные позволяют считать, что изменение палеогеографических, а следовательно, и палеогеодинамических условий в океанической коре этой части Тетиса, в настоящее время представленной цепью офиолитовых аллохтонов «периаравской дуги», произошло в альб-сеноманское время.

С этой же эпохой связано начало ряда других геологических событий, также прочитываемых в офиолитовых аллохтонах.

Повсеместно в этой части Альпийской складчатой зоны в основании офиолитовых покровов (в подошве гарцбургитов) картируются чешуи апобазальтовых амфиболитов², местами переслаивающихся с прослоями метаморфизованных кремнистых и карбонатных пород. Время их образования отвечает позднему сеноману — раннему турону в Омане (90 ± 3 млн лет [31, 39]), альбу — сеноману в районе Нейриза ($94,9 \pm 7,6$ млн лет [40]) и турону — коньяку в Баэр-Бассите [63], сеноману — коньяку на Кипре [55] и сеноману — кампану в районе Анталии [64]. Таким образом, формирование этих метаморфических пород нача-

² Речь идет о настоящих амфиболитах, возникших в стрессовых условиях и обладающих типичной метаморфической структурой. Эти породы не имеют ничего общего с породами, для которых типичен метаморфизм океанического типа.

лось на рубеже раннего и позднего мела и продолжалось в позднем мелу. Большинство исследователей связывают этот этап деформаций, приведший к образованию амфиболитов, с этапом сжатия, во время которого внутри бассейна с корой океанического типа возникла зона субдукции, обусловившая метаморфизм пород в пододвигающейся плите [47], или же произошло надвигание северного крыла срединно-океанического хребта на его южную часть, во время которого еще не остывший мантйный диапир, поднимавшийся внутри зоны спрединга, был приведен в соприкосновение с породами океанического слоя 2 [25]³. В любом из этих вариантов образование амфиболитов происходило в условиях сжатия, которые сменили собой условия растяжения, необходимые для возникновения комплекса параллельных даек.

Для рубежа раннего и позднего мела характерно начало еще одного события, отличающего позднемеловой этап развития океанической коры Тетиса от его более ранних стадий.

В офиолитах «периарабской офиолитовой дуги», а также севернее ее в пределах горной системы Тавра, присутствуют тысячи изолированных диабазовых даек верхнемелового возраста (сеноман — кампан [35, 52, 62]), секущих как тектонизированные дунит-гарцбургиты, так и расчлененные кумулятивные габбровые серии, что резко отличает их от комплекса параллельных даек Троодоса и Хатая. Эти дайки обладают четкими закалочными контактами, что говорит о том, что они внедрялись в уже остывшие породы. Дайки никогда не выходят за пределы офиолитовых аллохтонов в отложения автохтона или паравтохтона, которые представлены в этих районах преимущественно карбонатными разрезами платформенного типа. Этот факт говорит о том, что внедрение даек в офиолиты произошло до их шарьирования. Больше того, эти дайки секут амфиболиты [35], а в одном случае — в массиве Позанти-Кирсанти — и тектонический контакт (надвиг) между амфиболитами и гарцбургитами [23]. Все эти факты ясно указывают на порядок событий в океанической коре: метаморфизм амфиболитовой фации во время надвигания гарцбургитов — остывание — внедрение диабазовых даек — обдукция на пассивную окраину.

Изложенный выше материал показывает, что на рубеже раннего и позднего мела в истории развития океанической коры Тетиса произошел существенный перелом, выраженный в смене палеогеографических условий и начале тектонического расслаивания океанической коры. Зафиксированные в австрийских деформациях, эти новые геодинамические условия (сжатие) обусловили и всю дальнейшую историю развития океанической коры, вплоть до момента ее обдукции на континентальные окраины в сеноне. Австрийская фаза движений в океане достаточно четко проявила себя в восточной части Тетиса и менее заметна на западе, хотя и здесь в сеноманском веке начинается сжатие, с которым связано формирование подводного поднятия, сложенного офиолитами (хребет Бракко) и начало его подводного разрушения [19].

ОБСУЖДЕНИЕ

Из материала, изложенного в статье, следует, что движения австрийской фазы в пределах рассмотренной части Альпийской складчатой области, во-первых, проявили себя по-разному, но повсеместно, т. е. на огромных площадях; во-вторых, охватили как окраины океанических бассейнов, так и сами бассейны, что говорит о том, что они устанавливаются как в континентальной, так и в океанической коре; в-третьих, привели к частичному столкновению Евразийского и Африкано-Аравийского континентов.

Это заставляет предполагать, что все вышеизложенные явления, по-разному выраженные в отдельно взятых геологических объектах, где они окажутся малозначительными при их раздельном рассмотрении, на са-

³ Следует отметить, что в советской литературе, правда, совсем с других позиций, возможность образования метаморфических пород вблизи срединно-океанических хребтов предполагали А. В. Пейве [14] и Н. А. Богданов [2, 3].

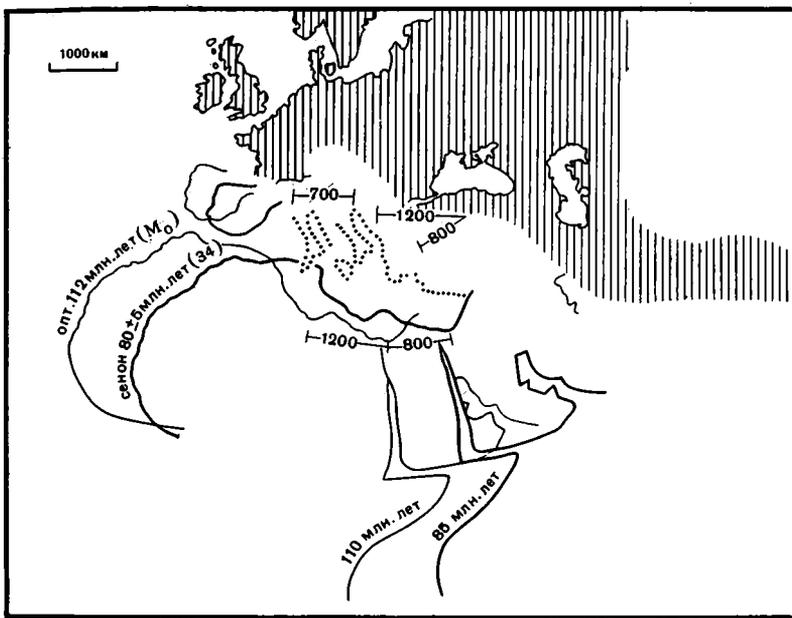


Рис. 1. Относительное движение Африки, Иберии и Аравии по отношению к стабильной Европе от раннего апта до раннего сенона включительно. Современные контуры даны в качестве реперов. Горизонтальный вектор к северу от Апулии, на широте Понтида и в восточной части Средиземного моря указывает на направление и величину смещения Африки за период со 148 (ранний оксфорд) до 112 млн. лет (ранний апт). Северо-восточные векторы дают направление смещения и его величину в километрах от 112 до 80 (или 85) млн. лет (все по Ф. Патриа и др. [48]) (положение Апулии интерполировано мною между ее положением на 148 и 80 млн. лет.— А. К.)

мом деле имеют под собой единую глобальную причину и связаны с событиями, охватившими крупные по площади и мощные по вертикали сегменты земного шара. Представляется, что вся эта цепь событий во всей ее сложности и разнообразии может быть удовлетворительно объяснена с позиций новой глобальной тектоники, при рассмотрении движений Африкано-Аравийской плиты по отношению к Евразийской.

Анализ относительного движения Африканской и Евразийской плит, основанный на изучении рисунка и возраста магнитных аномалий Центральной и Южной Атлантики, уже давно привел исследователей к выводу, что в раннем мелу произошло изменение полюса вращения Африканской плиты [22, 28]. Недавно коллективом французских геофизиков [48] был детально показан характер этого движения от конца лейаса (180 млн. лет) до границы эоцена — олигоцена (37 млн. лет). Для целей настоящей работы существенными представляются следующие два вывода этих авторов.

«1. От 180 млн. лет (конец лейаса) до середины мела (аномалия MO, 110 млн лет), величина перемещения Африки по отношению к Европе и Иберии достигает 1200 км, и его направление параллельно современному северному побережью Африки.

2. Между 110 и примерно 83 млн. лет направление движения изменяется: по-прежнему сдвиговое на западе по отношению к границе (плит. — А. К.), оно становится косым и сжимающим (в направлении с юго-запада на северо-восток на меридиане Аравии) на востоке» [48, с. 365—366].

Характер движения Африканской плиты, начиная с нижней границы аптского яруса по нижней сенон включительно, показан на рис. 1. Обращает на себя внимание изменение вектора движения Африканской плиты на рубеже в 112 млн. лет и существенное сокращение пространства между Африканским и Евразийским континентом, которое за 40 млн. лет сократилось на 800 км в районе современного Восточного Средизем-

номорья и на 1000 км в р-не Персидского залива. Часть этого сокращения вне всякого сомнения падает на интересующий нас период времени от раннего апта (112 млн. лет) до позднего сеномана (91 млн. лет).

Вряд ли можно считать случайностью, что австрийская фаза складчатости проявила себя внутри этого временного интервала.

На рис. 2 и 3 схематически показаны наши представления о палеогеографической обстановке, господствовавшей в этой части Средиземноморья в преаптское («доавстрийское») и раннесенонское («послеавстрийское») время. При сравнении этих рисунков видно, что наиболее серьезные изменения в палеогеографической обстановке произошли в западной части Средиземноморского пояса и внутри океанического пространства Восточного Тетиса.

На западе, т. е. там, где океанический бассейн был наиболее узок [16, 48], направленный на восток дрейф Африки в комбинации с начавшимся северо-восточными перемещениями привел к закрытию океанического пространства и столкновению выступа Африкано-Аравийской платформы (Адрии) с Европейским континентом, что вызвало бурные складчатые деформации в области их коллизии и вблизи нее.

На востоке, где океанический бассейн был гораздо шире [16, 48], эти же движения не привели к столкновению континентальных блоков и главные деформации оказались сконцентрированными вдоль границ плит, т. е. вблизи оси срединно-океанического хребта, где в процессе сжатия началось пододвигание океанической части Африкано-Аравийской плиты под Евразийскую. Это привело к возникновению новой внутриокеанической зоны субдукции, вблизи которой деформации австрийской фазы проявили себя наиболее ярко. С заложением этой зоны связано и формирование энсиматических островных дуг с их своеобразным внеосевым магматизмом, которые возникли в той части океанического бассейна, которая некогда располагалась к северу от оси спрединга. Начавшись в «австрийское» время, внутриокеанические деформации в этой части океанической коры, сопровождаемые ростом вулканических построек, продолжались и в позднем мелу, вплоть до обдукции океанических комплексов на их континентальные окраины.

Движение австрийской фазы в Средиземноморском складчатом поясе не прервали альпийского цикла развития и не привели к формированию протяженного складчатого пояса и гранитно-метаморфической коры. С этой точки зрения их, казалось бы, никак нельзя сравнивать с такими глобальными фазами, как позднесилурийская, предсреднекаменноугольная или среднемиоценовая, которые сопровождалась существенной перестройкой лика нашей планеты и во время которых были окончательно оформлены покровно-складчатые сооружения каледонид, герцинид и альпид. Если строго следовать взглядам сторонников новой глобальной тектоники, а как это ясно из предыдущего текста статьи ее автор разделяет основные положения этой гипотезы, то возникновение складчатых поясов следует связывать со столкновением крупных континентальных блоков в результате относительного встречного движения литосферных плит, транспортируемых конвекционными потоками. Эти конвекционные потоки группируются в ряд конвекционных ячеек, строго связанных между собой в пространстве и существующих в мантии в течение длительных промежутков времени. Следует считать, что изменение полюса вращения любой крупной плиты, к которым относится и Африка, связано с изменением характера течений в конвекционной ячейке. Продолжая эту логическую цепь рассуждений и предполагая, что все конвекционные ячейки нашей планеты тесно связаны между собой, можно думать, что изменение направления конвекционных потоков в одной из ячеек должно привести к их переориентировке во всех других. Из этого следует, что движения австрийской фазы должны были проявиться вдоль границ крупных плит на всей нашей планете и в том числе на глубинах ее горизонтах, т. е. в океанической коре. С этой точки зрения большой интерес представляет собой взаимоотношение аномалий группы М, обнимающих собой интервал возраста от келловея (M29) до позд-

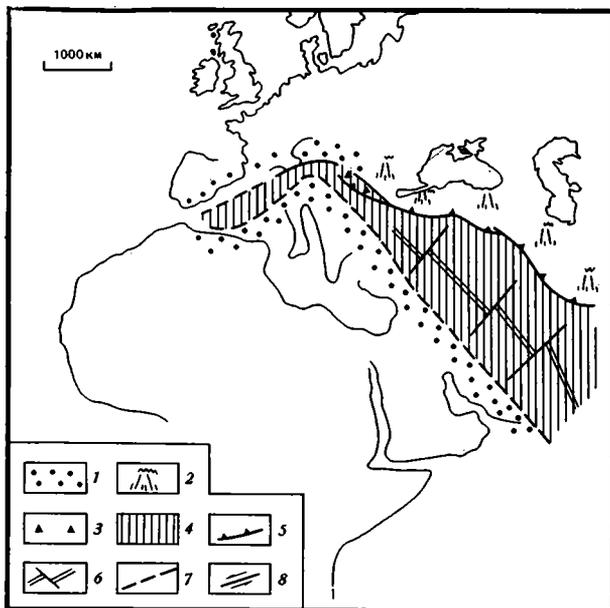


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая палеогеографическую обстановку в Альпийской складчатой области к началу раннего апта. Контуры континентальных блоков даны Ф. Патриа и др. [48]. (положение Апулии — см. объяснения к рис. 1)
 1 — пассивная окраина; 2 — активная окраина; 3 — энсиматические островные дуги и вулканические подводные горы; 4 — океаническая кора; 5 — зоны субдукции; 6 — срединно-океанический хребет (предполагаемое положение); 7 — условные границы континентальных плит, увеличенные за счет их нежестких краев; 8 — сдвиг

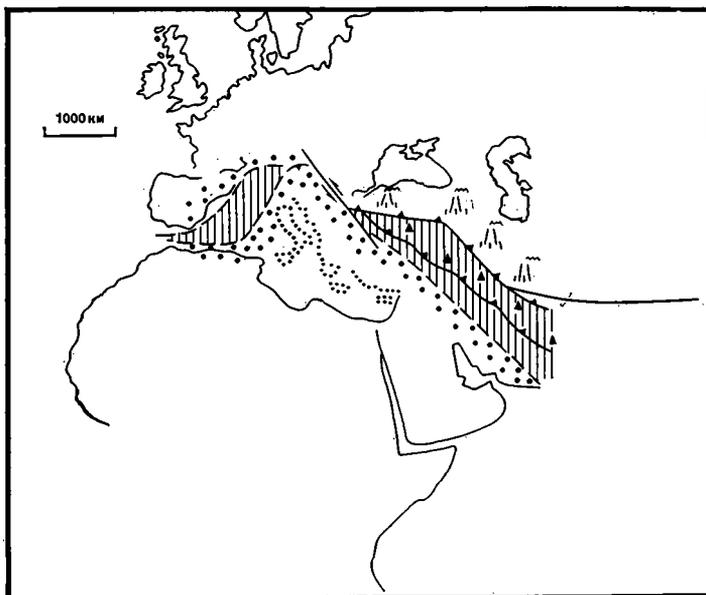


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая палеогеографическую обстановку в Альпийской складчатой области к концу раннего сенона. Контуры континентальных блоков даны по [48]. Условные обозначения те же, что и на рис. 2

него апта (МО), с более молодыми аномалиями начиная от 34-й (граница раннего и позднего сенона), которые связаны уже с системой современных срединно-океанических хребтов.

Как это хорошо видно из карты магнитных аномалий современных океанов [10], простираение аномалий первой группы всегда дисконформно по отношению к аномалиям второй группы. Так, например, к северу

от Алеутской гряды простирание аномалий М1—М13 перпендикулярно к аномалии 25 (середина палеоцена), располагающейся к югу от этих островов. В центральной части Пацифики группа аномалий М0—М29 ориентирована почти под прямым углом к системе аномалий ВТП 1—32. В Индийском океане, к западу от Австралии и к востоку от хребта Девианного градуса, аномалии М0—М11 косо подходят к аномалиям 17—34. Около восточного побережья Африки, к северу от о. Мозамбик, разница в простираниях аномалий М0—М21 и 22—28 достигает 45°. Достаточно четко это «несогласие» выражено и вдоль восточного побережья Северной Америки между аномалиями М0—М25 и аномалией 34, входящей в систему аномалий Срединно-Атлантического хребта. Все эти факты могут свидетельствовать в пользу высказанного выше предположения о глобальной перестройке конвективных течений в мантии на рубеже раннего и позднего мела. Начавшись в конце апта, эта перестройка продолжалась вплоть до раннего сенона включительно. В процессе ее началась реорганизация срединно-океанических хребтов, сопровождаемая их быстрым ростом [42, 43], а также формирование грандиозных вулканических поднятий в западной части Тихого океана [53]. Следствием этих же глубинных событий является начало открытия Северной Атлантики и окончательный отрыв Индийского континента от Африки [4, 48]. Косвенным выражением тех же событий является и обширная сеноманская трансгрессия, охватившая почти все континенты [53] и так называемый среднесеноманский перелом, выраженный во внезапном увеличении отношения планктон/бентос [12]. Странным образом с этим же периодом совпадает и длительная безынверсионная эпоха в истории Земли.

Выше мы предположили, что изменение полюса вращений Африканской плиты связано с перестройкой характера конвекционных течений. С чем связана эта перестройка, можно только гадать. Вряд ли причину этих событий следует искать в частичной коллизии Африканского континента с Европейским. Трудно предполагать, что такое локальное явление может породить столь грандиозные глобальные изменения, хотя, конечно, и эта точка зрения имеет право на существование. По мнению автора, коллизия (в том числе и частичная) скорее должна привести к тектоническому расслоению литосферы и не затронуть глубин мантии.

Все сделанные выше заключения, если конечно они справедливы, могут привести к следующему выводу: австрийская революция, относительно слабо выраженная в верхних частях литосферы по сравнению с такими привычными нам тектоническими рубежами, как каледонский, герцинский или альпийский, является следствием перестройки в глубинных частях нашей планеты, которая обусловила всю последующую (вплоть до современности) кинематику крупных литосферных плит. В этом смысле все последующие фазы складчатости в Альпийской складчатой области, в том числе и завершающая — среднемиоценовая, являются как бы следствием австрийской фазы.

Итак, крупные переломы в истории развития Земли связаны не с замыканием складчатых систем во время закрытия океанических просторанств, а с более ранними эпохами, во время которых в результате глобальной перестройки конвекционных ячеек происходит изменение полюсов вращения плиты и этапы растяжения сменяются сжатием. Такие периоды проявлены главным образом в породах океанической коры, не сопровождаются формированием протяженных складчатых поясов и обычно выделяются геологами под названием ранних фаз складчатости. Легко устанавливаемые при картировании поверхности нашей планеты «завершающие» фазы складчатости, при таком понимании, являются как бы следствием более древних глубинных событий, проявленных в истории развития складчатых областей в виде «ранних» фаз складчатости.

Автор искренне благодарен А. А. Моссаковскому и С. В. Руженцеву, прочитавшим статью и сделавшим ряд полезных замечаний.

Литература

1. *Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.— *Геотектоника*, 1977, № 4, с. 88—103.
2. *Богданов Н. А.* О тектоническом скупивании в океанах.— В сб.: *Тектоническое развитие земной коры и разломы*. М.: Наука, 1979, с. 133—146.
3. *Богданов Н. А.* Тектонические аспекты образования амфиболитов в океанической коре.— *Тезисы совещания: Магматические и метаморфические породы дна океанов и их генезис*. М., 1980, с. 82—83.
4. *Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П.* Палеогеодинамические реконструкции фанерозоя.— В кн.: *Океанология, геофизика океана, геодинамика*. Т. 2. М.: Наука, с. 338—369.
5. *Закариадзе Г. С., Книппер А. Л.* Аналоги разрезов океанской коры и примитивных островных дуг в офиолитовых комплексах Средиземноморского пояса.— *Тезисы совещания: Магматические и метаморфические породы дна океанов и их генезис*. М., 1980, с. 88—89.
6. *Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты).— В сб.: *Геодинамика Кавказа*. М.: Наука, 1982, с. 117—121.
7. *Закариадзе Г. С., Книппер А. Л.* Австрийская фаза складчатости в океанической коре Тетиса: характер проявления, следствия и возможные причины.— В кн.: *Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии*. М.: Ротапринт ГИН АН СССР, 1983, с. 27—28.
8. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1975, вып. 267, с. 208.
9. *Книппер А. Л., Соколов С. Д.* Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа.— *Геотектоника*, 1974, № 6, с. 74—80.
10. *Карасик А. С., Сочеванова Н. А.* Осн магнитных аномалий на акватории Мирового океана по состоянию на 1 января 1981 г. В сб.: *Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами*. М., ИЗМИРАН СССР, 1981, с. 205—213.
11. *Лордкипанидзе М. Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса.— *Тр. ГИН АН СССР*. Тбилиси: Мецниереба, 1980, Нов. сер., вып. 69, с. 160.
12. *Найдин Д. П., Алексеев А. С.* Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма.— В кн.: *Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода*. Проект 58 МПГК, Владивосток, 1981, с. 7—21.
13. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5—23.
14. *Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— *Геотектоника*, 1975, № 5, с. 3—17.
15. *Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа.— *Тр. ГИН АН СССР*, 1977, вып. 296, с. 94.
16. *Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000)*. М.: Наука, 1980, с. 1—220.
17. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и истории тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. I. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964. 260 с.
18. *Штилле Г.* Тектоническое развитие Америки, как восточного обрамления Тихого Океана.— В кн.: *Избранные труды*. М.: Мир, 1964, с. 274—333.
19. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust.— *Ophioliti*, sp. issue, 1980, v. 9, p. 59—96.
20. *Adamides N. G.* The form and environment of formation of the Kalavassos ore deposits — Cyprus.— In: *Ophiolites*. Cyprus, 1980, p. 117—128.
21. *Alabaster T., Pearce J. A., Mallock D. I. J., Elboushi I. M.* The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolites.— In: *Ophiolites*. Cyprus, 1980, p. 751—757.
22. *Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system.— In: *Intern. simp. on the structural history of the Mediterranean basins*. Split, 1977, p. 143—164.
23. *Çakir V., Juteau V., Whitechurch H.* Nouvelles preuves de l'écailage intra-oceanique precoce des ophiolites tethysiennes: Les roches metamorphiques infra-peridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turquie).— *Bull. Soc. Geol. France*, 1978, v. 7, p. 61—70.
24. *Celet P., Clement B., Ferriere J., Thiebault F.* Tableau des principeaux evanements tectoniques, metamorphiques et magmatiques dans les Hellenides au cours du cycle alpine.—
25. *Coleman R.* Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman.— *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 2497—2508.
26. *Debelmas J.* Alpes savoie et Dauphine.— *Guides Geologiques Regionaux*. Masson, 1979.
27. *Delaloye M., Souza H. de, Wagner J. J., Hedley J.* Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean.— In: *Ophiolites*. Cyprus, 1979, p. 292—295.

28. Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. B., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the alpine system.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 84, 1973, p. 3137—3180.
29. Faupl P., Frank W., Frisch W. Phases of the evolution of the Eastern Alps. Colloque C5. Geologie des chaines alpines issue de la Tethys du 26 CGI, 1980, p. 297—300.
30. Fourquin C., Whitechurch H., Juteau T. Intraoceanic events in the Tauric ophiolites and magmatic activity in the Pontic active margin: correlations and implications.— In: *The Geological evolution of the eastern Mediterranean*.—Abstracts, Edinburgh, 1982, p. 2.
31. Gent E. D., Stout M. Metamorphisme at the base of the Samail ophiolite southeastern Oman Mountains.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 4B, p. 2557—2571.
32. Hirsch F. The mesozoic sediments of the Western Part of the Arabic subplate in the Scope of the tectonic Evolution and plate Configuration around the Eastern Mediterranean.— In: *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Abstracts, Edinburgh, 1982, p. 52.
33. Irwin W. P., Murchey B. L., Jones D. L., Kling S. A. Mid-Cretaceous radiolarians in Perapedhi formation, Cyprus.—*Ofioliti*, 1980, v. 5, (2/3) 265 p.
34. James G. A., Wynd J. G. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area.—*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1965, v. 49, p. 2182—2245.
35. Juteau T. Ophiolites of Turkey.—*Ofioliti*, sp. issue, 1980, v. 2, p. 199—237.
36. Kazmin V. G., Kulakov V. V. Geological map of Syria. Report on the Geological Survey.—*Technoexport*, Moscow, 1968, p. 124.
37. Knipper A. L. The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. Ophiolites. Proc. Int. oph. symp. Cyprus, 1979, Nicosia, 1980, p. 372—376.
38. Knipper A. L. The compressional pre-collisional stage of the Alpine Orogeny of the Central Mediterranean Region.—*Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, abstracts, L., 1983, p. 21.
39. Lanphere M. A. K—Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolites, Oman.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 4, p. 2777—2782.
40. Lanphere M. A., Pamič J. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, Southeast Zagros range, Iran.—*Tectonophysics*, 1983, v. 96, p. 245—256.
41. Lapierre H. Les formations sedimentaires et eruptives des nappes de Mamonnia et leur relation avec le massif du Troodos (Chypre occidentale) —*Mem. Soc. Geol. Fr.*, 1975, v. LIV, 123, 322 p.
42. Larson R. L., Chase C. G. Late mesozoic evolution of the Western Pacific ocean.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, 83, № 12.
43. Larson R. L., Pitman C. World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implication.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, № 12.
44. Murriss R. J. Middle East: Stratigraphic evolution and Oil Habitat.—*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1980, v. 64, p. 597—618.
45. Odin G. S. The phanerozoic time scale revisited.—*Episodes*, v. 1982, № 3, p. 3—9.
46. Odin G. S., Kennedy W. J. Mise a jour de l'echelle des temps mesozoiques.—*C. R. Acad. Sci. P.*, 1983, t. 294, ser. II, p. 383—386.
47. Parrot J.-F. Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs du volcanosedimentaire.—*Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M.*, P., 1977, p. 1—333.
48. Patriat Ph., Segoufin J., Schlich R., Goslin J., Auzende J.-M., Beuzart P., Bonnin J., Olivet J.-L. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie.—*Bull. Soc. Geol. France*, 1982, 77, v. XXIV, № 2, p. 363—373.
49. Pearce S. A., Cann S. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis.—*Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 19, p. 290—300.
50. Pearce S. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus.—*Tectonophysics*, 1975, v. 25, p. 41—67.
51. Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture des nappes mises en place au Cretace Superieur.—*Rev. Geogr. phys., Geol. dyn.*, 1971, v. 13, p. 327—349.
52. Ricou L. E., Marcou J., Whitechurch H. The mesozoic organisation of the Tauridis: a review.—*The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Abstracts, Edinburgh, 1982, p. 91.
53. Schlanger S. O., Jenkyns H. C., Premoli-Silva J. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific basin related to global Cretaceous transgressions.—*Earth and Planet. Sci. Lett.* 52, 1981, p. 435—449.
54. Souquet P., Peybernes B., Bilotte M., Debroas E.-J. La Chaine Alpine des Pyrenees.—*Geol. Alpine*, 1977, t. 53, fasc. 2, p. 193—216.
55. Spray J. G., Roddick J. O. Evidence for upper Cretaceous transform fault metamorphism in West Cyprus.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 55, p. 273—291.
56. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Verlag von Gebruder, Borntraeger, 1924, Rückblick.
57. *Tectonics of the Carpathian Balcan regions*/Ed. Mahel M. Geol. Inst. of Dionyz Stur. Bratislava, 1974, 455 p.
58. Thy P. The nature of the Troodos bonninites: a comparison with Mariana, Papua and Bonin, high-magnesian andesites.—*Ofioliti*, 1983, Supplemento at v. 8, p. 56.
59. Tilton G. R., Hopson C. A., Wright S. E. Uranium-Lead isotopic Age of the Samail Ophiolite, Oman, with Applications to Tethyan Ocean Ridge Tectonics.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 4.
60. Tippit P. R., Pessagno E. A. Jr., Smewing J. D. The biostratigraphy of Sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolites.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 4, p. 2756—2762.

61. *Trumpy R., Niggli E.* Central Alps. Colloque C5, Geologie des chaines alpines issues de la Tethys du 26 CGI, 1980, p. 295—296.
62. *Whitechurch H., Juteau Th., Montigny R.* Tauric Ophiolites: their contribution to the timing of oceanic openings and closures in the Eastern Mediterranean framework.— The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Abstracts, Edinburgh, 1982, p. 111.
63. *Whitechurch H., Juteau T.* Subophiolite metamorphic soles of the Taurus ophiolite belt: a review. *Ophioliti, Suppl.* at v. 8, 1983, p. 65.
64. *Yilmaz P. O., Maxwell J. C.* Additional K—Ar Investigations from the Antalya Complex, SW Turkey.— The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Abstracts, Edinburgh, 1982, p. 112.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
27.III.1984

УДК 551.243

ТРИФОНОВ В. Г.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Рассматриваются способы и результаты изучения молодых (позднеплейстоцен-голоценовых) тектонических движений в зонах активных разломов. Импульсный режим характеризуют повторяющиеся через сотни лет быстрые сейсмогенные подвижки, разделенные эпохами покоя. Криповый режим отличается непрерывными медленными движениями, сочетающимися со сравнительно слабыми землетрясениями. Импульсно-криповый режим сочетает черты двух первых типов. Некоторые разломы характеризуются синхронностью движений на всем протяжении, другие — асинхронностью подвижек и изменчивостью режимов от одного участка к другому. Приводится классификация активных разломов по режимам молодых и современных движений. Режимы тектонических движений зависят от физических свойств пород земной коры в зоне разлома и могут служить средством изучения этих свойств. Вместе с тем выявляемые на примерах голоценовых подвижек зависимости помогут понять режимы тектонических движений геологического прошлого.

Существующие методы регистрации тектонических смещений геологического прошлого, опирающиеся на анализ изменений фаций и мощностей отложений, позволяют определять лишь усредненные скорости движений за продолжительные интервалы времени. Однако известны геологические образования, возникающие при переменной скорости тектонических движений, причем скорость изменяется быстро и неоднократно. Таковы, по-видимому, флишевые толщи и дайкоподобные жерловые тела вулканов. Для понимания условий их образования нужно знать режим тектонических движений. С особенностями режима движений связано и своеобразие некоторых парагенезисов структур.

Не имея пока возможности определять режимы движений геологического прошлого, тектонисты проявляют все больший интерес к режимам современных движений, изучаемых инструментальными методами — геодезическими и сейсмологическими. Но для многих активных зон периоды проведения таких инструментальных наблюдений недостаточны, чтобы создать истинное представление о режиме движений. Необходимо изучить более продолжительный интервал времени — голоцен, а иногда и конец плейстоцена. Это удастся сделать геолого-геоморфологическими методами [4].

В предлагаемой статье излагаются результаты исследования режимов молодых, голоценовых, тектонических движений по активным разломам. Основное внимание уделяется сдвигам, поскольку в них минимально проявляется действие локальных факторов, вызывающих нерегулярные колебания величин смещений вкrest направления движений, и поэтому более отчетливо проступают общие закономерности.

Геолого-геоморфологическое изучение голоценовых и современных перемещений по разломам показало (насколько позволяет судить точность метода), что в течение тысяч и десятков тысяч лет перемещения происходят однонаправленно, но их интенсивность изменяется со временем. По особенностям таких изменений различаются три режима движений — импульсный, импульсно-криповый и криповый.

Импульсный режим характеризуется редкими перемещениями при катастрофических ($M \geq 7,5$) землетрясениях, когда в зоне разлома протяженностью в сотни километров практически мгновенно возникает смещение в несколько метров. Такому импульсу предшествует период покоя продолжительностью от первых сотен до тысячи и более лет, в течение которого заметных перемещений не происходит.

Суммарное смещение при импульсно-криповом режиме движений также складывается главным образом из подвижек при сильных ($M \geq 7,5$) землетрясениях, но более или менее значительная доля перемещений приходится на более слабые толчки и местами медленные движения (крип). Периоды относительного покоя между сильными сейсмическими импульсами обычно не столь велики, как в структурах с импульсным режимом. В островных дугах Тихого океана, для которых характерен импульсно-криповый режим современного тектонического развития, эти периоды, как правило, не превышают 200 лет [5].

При криповом режиме ведущая роль в суммарном смещении принадлежит непрерывным медленным движениям. Так развивается, например, Сурхоб-Илякская зона активных нарушений на северо-западном обрамлении Памира [4]. Здесь по Сурхобскому надвигу скорость современного крипа достигает 2 см/год, испытывая значительные временные колебания [17]. Подобные колебания отмечены и в зоне правого сдвига Калаверас в Калифорнии: в 1910—1929 гг. там скорость крипа была мала, затем возросла до 0,8 см/год, а после 1961 г. достигла 1,7 см/год [21]. Слабые землетрясения в структурах с криповым режимом происходят очень часто, а землетрясения средней силы повторяются через десятки лет. На участке разлома Сан-Андреас в Калифорнии между Лос-Гатосом и пос. Чолам, для которого характерен именно такой режим движений, выявлено ускорение крипа в течение нескольких лет перед и после землетрясений средней силы ($M=5-5,5$) в июле — августе 1966 г. [9] и после землетрясений средней силы ($M=4-5$) в 1971—1973 гг. [19].

Активные разломы разнообразны не только по режимам голоценовых движений, но и по особенностям распределения смещений в зоне разлома. Различаются разломы с единообразным режимом синхронных движений на всем протяжении и разломы, разные участки которых развиваются по-разному. Развитие разломов и систем разломов первого типа названо синхронным, а второго типа — асинхронным.

Типичный пример синхронного развития представляет субширотный Хангайский разлом Северной Монголии (рис. 1, а; таблица), вдоль которого на протяжении 450 км зарегистрированы позднечетвертичные левосдвиговые смещения. 23 июля 1905 г. произошло Хангайское землетрясение магнитудой 8,7, при котором на 370-километровом участке разлома имел место левый сдвиг амплитудой до 5,5 м (рис. 1, б). Смещение охватило, таким образом, более 80% длины активного разлома. Никаких проявлений активности разлома после 1905 г. не обнаружено.

Чтобы выяснить, насколько подобные сейсмические катастрофы характерны для зоны Хангайского разлома, на его 15-километровом отрезке по северному склону хребта Даган-Дэл были определены амплитуды голоценовых смещений всех ложбин, оврагов и других форм рельефа, пересеченных разломом. Построенная на основе этих определений гистограмма (рис. 1, в) показала, что для рассматриваемого отрезка разлома характерны смещения (м) на $5,5 \pm 0,5$; 11 ± 1 ; $16,5 \pm 1,5$; $22 \pm 0,5$; $28,5 \pm 1,5$; 33 ± 1 ; 40 ± 1 ; 45 ± 1 , тогда как промежуточные величины смещений малочисленны или отсутствуют. Первый из указанных максимумов соответствует подвижке при землетрясении 23 июля 1905 г. Очевидно, остальные максимумы характеризуют суммы этой подвижки и предшествовавших импульсов движений, связанных с такими же сейсмическими событиями и отразившихся в смещениях форм рельефа, которые уже существовали во время тех событий. Показательно, что подвижка при каждом более раннем импульсе наращивала суммарное смещение по разлому на примерно одинаковую величину — около 5,5 м, т. е. геологический эффект и, вероятно, энергетические параметры древних землетрясений были сходны с катастрофой 1905 г. Для проверки полученных результатов был изучен другой 10-километровый отрезок разлома юго-восточнее пос. Дзун-Хангай. Большинство максимумов голоценовых смещений подтвердилось.

На отдельных участках Хангайский разлом отклоняется от генерального направления, и в таких местах появляется растягивающая компо-

Тип	Примеры, характеризующие отдельные группы	Характеристика групп	Режим движений
Синхронно развивающаяся зона	Зона Хангайского разлома (Северная Монголия)	Зона разломов, в которой импульс движения, связанный с катастрофическим землетрясением, распространяется на всю длину зоны практически одновременно; импульсу предшествует длительная (сотни лет) эпоха, в течение которой движения почти или совсем не ощутимы	Импульсный
	Зона Северо-Анатолийского разлома (Малая Азия)	Зона разломов, в которой импульсы движений при сильных землетрясениях последовательно охватывают разные участки зоны в течение исторически короткого (десятки лет) времени; этому предшествует длительная (сотни лет) эпоха, в течение которой на всех участках движения почти или совсем не ощутимы	Импульсный или импульсно-криповый
Асинхронно развивающаяся зона	Курило-Камчатская сейсмофокальная зона (северо-восток Азии)	Система разломов, состоящая из отдельных участков протяженностью 100—300 км, в каждом из которых импульсы интенсивных движений при катастрофических землетрясениях чередуются с эпохами относительного покоя; импульсы и эпохи ослабления движений асинхронны на разных участках, но продолжительность цикла всюду примерно одинакова (140±60 лет)	Импульсно-криповый
	Зона разлома Сан-Андреас (запад Северной Америки)	Зона разломов, состоящая из протяженных (200—300 км) участков, систематически различающихся режимами позднеголоценовых и современных движений	На двух участках импульсных, на двух других криповый или импульсно-криповый
	Зона Кобдинского разлома (Западная Монголия)	Зона разломов, состоящая из протяженных (200—300 км) участков двух типов: первый тип характеризуется интенсивными позднеголоценовыми движениями, но, вероятно, более слабыми движениями на предыдущей стадии позднечетвертичного развития, а второй тип — почти не ощутимыми позднеголоценовыми движениями, но интенсивными движениями в раннем голоцене или позднем плейстоцене	Импульсный на всех участках

нента смещений. Образуются грабены и сбросовые уступы, с которыми связаны замкнутые котловины и подпруживания ручьев и оврагов. В периоды покоя уступы-запруды промываются ручьями, а впадины заполняются аллювиально-пролювиальными отложениями. Замкнутые грабенообразные котловины также заполняются обломочным материалом склонов. После очередного импульса движений подпруживающие уступы возобновляются, а замкнутые котловины углубляются. И те, и другие нередко становятся маленькими озерами, в которых осаждается тонкообломочный, насыщенный органикой материал. Его возраст, который в ряде случаев удалось определить радиоуглеродным методом, близок к возрасту сейсмического импульса. Так, на берегах небольшого озера Уртын-Нур, возникшего в восточной части Хангайского разлома из-за грабенообразного проседания и подпруживания ручья системой сбросов, помимо следов землетрясения 1905 г. сохранились озерно-болотные отложения, связанные с четырьмя предшествовавшими импульсами движений. Их радиоуглеродный возраст, определенный Л. Д. Сулержицким в Геологическом институте АН СССР: 920 ± 60 — 1090 ± 50 ; 2380 ± 80 ; 2690 ± 110 — 2990 ± 90 и 3720 ± 160 лет. Сопоставление разрезов оз. Уртын-Нур с разрезами других грабенообразных и подпруженных котловин

зоны разлома (рис. 2) позволило предположить, что сейсмические импульсы, подобные землетрясению 1905 г., имели место в зоне Хангайского разлома примерно 1050, 1400, 1800, 2400, 3000, 3800 и 4300 лет назад. Отсюда средняя повторяемость таких землетрясений около 600 лет.

Такой же режим голоценовых движений выявлен в зоне субширотного Долиноозерского левого сдвига в Гобийском Алтае (см. рис. 1, а). Последнее катастрофическое землетрясение ($M=8,3$) произошло здесь 4 декабря 1957 г. При этом на 270-километровом отрезке разлома возникло левое сдвиговое и взбросо-сдвиговое смещение амплитудой до 5 м [2]. На 12-километровом участке разлома восточнее родника Улан-

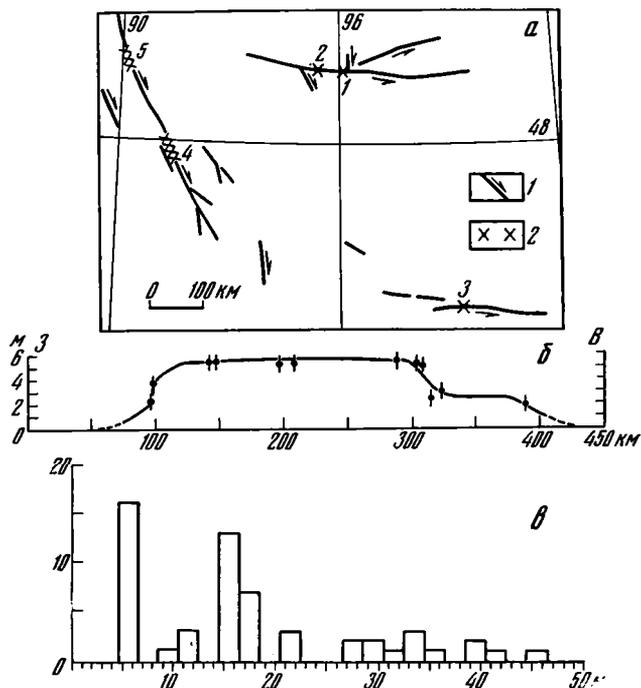


Рис. 1. Характеристики активности Хангайского разлома, Северо-Западная Монголия
 а — разломы Западной и Северо-Западной Монголии, активные в позднем плейстоцене и голоцене, по [4, 6] с дополнениями (1 — активные разломы, стрелками показано направление сдвиговых смещений; 2 — участки детальных наблюдений (цифры на схеме): 1 — Хангайский разлом, северный склон хребта Даган-Дэл, 2 — Хангайский разлом юго-восточнее пос. Дзун-Хангай, 3 — Долиноозерский разлом восточнее родника Улан-Булак, 4 — Кобдинский разлом между долинами Дунд-Ус и Цаган-Бургас-Гол, 5 — Кобдинский разлом в районе долины Хавцалын-Гол и родника Чихтэйн-Булак); б — распределение смещения при землетрясении 1905 г. вдоль Хангайского разлома (по оси абсцисс — протяженность разлома с запада на восток, по оси ординат — амплитуда левосдвигового смещения 1905 г. в м); в — гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 15-километровом отрезке Хангайского разлома по северному склону хребта Даган-Дэл (по оси абсцисс — амплитуды смещений в м, по оси ординат — количество смещенных водотоков и других мелких форм рельефа)

Булак, где амплитуда смещения 1957 г. возрастает с запада на восток от 2,7 до 3,3 м, были измерены все сдвиговые смещения оврагов и других молодых форм рельефа, пересеченных разломом. Обнаружены четкие максимумы смещений, отличающиеся один от другого на $3,0 \pm 0,5$ м (рис. 3). Морфологические особенности смещенных оврагов дают основание полагать, что катастрофические землетрясения происходили здесь чаще, чем в зоне Хангайского разлома.

Несколько иной, но в принципе похожий режим голоценовых движений характерен для 1400-километровой системы субширотных Северо-Анатолийских правых сдвигов. Хотя на многих участках системы обнаружены позднечетвертичные правые смещения [8, 26], признаки движений с античных времен до конца XIX в. отсутствуют [10]. В 1912 г. про-

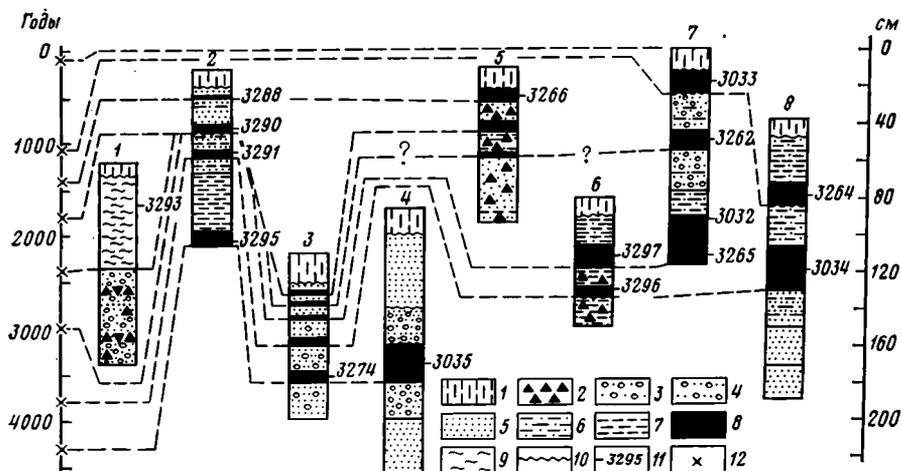


Рис. 2. Сопоставление разрезов горных выработок в склонах мелких подпрудных озер и замкнутых котловинах зоны Хангайского разлома

1 — почвенный слой; 2 — щебень; 3 — гравий; 4 — грубозернистый песок; 5 — средне- и мелкозернистый песок; 6 — супесь; 7 — суглинок и глина; 8 — суглинки и глины, резе супеси, обогащенные органическим веществом; 9 — торфяник; 10 — поверхности размыта, 11 — радиоуглеродные определения возраста отложений, выполненные в Геологическом институте АН СССР в 1982 г. (3032=2690±110 лет; 3033=1090±50 лет; 3034=3720±160 лет; 3035=4280±250 лет) и 1983 г. (3262=2370±80 лет; 3264=920±60 лет; 3265=2990±90 лет; 3266=1300±250 лет; 3274=4210±80 лет; 3288=1400±100 лет; 3290=1780±200 лет; 3291=3870±180 лет; 3293=2360±100 лет; 3295=4340±20 лет; 3296=3280±180 лет; 3297=2950±150 лет); 12 — предположительные места катастрофических землетрясений на шкале времени. Местоположение разрезов: 1 — верховья р. Дунд-Гол в западной части разлома; 2 — северо-западнее пос. Ундэр-Хангай (сочленение Хангайского и Ундэр-Хангайского разломов); 3 — западное окончание хребта Даган-Дэл; 4 — правый берег р. Джарантайн-Гол; 5 — в 20 км западнее оз. Уртын-Нур; 6 — в 12 км западнее оз. Уртын-Нур; 7 — южный берег оз. Уртын-Нур в восточной части разлома; 8 — западный берег оз. Уртын-Нур

изошло сильное землетрясение на западе системы непосредственно к северу от Дарданелл. За ним последовали сильные землетрясения 1939, 1942, 1943, 1946, 1953, 1966 и 1976 гг. При землетрясениях возникли разрывы протяженностью от 15 до 280 км (рис. 4), и в итоге движений по ним произошел суммарный правый сдвиг до 4 м при поднятии южного крыла системы разломов амплитудой до 1 м [16, 25, 26]. По геологическим последствиям эта серия землетрясений представляет собой импульс движений, аналогичный импульсу 1905 г. в зоне Хангайского разлома, но растянутый во времени на 64 года.

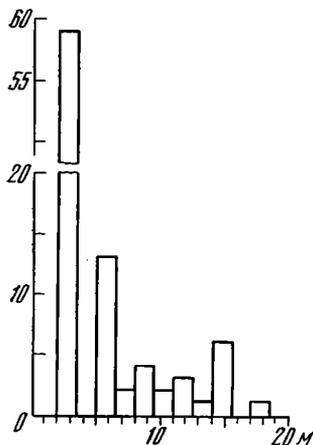


Рис. 3. Гистограмма распределения амплитуд позднегляциальных левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 12-километровом отрезке Долино-озерского разлома восточнее родника Улан-Булак, Юго-Западная Монголия (см. пояснения к рис. 1, в)

В отличие от активных зон типа Хангайской и Северо-Анатолийской разные участки асинхронно развивающихся активных зон испытывают ускорения движений в разное время и иногда с разной периодичностью. В зависимости от соотношений времени и характера подвижек на таких участках среди изученных асинхронно развивающихся зон намечаются три группы. Участки активной зоны, относимой к первой группе, различаются лишь временем главного импульса движений при сходном, импульсно-криповом режиме развития на всем протяжении зоны. Во второй группе участки активной зоны различаются режимами движений. Если в обеих группах активных зон

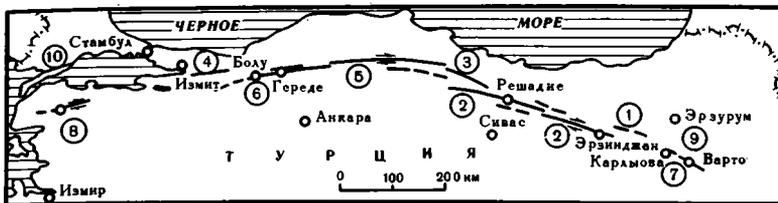


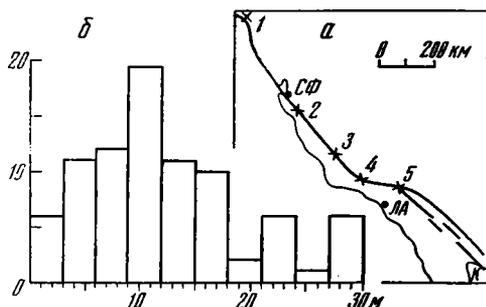
Рис. 4. Участки зоны Северо-Анатолийского разлома, по которым произошли подвижки при землетрясениях: 1—21 ноября 1939 г., 2—26 декабря 1939 г.; 3—20 декабря 1942 г.; 4—20 июня 1943 г., 5—27 ноября 1943 г., 6—1 февраля 1944 г., 7—31 мая 1946 г., 8—18 марта 1953 г. (1—8—[16]), 9—19 августа 1966 г. [26], 10—1912 г. [8]

позднеголоценовые подвижки так или иначе происходят на всем их протяжении, то в третьей—такими движениями охвачена лишь часть активной зоны. Другие ее участки сейчас испытывают весьма слабые смещения, но характеризовались максимальными для данной зоны подвижками прежде, в раннем голоцене или позднем плейстоцене. Поэтому можно предполагать длиннопериодную, через тысячи или десятки тысяч лет, миграцию участков наибольших перемещений вдоль активных зон третьей группы.

Примерами асинхронно развивающихся зон первой группы являются островные дуги и активные материковые окраины Тихого океана. Основная часть сейсмической энергии в каждом участке таких зон выделяется

Рис. 5. Схема разлома Сан-Андреас в Калифорнии (а) и гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых праводвиговых смещений мелких водотоков на 110-километровом отрезке разлома между пос. Чолам и пунктом Камп Дикс [27] (б; см. пояснения к рис. 1, а)

1—мыс Мендосино, 2—Лос-Гатос, 3—пос. Чолам, 4—Камп Дикс, 5—перевал Кахон; СФ—г. Сан-Франциско, ЛА—г. Лос-Анджелес, К—Калифорнийский залив



при катастрофических землетрясениях с магнитудами $\geq 7,5$. Тогда же происходят и наиболее значительные, до нескольких метров, перемещения земной поверхности. Участок активной зоны, охваченный смещением при катастрофическом землетрясении, обычно имеет протяженность 100—300 км¹. Повторяемость катастрофических землетрясений в каждом таком участке Курило-Камчатской и Японской островных дуг С. А. Федотов [5] оценивает в 140 ± 60 лет. Примерно такую же (100—200 лет) величину она имеет в других активных структурах Тихоокеанского обрамления. В периоды между катастрофами происходит более слабые землетрясения и, возможно, крип. Катастрофические землетрясения последовательно охватывают разные участки островной дуги или активной материковой окраины. Успешные попытки прогнозирования мест будущих катастрофических землетрясений, исходя из последовательности их возникновения на разных участках активной зоны, свидетельствуют об однородности условий современного тектогенеза. По-существу такие участки различаются лишь фазами сеймотектонического цикла. Не вполне ясно, устойчивы ли эти участки в течение длительного времени, например голоцена. Данные об исторических землетрясениях Японии, охватывающие промежуток времени почти полторы тысячи лет [5], как будто указывают на стабильное положение участков.

¹ При Чилийском землетрясении 1960 г. ($M=8,5$) и Аляскинском землетрясении 1964 г. ($M=8,4$) движения охватывали участки активных зон протяженностью в 800—1000 км, а подвижки достигали 20 м [18]. Но такие события исключительны.

Примером асинхронно развивающейся активной зоны второй группы является простирающийся на северо-запад 1000-километровый правый сдвиг Сан-Андреас (рис. 5, а). Голоценовые и даже исторические подвижки известны на всем протяжении разлома, но его участки различаются их величинами и распределением во времени [7]. Два участка зоны разлома: северный — от мыса Мендосино до Гос-Гатоса (400 км) и южный — от пос. Чолам до перевала Кахон (308 км) характеризуются редкими катастрофическими землетрясениями с магнитудами не менее 8. На южном участке такой катастрофой было Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г., при котором вдоль разлома произошел правый сдвиг на расстояние до 9—12 м [27]. После землетрясения наступил период покоя, в течение которого 30-летние наблюдения с помощью триангуляционных сетей не обнаружили признаков крипа [15], а измерения 1959—1973 гг. с помощью деформографов показали крайне низкую скорость деформаций, а местами их полное отсутствие [22]. Очень низка и современная сейсмичность участка [12].

На гистограмме правосдвиговых смещений оврагов между пос. Чолам и пунктом Камп Дикс (110 км) помимо максимума 9—12 м, связанного с землетрясением 1857 г., намечаются максимумы 15—18, 21—24 и 27—30 м (рис. 5, б), вероятно, связанные с более ранними катастрофическими землетрясениями [27]. Каждое из них приводило к правому сдвигу примерно на 6 м. К. Си [24] детально изучил терригенные осадки с торфяниками в верхней части разреза I террасы долины Паллет, возникшие в результате подпруживания долины приразломным обвалом. Согласно радиоуглеродным определениям, формирование осадков началось более 1400 и закончилось немногим более 100 лет назад, когда запруда была прорвана. За это время происходили неоднократные сейсмогенные подвижки, нарушавшие те слои, которые были накоплены к моменту землетрясения. Позднейшие осадки перекрывали смещенные слои. Соотношения разрывов с нарушаемыми и перекрывающими слоями позволили К. Си выделить и определить возраст девяти сейсмических катастроф типа землетрясения 1857 г. Периоды между ними варьировали от 50 до 300 лет, составляя около 160 лет в среднем. Близкая периодичность катастрофических землетрясений намечается на северном участке разлома [14, 20, 23], где последним событием такого рода было Сан-Францисское землетрясение 1906 г.

На двух других участках разлома Сан-Андреас (от Лос-Гатоса до пос. Чолам и юго-восточнее перевала Кахон) происходит правосдвиговый крип, сопровождающийся землетрясениями разной силы. Скорость крипа на первом, северо-западном участке варьирует от 2 до 4 см/год. Магнитуды сильнейших землетрясений участка не превышают 6. При землетрясениях в июле — августе 1966 г. магнитудой до 5,5 вдоль разлома произошла подвижка амплитудой до 18 см [13]. При установленной повторяемости подобных событий (первые десятки лет) суммарное сейсмогенное смещение уступает тектоническому эффекту крипа. Второй, юго-восточный участок построен сложнее. Здесь зона разлома состоит из нескольких ветвей, сейсмические проявления вдоль которых различны. Зарегистрированы землетрясения магнитудой до 7,1, вызывавшие подвижки в десятки сантиметров, а в единичных случаях и первые метры. Охватываемые такими подвижками отрезки разлома существенно меньше, чем у разломов хангайского типа. Так, наибольшее зарегистрированное сдвиговое смещение до 5,5 м при вертикальной компоненте до 1,2 м, возникшее при землетрясении 18 мая 1940 г. вдоль разлома Империял, охватило его отрезок лишь в 70 км [3]. После землетрясения движение продолжается в форме крипа со скоростью 3 см/год [15].

К числу асинхронно развивающихся активных зон третьей группы относится 450-километровый Кобдинский правый взбросо-сдвиг Монгольского Алтая (см. рис. 1, а). Последнее катастрофическое землетрясение вызвало правосдвиговое смещение до 5 м вдоль южной половины разлома (рис. 6, а). Время землетрясения определяется тем, что в районе перевала Ар-Хутэл разлом смещает на 4 м (рис. 6, б) тюркский (?) мо-

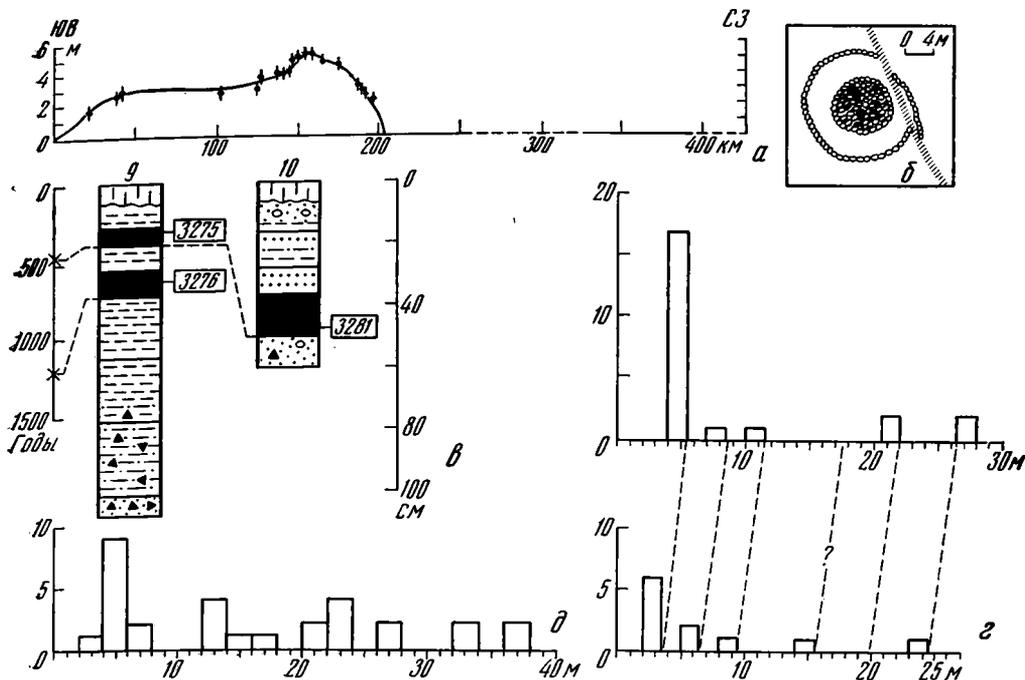


Рис. 6. Характеристики активности Кобдинского разлома, Монгольский Алтай
a — распределение смещения при землетрясении начала XVI в. (?) вдоль Кобдинского разлома (см. пояснения к рис. 1, б); *б* — смещение тюркского (?) могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутэл; *в* — сопоставление разрезов шурфов в долинах рек Буянту-Гол (№ 9) и Цаган-Бургаг-Гол (№ 10). Радиоуглеродные определения возраста отложений, выполненные в Геологическом институте АН СССР в 1983 г.: 3275 = 460 ± 140 лет, 3276 = 1190 ± 80 лет, 3281 = 460 ± 100 лет. Остальные обозначения см. на рис. 2; *г* — гистограммы распределения амплитуд голоценовых правосдвиговых смещений мелких водотоков и других форм рельефа между долинами Дунс-Ус и Цаган-Бургаг-Гол. Несовпадение максимумов на гистограммах объясняется тем, что нижняя из них сделана для отрезка разлома севернее р. Буянту-Гол, где сейсмогенная подвижка начала XVI в. (?) постепенно уменьшается к северо-западу от 3,5 до 2 м; *д* — гистограмма распределения амплитуд раннеголоценовых правосдвиговых смещений мелких форм рельефа в районе долины Хавцалын-Гол и родника Чихтэйн-Булак (см. пояснения к рис. 1, в)

тильник VI—VIII вв. [6], но не нарушает расположенные на нем и вблизи него поздние монгольские могильники и не смещает современные русла оврагов. В долинах рек Буянту-Гол и Цаган-Бургаг-Гол шурфами были вскрыты аллювиальные и озерно-болотные отложения. Последние образовывались при подпруживании долин сейсмогенными движениями по Кобдинскому разлому и представлены суглинками, насыщенными органическим материалом (рис. 6, в). В обоих разрезах верхний прослой суглинков имеет возраст 460 ± 100 лет. По-видимому, он связан с последней сейсмогенной подвижкой, которая, таким образом, произошла приблизительно в начале XVI в. Предыдущий импульс движений оказался на 700—750 лет древнее. Вероятно, катастрофические землетрясения случались здесь реже, чем в зонах Хангайского и, тем более, Долино-озерского разломов. Тот факт, что в относительно крупных долинах древние русла, первые террасы, конуса выноса смещены на одинаковое расстояние до 5 м, т. е. смещались единым импульсом движений, также свидетельствует об относительной редкости таких катастроф. Тем не менее на гистограммах голоценовых сдвиговых смещений в южной части разлома (рис. 6, г) видно, что такие импульсы имели место неоднократно и были главной формой движений по разлому. Амплитуды отдельных смещений варьировали от 3 до 6 м, составляя в среднем 4,5 м.

В северной части Кобдинского разлома следов позднеголоценовых подвижек нет. Более ранние смещения группируются на гистограмме в максимумы, свидетельствующие об импульсном, сейсмогенном характере

ре движений (рис. 6, д). Амплитуды смещений при этих импульсах в среднем больше, чем при более поздних импульсах в южной части разлома: $5,2 \pm 2$ м. Складывается впечатление, что отсутствие позднеголоценовых движений компенсировалось повышенной активностью на более раннем этапе развития.

В более крупном масштабе подобные различия выявлены для разных отрезков зоны Таласо-Ферганского активного правого сдвига северо-западного простираия в Тянь-Шане. В его южной части, в районе перевала Джилангач В. С. Буртман [1] описал позднеголоценовые смещения водотоков на 35 м. Они зарегистрированы на протяжении 100 км, может быть, есть и юго-восточнее, но к северо-западу исчезают. Там, в районе рек Калдома и Восточный Урумбаш на протяжении нескольких десятков километров голоценовые смещения невелики, а местами отсутствуют. Но регистрируются следы значительных позднеплейстоценовых сдвиговых перемещений, вызвавших частичную перестройку речной сети. Еще северо-западнее, в верховьях р. Куравес и в районе Токтогульской ГЭС, голоценовые сдвиги опять становятся заметными и повсеместными.

Описанные проявления голоценовой тектоники показывают, что во всех активных зонах скорости голоценовых движений подвержены значительным колебаниям. Крайним выражением этой неравномерности являются подвижки при редких катастрофических землетрясениях, разделенные эпохи покоя. Такие катастрофы вызывают смещения на несколько метров, распространяющиеся на сотни километров. Но и в тех местах, где ведущей формой движений является крип, его скорость может меняться в 3 раза и более, нарастая перед землетрясениями и после них. Землетрясения здесь слабее и происходят чаще, чем в структурах с импульсным режимом, и существенно варьируют по магнитуде. Смещения при наиболее сильных землетрясениях измеряются десятками сантиметров, а в единичных случаях достигают первых метров, но охватывают участки активных зон протяженностью не более десятков километров.

Особенности проявлений голоценовых тектонических движений в разных зонах определяются скоростью накопления напряжений в активной области и физическими свойствами горных пород, испытывающих напряжения. При высокой скорости накопления напряжений значительные объемы горных пород скорее приобретут однородно-высокое напряженное состояние, при котором происходит их сейсмическое разрушение. Поэтому на участках разлома Сан-Андреас с импульсным режимом движений (как и на других активных окраинах Тихого океана) катастрофические землетрясения происходят в несколько раз чаще, чем в аналогичных зонах активных разломов Азии.

Зависимость формы движений от прочностных свойств горных пород выявляется при сравнении состава и геологической структуры тех объемов литосферы, которые слагают и окружают активные зоны разного типа. Все зоны активных разломов Азии с импульсным режимом движений находятся в областях с мощной континентальной корой. Очаги катастрофических землетрясений приурочены к гранитно-метаморфическому слою, способному выдержать без разрушения значительные концентрации и выравнивание напряжений в большом объеме горных пород. Переменный режим движений наиболее характерен для тех активных окраин Тихого океана, где распространена кора океанического и переходного типов. При высокой скорости накопления напряжений эти активные зоны в отличие от структур с импульсным режимом движений сохраняют заметную активность и в периоды относительного покоя. Примерно равные промежутки времени между катастрофическими землетрясениями на разных участках указывают на прочностную однородность разрушаемой среды. Но при такой однородности длина разрушаемого участка, как правило, не превышает 300 км, т. е. значительно меньше длины всей активной зоны. Иначе говоря, литосфера активных окраин Тихого океана обычно не достигает однородно-высокого напря-

женного состояния на всем или значительном протяжении активной зоны, а разрушается раньше.

Показательно сравнение участков зоны разлома Сан-Андреас с импульсным и криповым режимами движений [7]. Первые сложены до сейсмогенерирующих глубин гранитно-метаморфическими образованиями, а вторые — пластичной францисканской формацией и серпентинитами, причем южный из «криповых» участков характеризуется пониженной мощностью гранитно-метаморфического слоя. На первых участках активная зона узка. Она выражена единой линией разлома с минимумом опережающих и параллельных нарушений. На вторых участках такие нарушения многочисленны и охватывают широкую полосу, особенно на южном участке, примыкающем к Калифорнийскому заливу. Таким образом, режимы движений на разных участках активной зоны определяется компетентностью пород и степенью их раздробленности.

Особенности режима позднететвертичных движений на разных участках активных разломов типа Кобдинского и Таласо-Ферганского заставляют обратить внимание на различия не только прочностных свойств, но и напряженного состояния тех объемов горных пород, которые примыкают к разлому на разных его участках. Эти различия дают основание полагать, что именно эти объемы являются сейсмогенерирующими, а зона активного разлома служит лишь той разупрочненной средой, где периодическое сбрасывание накопленных напряжений вызывает наиболее интенсивные деформации и смещения. В связи с этим интересно, что при землетрясении гор Боррего в Южной Калифорнии 9 апреля 1968 г. ($M=6,4-6,5$) в эпицентральной зоне по разлому Кайот-Крик на протяжении 31 км возникло правое смещение до 38 см, и одновременно произошли правые подвижки на 1—2,5 см по разломам холмов Саперстишн (на отрезке 23 км), Сан-Андреас (30 км) и Империал (22 км), удаленных от эпицентра на 45—70 км [11]. Очевидно, что в этом случае сейсмогенерирующая область не ограничивалась зоной разлома Кайот-Крик.

Приведенные факты показывают, что изучение режимов и пространственная корреляция проявлений молодых тектонических движений в активных зонах может служить важным инструментом познания современной геодинамики и физических свойств литосферы. Знание режимов тектонических движений и их соотношений со строением земной коры поможет понять некоторые особенности тектогенеза, осадконакопления и магматизма геологического прошлого.

Литература

1. Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964, 143 с.
2. Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34—112.
3. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
4. Трифонов В. Г. Позднететвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
5. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., Наука, 1968, с. 121—150.
6. Хилько С. Д., Флоренсов Н. А., Курушин Р. А. и др. Сейсмоструктурные линейменты и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая.— В кн.: Сейсмоструктура южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 75—88.
7. Allen C. R. The tectonic environments of seismically active and unactive areas along the San Andreas fault system.— In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, v. 11, p. 70—82.
8. Allen C. R. Geological criteria for evaluating seismicity.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, № 8, p. 1041—1057.
9. Allen C. R., Smith S. W. Pre-earthquake and post-earthquake surficial displacements.— Parkfield earthquakes of June 27—29, 1966, Monterey and San Obispo Counties, California: Prelim. rep.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, v. 56, № 4, p. 966—967.
10. Ambraseys N. N. Value of historical records of earthquakes.— Nature, 1971, v. 232, p. 375—379.
11. Borrego Mountain Earthquake of April 9, 1968.— US Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 787. 208 p.
12. Brune J. N., Allen C. R. A low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface

- faulting.—The Imperial, California, earthquake of March, 4, 1966.—Seismol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 57, № 3, p. 501—514.
13. *Brown R. D., Jr., Vedder J. G., Wallace R. E. et al.* The Park-field-Cholame, California, earthquakes of June-August 1966—surface geologic effects, water resources aspects, and preliminary seismic data.—US Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, № 579, 66 p.
 14. *La Marche V. C., Jr., Wallace R. E.* Evolution of effects on strres of past movements on the San Andreas Fault, Northern California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, № 9, p. 2665—2676.
 15. *Meade B. K.* Horizontal crustal movements in the United States.—In: Rep. to the Com. on Recent Crustal Movements. Intern. Union Geodesy and Geophys., Gen. Assembly, Berkeley, Calif., 1963, Wash.: Coast and Geodet. Surv., 1963. 25 p.
 16. *Pavoni N.* Die nordanatolische Horisontalverschiebung.—Geol. Rundschau, 1961, B. 51, H. 1, S. 122—139.
 17. *Pevnev A. K., Guseva T. V., Odinöv N. N., Saprykin G. V.* Regulaties of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien Shan.—Tectonophysics, 1975, v. 29, № 1/4, p. 429—438.
 18. *Plafker G.* Alaskan Earthquake of 1964 and Chilean Earthquake of 1960: Implications for Arc Tectonics.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 5, p. 901—925.
 19. Proceedings of Conference on tectonic problems of San Andreas fault system.—Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, v. 13, p. 268—285.
 20. *Reid H. F.* The California earthquake of April, 18, 1906: Rep. of the State Invest. Com. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1910, 87, v. 2, 192 p.
 21. *Roger T. H., Nason R. D.* Active faulting in the Hollister area.—In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, v. 11, p. 42—45.
 22. *Savage J. C., Prescott W. H., Kinoshita W. T.* Geodimeter Measurements along the San Andreas Fault.—In: Proc. of Conf. on Tecton. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, v. 13, p. 44—53.
 23. *Scholz C. H., Fitch T. J.* Strain and creep in central California.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 4447.
 24. *Sieh K. E.* Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California.—J. Geophys. Res., 1978, v. 83, № 8, p. 3907—3939.
 25. *Toksöz M. N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976.—Nature, 1977, v. 270, N 5636, p. 423—425.
 26. *Wallace R. E.* Earthquake of August 19, 1966. Varto area, Eastern Turkey.—Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, v. 58, № 1, p. 11—45.
 27. *Wallace R. E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California.—In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 6—20.

УДК 553.43

НИКИШИН А. М.

СТРОЕНИЕ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ДОЛИН МАРИНЕР
ПЛАНЕТЫ МАРС

Рассмотрено строение, тектоническое положение и история геологического развития крупнейшей на Марсе рифтовой системы Долин Маринер. Показано, что ее рифтовые структуры формировались за счет растяжения, дробления и погружения линейных в плане зон коры.

Рифтовые (верхнее, рифтоподобные) структуры широко распространены на поверхности Марса и в общих чертах охарактеризованы во многих работах [3—7, 10, 13, 15, 17]. В настоящей статье на основе анализа космических снимков района поднятия Фарсида и обзора имеющихся данных, полученных с помощью космических аппаратов, детально рассмотрено строение крупнейшего пояса рифтоподобных структур Марса — рифтовой системы Долин Маринер. Статья опирается на наши предыдущие работы, в которых рассмотрены стратиграфия, геологическое строение и эволюция Марса и освещены вопросы методики исследования, терминологии, положения рифтовых впадин в тектонической структуре и эволюции Марса [3—6].

Крупнейшая на Марсе рифтовая система Долин Маринер начинается в центре поднятия Фарсида в районе Лабиринта Ночи и простирается субшироко на восток до Хриса-Эритрейской депрессии, где она меняет простираание на общее субмеридиональное вдоль всей депрессии (рис. 1). Длина рифтовой системы более 6 тыс. км, а ширина 1—2 тыс. км. В рифтовой системе Долин Маринер по ее простираанию с запада на восток можно выделить три непрерывно переходящие друг в друга рифтовые зоны: Лабиринт Ночи, Ио-Копратскую и Хриса-Эритрейскую. Из них первые две развивались в области воздымания в пределах поднятия Фарсида, и их формирование предшествовал ареальный вулканизм, а третья — Хриса-Эритрейская — в области погружения, сопряженной с поднятием Фарсида, вероятно, без дорифтового вулканизма.

Рифтовая зона Лабиринт Ночи (рис. 2) располагается на субшироко вытянутом сводовом поднятии с абсолютными отметками до 10—11¹ км и относительными превышениями до 1—2 км, осложняющем структуру поднятия Фарсида.

Впадины рифтовой зоны, судя по данным дешифрирования снимков, имеют уплощенное дно и ограничены крутыми уступами высотой, вероятно, до первых километров. Склоны впадин преобразованы склоновыми процессами и эрозией: они иссечены оврагами и другими эрозионными формами, на них берут начало многочисленные оползни, спускающиеся на дно впадины. Дно впадин также сильно осложнено экзогенными процессами. Вероятно, впадины хотя бы частично заполнены осадочным материалом, образовавшимся за счет разрушения склонов. На дне впадин в центральной части рифтовой зоны нет признаков наличия вулканических форм рельефа. Изучение плановых взаимоотношений впадины и других структур указывает на возникновение первых в результате проседания. Намечается следующая последовательность событий при их формировании: ареальный вулканизм, растрескивание территории в результате ее пересечения поясами грабенов, многоэтапное формирование впадин в наиболее раздробленных участках. Судя по геологическим соотношениям, впадины формировались в основном в амазонийско-фар-

¹ Абсолютные отметки высот для поднятия Фарсида, принятые в статье, вероятно, завышены на 2—3 км, как это выясняется по последним данным [11].

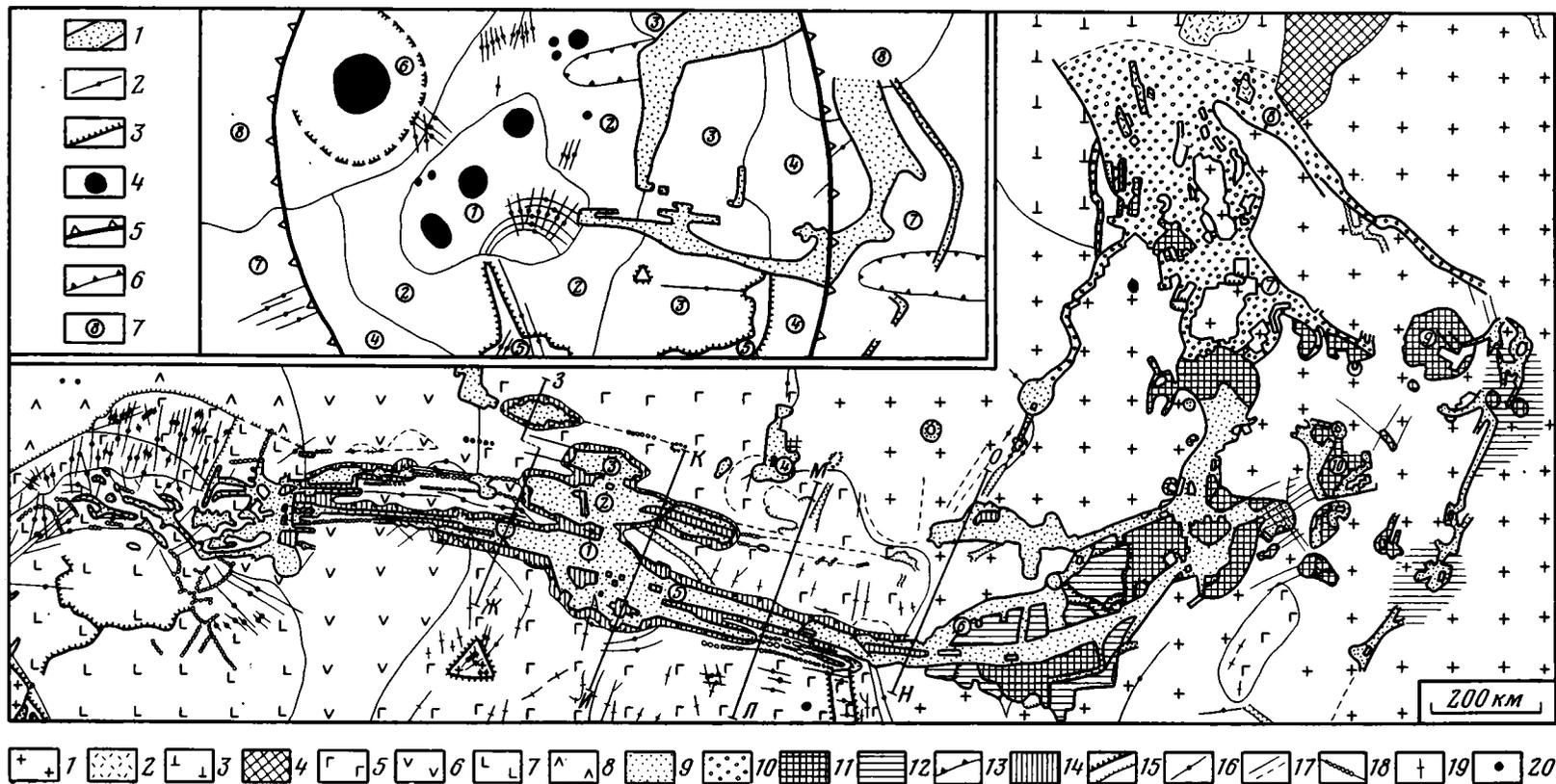


Рис. 1. Структурно-геологическая карта района рифтовой системы Долин Маринер. Карта и врезка основаны на работах Е. Е. Милановского и А. М. Нишкина [3, 4, 6], а также [7, 15]

1 — «континентальная» область с первичной корой; 2 — древние «океанические» районы, сложенные породами борейального возраста; 3 — молодые «океанические» районы, сложенные вулканогенными породами синайского возраста; 4 — зона дробления окраины «континента»; 5—8—вулканогенные области поднятия Фарсида и «эпиконтинентальные» лавовые плато; 5 — районы, сложенные вулканогенными породами лунного возраста, 6 — то же, синайского, 7 — то же, амазонийского, 8 — то же, фарсидского возраста; 9 — рифтовые впадины с аккумулятивным чехлом; 10 — то же, с флювиально-аккумулятивным чехлом; 11 — интенсивно и хаотически раздробленные блоки «континентального» типа в пределах рифтовых впадин; 12 — то же, с меньшей степенью дробления; 13 — геоморфологические контуры рифтоподобных впадин (показаны не везде); 14 — эрозионные склоны рифтоподобных впадин и сильноэродированные внутририфтовые массивы; 15 — основные и малоамплитудные сбросы (разломы, ограничивающие рифтоподобные впадины также крупные

сбросы); 16 — узкие грабены; 17 — прочие разрывы и трещины; 18 — цепочки эндогенных депрессий; 19 — магматогенные гряды; 20 — предполагаемые вулканические постройки. Цифры в кружках — названия некоторых впадин: 1 — Мелас, 2 — Кандор, 3 — Офир, 4 — Ювенты, 5 — Копрат, 6 — Капри, 7 — Тну, 8 — Арес, 9 — Хаос Януса, 10 — Хаос Золотой Рог. На врезке — схема тектонического положения рифтовой системы Долин Маринер. 1 — крупные рифтоподобные впадины; 2 — узкие грабены; 3 — крупные сбросы вне рифтовых зон; 4 — вулканы; 5 — контуры купольно-вулканического поднятия Фарсида; 6 — контуры осложняющих депрессий; 7 — тектонические провинции (цифры в кружках): 1—6 — купольно-вулканическое поднятие Фарсида; 1—4 — районы пологого воздымания «континентальной» области и ареального вулканизма с амплитудами до 5—8 км (1), 2—5 км (2), 1—3 км (3), 1—2 км и локального вулканизма (4); 5 — горстовые поднятия континентального фундамента с амплитудами до 4—7 км; 6 — район пологого воздымания «океанической» области с амплитудой до 1—2 км; 7—8 — районы циркумфарсидской депрессии с амплитудой погружения до 1—2 км: 7 — с «континентальным» фундаментом, 8 — с «океаническим» фундаментом

сидское время синхронно с воздыманием сводового поднятия.

В состав **Ио-Копратской рифтовой зоны** входят наиболее крупные и ярко выраженные впадины. Полоса рифтовой зоны в целом относительно поднята на 1—2 км. По ее простраанию с запада на восток условно можно выделить три подзоны: Ио, Офир-Мелас и Копрат. Они различаются по характеру впадин: первая и третья представлены линейно-вытянутыми, протяженными впадинами, а вторая — брахиморфными широкими впадинами.

Система впадин Лабиринта Ночи к востоку постепенно переходит в две основные широко простирающиеся линейные впадины рифтовой подзоны Ио: Ио и Тифона, разделенные межрифтовым блоком шириной около 100 км и пересекающие в основном синайскую вулканогенную поверхность.

Линейная в плане впадина Ио имеет сложное строение. В западной части она представлена северной и южной впадинами, разделенными приподнятым блоком фундамента шириной 10—30 км, которые к востоку объединяются в одну с шириной дна до 100 км. Впадина Ио-северная на всем протяжении ограничена четкими широтными разломами. Впадина Ио-южная начинается от Лабиринта Ночи в виде цепочки депрессий диаметром первые километры, длиной 150 км, которая к востоку постепенно переходит в линейную впадину с шириной дна сначала 3—5, а затем до 20 км. Впадина Тифона имеет сложное меняющееся по простиранию строение. Она ответвляется от впадины Лабиринта Ночи в виде широкой (до 100 км) депрессии с абсолютными отметками 0 км, которая затем резко суживается до 10—25 км и далее переходит в цепочку соприкасающихся кольцевых депрессий диаметром до 10—15 км.

Во впадинах четко выделяются склоны и уплощенное дно. На рис. 3 показана карта разломной тектоники участка рифтовой подзоны Ио, отражающая характер геологического строения впадин.

Склоны впадин имеют ширину 5—15 (иногда до 30) км, высоту до 6—8 км, угол наклона 20—30°. Они резко ограничены от уплощенного дна, что указывает на их первично-тектоническую (сбросовую) природу. На детальных снимках склонов дешифри-

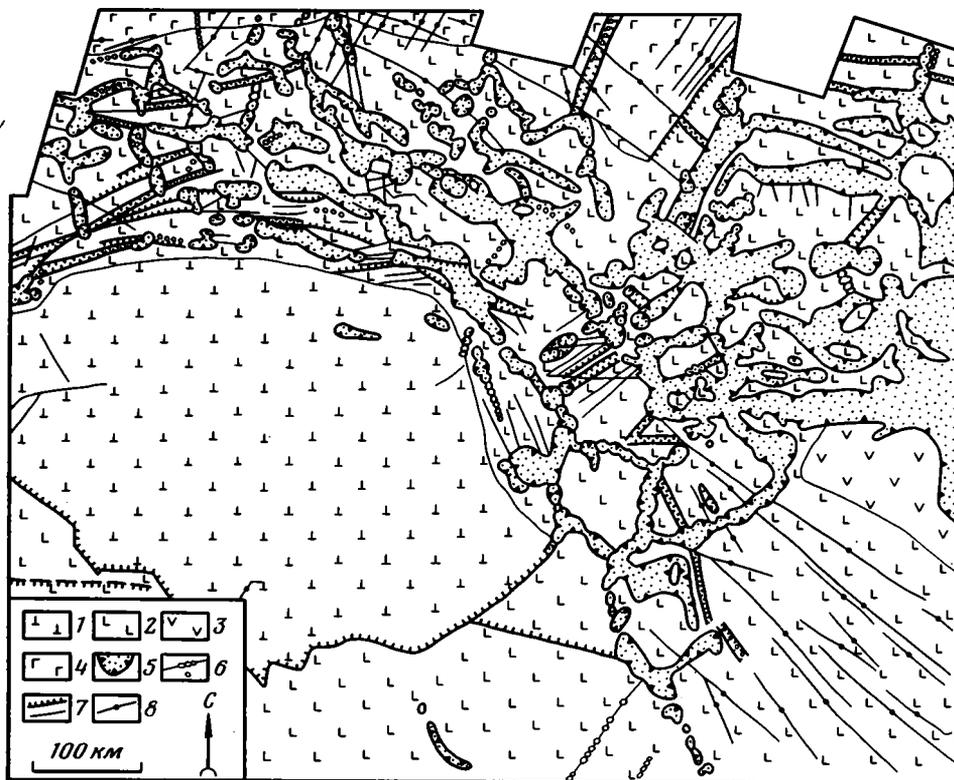


Рис. 2. Геологическая карта района Лабиринта Ночи. Составлена по данным «Маринера-9» и «Викингов-1 и -2».

1—4 — лавовые плато позднеамазонийского (1), раннеамазонийского (2), синайского (3) и лунного (4) возрастов; 5 — впадины с вулканогенно-осадочными аккумулятивными породами амазонийско-фарсидского возраста; 6 — эндогенные кратеры; 7 — сбросы и трещины; 8 — узкие грабены

руется бронирующий их явно вулканогенный горизонт мощностью сотни метров. Нижние границы склонов имеют прямолинейные очертания и, вероятно, обусловлены разломами, а верхние — извилистые, модифицированные эрозийными процессами.

Склоны впадин также несут многочисленные признаки эрозии. Они иссечены оврагами, которые простираются в основном поперек склонов. Овраги имеют V-образную форму. Наиболее крупные овраги выделяются южнее впадины Ио, где они в совокупности образуют широкую (до 80—100 км), протяженную (около 400 км) полосу распространения. Их внешний вид напоминает типичные земные овраги водно-эрозионного происхождения, однако их размеры несравненно крупнее. Овраги с их многочисленными притоками образуют густую сеть с преимущественно диагональными проточиями. Длина оврагов достигает 100 км, ширина — 5—10, глубина 3—5 км [18]. Преимущественный профиль оврагов V-образный, а наиболее крупных U-образный. Притоки оврагов простираются в основном ортогонально главным руслам. Овраги начинаются с эллиптической в плане депрессии, непрерывно переходящей в V-образную долину. На дне наиболее крупных оврагов выделяются 2—3 резких перегиба рельефа. Многие из оврагов оканчиваются висьями над впадиной руслами. Морфология и плановый рисунок оврагов показывают, что они, видимо, были заложены по трещинной сети и образовались в результате обрушения и водного выноса материала. Водные потоки, вероятно, образовались за счет таяния вечной мерзлоты [1, 16]. Морфология оврагов указывает на их формирование на фоне многократного, возможно, скачкообразного углубления базиса эрозии. На склонах впа-

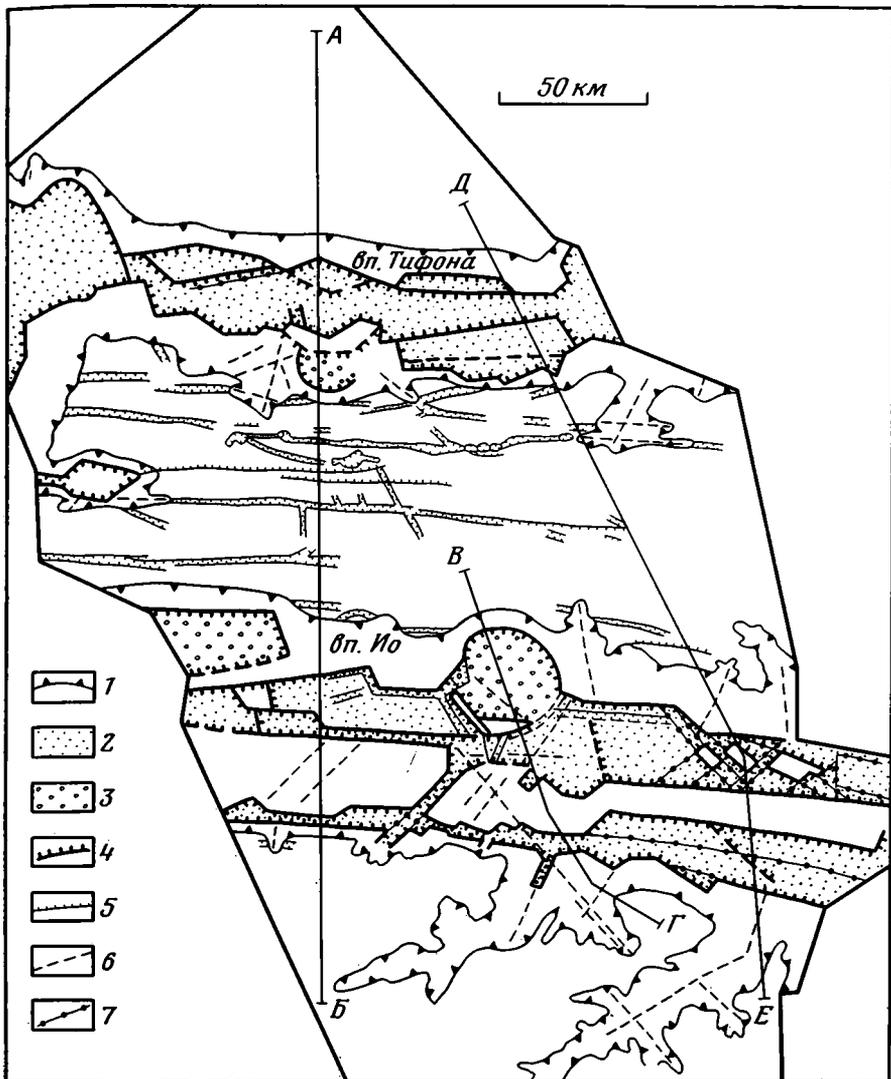


Рис. 3. Схема разрывной тектоники для района впадин Ио и Тифона. Составлена на основе дешифрирования снимков поверхности района, полученных «Маринером-9» и «Викингими-1 и -2» и топографической карты района [18]

1 — геоморфологические контуры впадин, 2 — донные части впадин с чехлом аккумулятивных пород, 3 — участки склонов с чехлом аккумулятивных пород, 4 — крупные сбросы, 5 — малоамплитудные сбросы, 6 — предполагаемые разрывы (в основном трещины), 7 — предполагаемые разрывы под чехлом аккумулятивных пород

дин Ио и Тифона широко распространены обвально-осыпные образования, часто приуроченные к гигантским циркам или структурным террасам склонов, последние обычно приурочены к их нижним частям. Геоморфологический анализ склонов указывает на их первично-сбросовую (или, реже, ступенчато-сбросовую природу) и вторичное эрозионное преобразование, приведшее к существенному расширению впадин.

Дно впадин, как отмечалось, резко отделено от склонов, при этом часто на их границе наблюдается перегиб рельефа. Впадина Ио ограничена преимущественно протяженными широтными и менее длинными диагональными разломами. В ряде случаев разломы имеют пилообразный вид в плане. На дне впадин различается несколько видов осадочного аккумулятивного материала: обвально-насыпные образования, многочисленные оползневые тела, а также генетически неясные материалы, слагающие участки с гладким, холмистым, полосчатым, крапчатым и

грядовым рельефом. Наблюдаются признаки водного, гляциального, перигляциального и термокарстового преобразования рельефа [12]. Вместе с тем не наблюдается признаков протяженных водно-эрозионных каналов и вулканогенных образований.

Рельеф впадины Ио-северная в целом понижается к востоку от 1,5 до 0 км и менее. При этом по ее простиранию выделяются отдельные замкнутые котловины и приподнятые перемычки.

Характерная черта впадины Ио — наличие выступов фундамента, не перекрытого осадочным материалом. Такие выступы имеют относительные превышения до 2—3 км и размеры до 10—15 км. Они ограничены диагональными и широтными разломами и приурочены как к внутренним, так и краевым частям впадин. Намечаются непрерывные морфологические ряды от выступов фундамента во впадинах к узкому межрифтовому блоку, разделяющему впадину Ио на северную и южную, и к крупному межрифтовому блоку между впадинами Ио и Тифона, свидетельствующие о том, что внутривпадинные выступы фундамента являются останцовыми блоками.

Структура впадины Тифона в целом подобна Ио. Отличительными чертами являются: большая роль меридиональных, диагональных и пилообразных в плане разломов, ограничивающих дно впадины; большая роль структурных террас на склоне и дне впадины.

Впадина Тифона на востоке и Ио-южная на западе, как отмечалось, по простиранию переходят в цепочки соприкасающихся депрессий, явно возникших в результате проседания субкольцевых блоков вдоль разлома. На дне одной из ячеек таких цепочек отчетливо дешифрируется гора с центральным кратером, видимо, являющаяся вулканом (рис. 4, а). Это указывает на вероятную связь проседания в цепочках депрессий с магматизмом.

Межрифтовый блок, разделяющий впадины Ио и Тифона, по существу со всех сторон ограничен впадинами. Он на 2—3 км приподнят над районами севернее впадины Тифона, при этом его южная часть приподнята относительно северной на 0,5—1,0 км. Межрифтовый блок иссечен большим количеством узких (1—2 км), протяженных грабенов, простирающихся преимущественно вдоль блока. Эти грабены по простиранию часто переходят в цепочки соприкасающихся и сливающихся депрессий глубиной до километра, заполненных более темным материалом. Морфология цепочек напоминает кальдеры проседания.

Анализ размеров и абсолютных высот различных межрифтовых и внутривпадинных приподнятых блоков показывает, что более крупные из них с шириной больше 20 км по большей части приподняты относительно окружающих районов поднятия Фарсида, а менее крупные напротив, относительно опущены.

Структурно-геологический анализ района впадин Ио и Тифона указывает, что впадины формировались в условиях поперечного к ним растяжения в результате клавишного погружения линейно-вытянутой полосы блоков, ограниченных широтными, меридиональными и диагональными разломами. Синхронно формированию впадин происходило воздымание и растрескивание окружающих и межрифтовых районов. Впадины ограничены протяженными линейными, в основном широтно простирающимися разломами. Внутри же впадин намечается мозаичная структура блоков шириной менее 10—15 км.

Если мы допустим, что впадины заполнены только аккумулятивным материалом, сформировавшимся за счет их эрозионного расширения и выполаживания склонов, то мощность осадочного чехла во впадинах составит 2—3 км. Следовательно, амплитуда относительного погружения блоков во впадинах достигала 8—10 км, поскольку глубина этих депрессий достигает 6—8 км (рис. 5). Неясно, какова была роль вулканизма при формировании впадин и их аккумулятивного чехла. Согласно геологическим данным, формирование впадин происходило в амазонийско-раннефарсидское время. В конце их развития формировались гигантские оползневые тела [12].

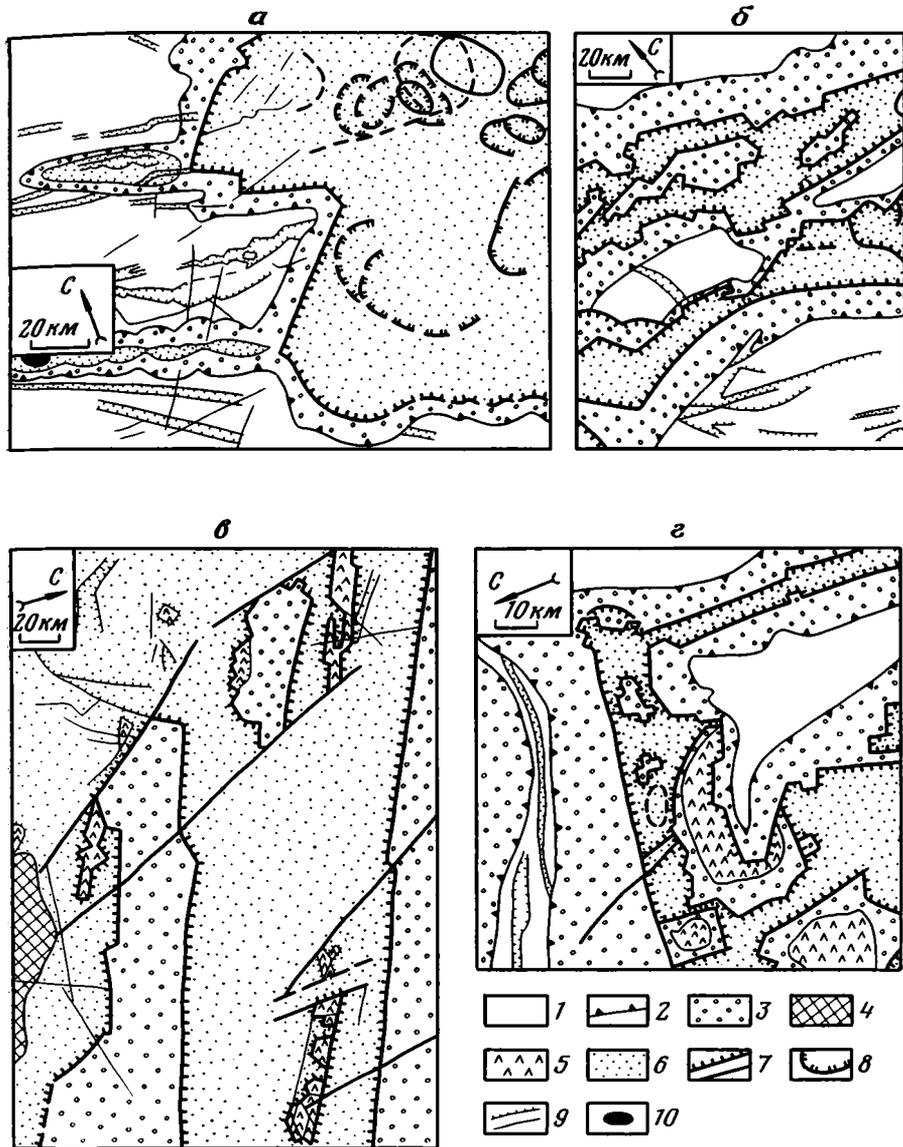


Рис. 4. Схемы геологического строения участков впадин рифтовой системы Долин Мариинер. Составлена по данным «Викингов-1 и -2»
 А — западное окончание впадины Кандор, Б — восточная часть впадины Кандор, В — западная часть впадины Копрат, Г — северный участок впадины Мелас. 1 — лавовые плато, 2 — геоморфологические контуры впадин, 3 — эродированные склоны впадин и останцовые внутририфтовые приподнятые массивы, 4 — сильно разрушенные внутририфтовые останцовые массивы, 5 — структурные террасы на склонах впадин и столообразные внутририфтовые приподнятые массивы с аккумулятивным чехлом, 6 — дно впадин с аккумулятивным чехлом, 7 — основные разломы, 8 — предполагаемые тектономагматические депрессии, 9 — малоамплитудные разломы, 10 — предполагаемые вулканы

Восточнее впадин Ио и Тифона наблюдается область распространения широких брахиморфных впадин Мелас, Кандор и Офир рифтовой подзоны Офир-Мелас, располагающихся в пределах лавовых плато лунного возраста. Данные впадины в отличие от Ио и Тифона простираются уже не строго широтно, а с некоторым уклоном к югу.

Впадина Ио к востоку по простиранию переходит во впадину Мелас с аккумулятивным материалом на дне шириной до 250 и глубиной до 5 км. На востоке впадина Мелас постепенно переходит в две линейные впадины Копрат, на севере она граничит с относительно приподнятым

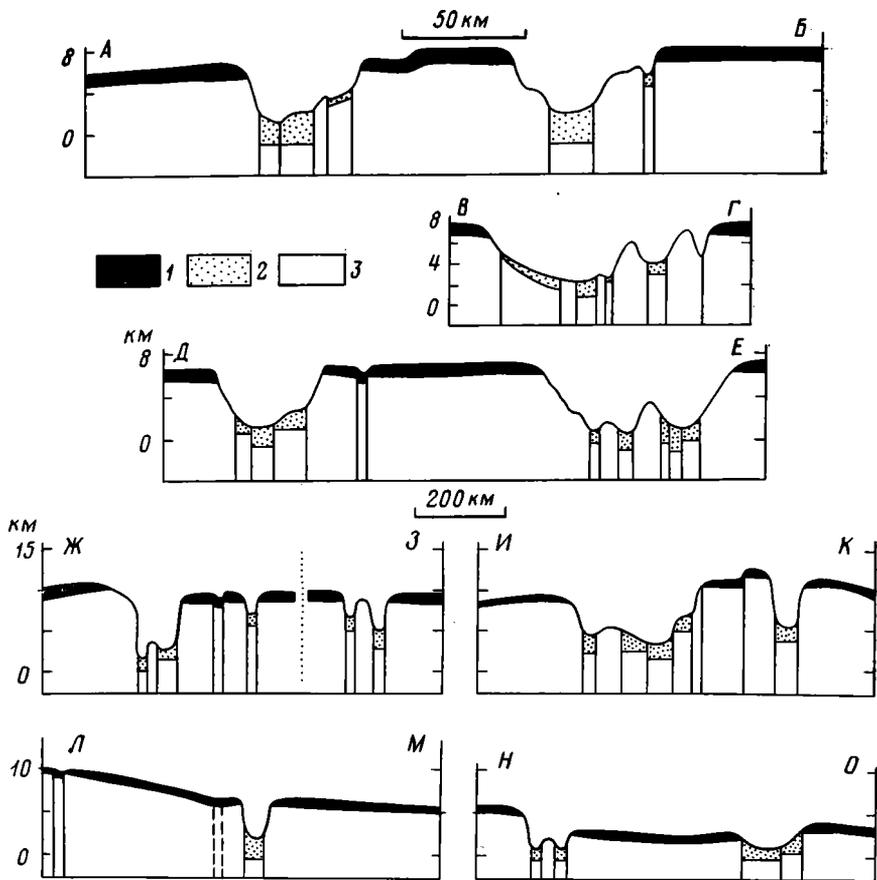


Рис. 5. Геологические разрезы рифтовой системы Долин Маринер. Профили рельефа разрезов АБ, ВГ, ДЕ — по детальной топографической карте Ш. Бу [18], а ЖЗ, ИК, ЛМ, НО — адаптированы на основе профилей «Маринера-9» [9]. 1 — вулканогенные породы, 2 — аккумулятивные породы рифтоподобных впадин (мощности ориентировочные), 3 — первично-коровый «континентальный» фундамент. Положение профилей показано на рис. 1 и 3

межрифтовым блоком (отметки высот до 9—12 км), который прорван поперечной впадиной, объединяющей впадины Кандор и Мелас. На дне впадины выделяется несколько изометричных в плане и широтно вытянутых уплощенных блоков поперечником до 50—100 км. Имеющиеся данные позволяют считать, что фундамент дна впадин имеет мозаично-блоковую структуру (см. рис. 4, з).

Севернее впадины Мелас за межрифтовым блоком простирается впадина Кандор. Впадина Кандор длиной 800, шириной 100—120 и глубиной до 6 км резко ограничена по простиранию. В своей центральной части она соединяется с впадиной Мелас на юге и Офир на севере. Впадина имеет сложное внутреннее строение. На дне ее крайней западной части дешифрируется большое количество пересекающихся дуговых и кольцевых сбросов, имеющих, вероятно, тектоно-магматическое происхождение (см. рис. 4, а). На востоке (см. рис. 4, б) впадина разделена пополам продольным выступом фундамента шириной до 20—40 км с зубчатым характером границ. В самих депрессиях также выделяется множество небольших приподнятых массивов.

Северо-восточнее впадины Офир и Кандор субмеридионально простирается замкнутая впадина Ювенты длиной 350 и шириной до 200 км. Примечательно, что на ее дне, выстланном аккумулятивным материалом, выделяется приподнятый участок размером 10×20 км с удивительно четкой горизонтальной слоистостью, представленной чередованием темных и светлых слоев. Таких слоев дешифрируется более 33. Эти сло-

истые отложения, вероятно, формировались в водной озерной среде. От впадины Ювенты на север ответвляется древняя система русел водно-эрозионного происхождения, которые затем «впадают» в бассейн Хриса [1]. По древнему руслу в бассейн выносился терригенный материал, шлейфом перекрывающий западную часть равнины Хриса, сложенную материалом синайского возраста. Это свидетельствует о том, что уже приблизительно в позднесинайское — амазонийское время на месте впадины Ювенты, вероятно, существовал водный бассейн и что блоковые подвижки, приведшие к относительному приподниманию блоков со слоистыми осадками, были позже.

Севернее и южнее района впадин Офир — Кандор — Мелас субмеридионально простираются вулканогенные гряды лунного возраста. Это указывает на то, что для восточного склона поднятия Фарсида в целом характерны концентрически простирающиеся разломы. В районе самой рифтовой зоны гряды встречаются редко и имеют более хаотичный вид в плане.

Анализ строения данных впадин свидетельствует об их формировании в результате мозаично-блокового дробления и фрагментации верхней коры с некоторым раздвиганием блоков в пределах четко оконтуренных разломами зонах и с синхронным последующим многостадийным погружением. В отличие от впадин Ио и Тифона здесь большую роль играют меридиональные, диагональные и хаотически простирающиеся разломы, поэтому данные впадины значительно шире и имеют менее упорядоченную структуру фундамента. Субмеридионально простирающиеся разломы, видимо, формировались в лунное время, а затем многократно обновлялись. Геологические данные указывают на вероятность участия тектоно-магматических процессов при формировании данных впадин. Мощность аккумулятивного материала во впадинах по косвенным данным определить трудно. По-видимому, он накапливался за счет разрушения склонов и внутририфтовых поднятий. Тогда его ориентировочная мощность 1—2 км.

Впадина Мелас на востоке по простирацию постепенно переходит в две линейные впадины Копрат (южную и северную) рифтовой подзоны Копрат, разделенные межрифтовым блоком шириной до 50 км с азимутом простираения 275°. Впадины наложены на лавовые плато лунного возраста, а на крайнем востоке — на «континентальную» поверхность. Южнее впадин Копрат у их западной части выделяется полусводное поднятие с относительным превышением рельефа до 1 км [8]. Возможно, аналогичное поднятие существует и по другую сторону впадин. У восточной части впадин таких поднятий, видимо, нет. Здесь район южнее впадин приподнят относительно северных (см. рис. 5), т. е. наблюдается резкая асимметрия рифтовой подзоны. Южнее впадин простирается множество узких протяженных грабен и две цепочки депрессий. Характер внутреннего строения впадин Копрат в целом подобен впадинам Ио и Тифона (см. рис. 4, в).

Для Ио-Копратской рифтовой зоны в целом отдельные впадины протяженностью многие сотни и более километров имеют ширину от первых до 200 км и более. Их глубина достигает 10 км, причем она, видимо, в среднем понижается к востоку и относительно меньше в более широких впадинах. Склоны имеют крутизну до 20—30° и несут признаки экзогенного воздействия. Склоны впадин отделены от дна крупными, иногда ступенчатыми, протяженными, часто обновленными сбросами, причем для узких и протяженных впадин они более линейны, а для более широких и коротких имеют более ломаный вид. На дне впадин преобладают участки с аккумулятивным осадочным материалом амазонийско-фарсидского возраста вероятной мощностью до 1—3 км, среди которых выделяется множество внутририфтовых относительно приподнятых блоков двух типов: одни являются сильно эродированными останцовыми блоками, другие (обычно меньшие по размерам) имеют вид столовых гор и характеризуются наличием чехла аккумулятивного материала. Внутририфтовые приподнятые блоки часто ограничены разломами; при этом для

линейно-вытянутых впадин преобладают продольные и диагональные разломы, а для более широких — их простирания более хаотичны. В целом фундамент дна впадин имеет мозаично-блоковую структуру, более упорядоченную в более линейных впадинах. На западе впадины Кандор отмечено наличие ряда кальдероподобных депрессий. Наблюдается многообразие форм «затухания» впадин по их простиранию, зависящих от характера их строения: протяженные линейные впадины шириной менее 10—20 км переходят постепенно в одну цепочку депрессий, а более — резко в две параллельных; на продолжении крупных брахиморфных впадин с тупыми резкими окончаниями обычно наблюдается 2—3 параллельных цепочки депрессий или, реже, слабо выраженный прогиб, а с острыми окончаниями — разломная зона с «сидящими» на ней цепочками депрессий. Для рифтовой зоны отмечен непрерывный морфологический ряд от типичных рифтовых впадин до кольцевых депрессий диаметром первые километры. Межрифтовые блоки шириной более 100 км обычно аномально приподняты и иссечены системами узких грабенов и цепочек депрессий. Наблюдается непрерывный морфологический ряд от межрифтовых до внутририфтовых поднятий. Линейно-вытянутые впадины, вероятно, в отличие от более широких впадин типа Мелас характеризуются наличием прилегающих пологих плечевых поднятий, иссеченных продольными грабенами. В подзоне Офир-Мелас относительно большую роль играют поперечные разломы и меридионально вытянутые впадины, возможно, развившиеся по меридиональным ослабленным зонам, сформировавшимся в лунное время. Ио-Копратская рифтовая зона в целом асимметрична: область южнее системы впадин приподнята относительно более северной на 1—2 км.

Предполагается следующая последовательность событий при формировании впадин Ио-Копратской рифтовой зоны: ареальный лунно-амазонийский вулканизм; формирование на месте будущих впадин поясов растрескивания и (или) пологих прогибов; концентрация растягивающих напряжений на месте современных впадин, приведшая к блоковому дроблению; многоэтапное изостатическое погружение полосовых зон впадин за счет утонения коры и внедрения мантийных магм с синхронным воздыманием и растрескиванием ряда окружающих территорий; преимущественно экзогенное преобразование впадин. Одним из неясных вопросов о генезисе впадин является относительная роль криогенных явлений при их развитии.

Хриса-Эритрейская рифтовая зона (которую можно рассматривать и как самостоятельную рифтовую систему) простирается вдоль одноименной депрессии, ось которой проходит примерно по 30-му меридиану. Хриса-Эритрейская депрессия наложена на «континентальную» и (в крайней северной части) океаническую области [3]. Ее относительная глубина, составляя от 0,5 до 2—3 км, постепенно возрастает к северу. Депрессия разбита густой сетью впадин, в которой выделяются две основные ветви рифтовых структур: западная (в свою очередь ветвящаяся) Тиу-Капринская и восточная — более узкая и прерывистая Арес-Янус-Узбойская.

Тиу-Капринская ветвь рифтовых структур длиной около 2800 км — непосредственное продолжение структур Ио-Копратской рифтовой зоны. Граница между ними проводится условно. Впадины данной ветви рифтовых структур обычно линейно вытянуты, но характеризуются неустойчивостью строения по их простиранию. Они ограничены как протяженными (первые сотни километров) линейными, так и ломаными в плане разломами, при этом выделяются и изометрические депрессии. Ширина впадин резко колеблется от 50 до 400 км. Достоверных данных об их глубине мало [11]. Она, по-видимому, не превышает первых километров.

Для линейно-вытянутых впадин Тиу-Капринской ветви характерны многочисленные внутририфтовые вытянутые и изометрические в плане приподнятые массивы «континентального» фундамента поперечником от нескольких до 250 км и широкие структурные террасы, приуроченные к склонам впадин и внутририфтовых приподнятых массивов. Отдельные

структурные террасы полностью занимают всю ширину впадины, создавая в них перемычки. Большинство структурных террас и внутририфтовых массивов иссечены густой сетью трещин, простирающихся как параллельно и ортогонально ограничивающим их разломам, так и хаотично. Вероятно, эта система трещиноватости блоков возникла в условиях горизонтального растяжения и аномального эндогенного разогрева, которые способствовали также массовому таянию мерзлоты и обрушению поверхностных участков. На возможность таких процессов в данном районе указывалось многими исследователями [1, 14].

Дно впадин выстилается аккумулятивным терригенным материалом; в тех случаях, когда под последними «просвечивается» структура фундамента, она имеет мозаично-блоковое строение. Наблюдается непрерывный ряд форм между структурой дна впадин, с одной стороны, и внутририфтовых приподнятых массивов и структурных террас склонов — с другой, отражающий механизм формирования впадин — интенсивное растрескивание полосовых зон, ограниченных разломами, и погружение наиболее раздробленных участков на фоне их растяжения. Структурный рисунок впадин указывает на то, что растяжение носило площадной характер с преобладанием широтного, меридионального и диагональных.

Для Тиу-Капринской ветви впадин характерны и отдельные изометричные в плане впадины с хаотическим рельефом. Типичным примером является впадина Золотой Рог с полигональным характером границ; однако на фоне кажущейся хаотичности при дешифрировании снимков в них вырисовывается наличие нескольких пересекающихся линейных впадин шириной по 10—15 км, между которыми выступают сильно и хаотически раздробленные блоки. Природа линейно-вытянутых и изометрических в плане впадин, по-видимому, едина, так как намечается непрерывный спектр впадин от небольших изометричных с хаотической структурой дна до крупных линейно-вытянутых.

Северная часть Тиу-Капринской ветви впадин, представленная долинами Тиу и Симуд глубиной до 1 км с суммарной шириной до 400 км, несет следы сильной водной эрозии и сглаживания контуров впадин и внутририфтовых массивов. Эти впадины накладываются на южную часть бассейна Хриса с вулканогенной поверхностью синайского возраста. Сама зона сочленения затушована терригенными выносами из Долин Тиу и Симуд. На продолжении впадин Тиу и Симуд в бассейне Хриса на лавовом плато намечается полоса развития трещин того же простиранья. Следовательно, геологические данные указывают на то, что Тиу-Капринская ветвь впадин, вероятно, заложилась в позднесинайское — амазонийское время и формировалась длительно.

Арес-Янус-Узбойская прерывистая ветвь рифтовых впадин длиной около 4500 км простирается вдоль Хриса-Эритрейской депрессии от Аргире до Хриса. В средней и северной частях она представлена практически непрерывной неглубокой (менее 1 км) впадиной шириной 20—50 км с отдельными раздувами в местах разветвлений, к которым приурочена и хаотическая раздробленность окружающих территорий. Долина Арес на севере ветви несет в себе следы сильной водной эрозии. В южной части ветвь впадин представлена цепочкой отдельных грабенообразных депрессий шириной до 20—30 (Ладон, Узбой и др.) и длиной по 200—300 км, которые простираются приблизительно вдоль одной оси. От грабена Ладон ответвляется аналогичный по строению грабен с северо-западным простираньем.

Вся область «эпиконтинентальной» части Хриса-Эритрейской депрессии иссечена густой сетью неустойчивых по простиранью трещин с преимущественными диагональными простираньями. Многие крупные кратеры характеризуются раздробленным дном, что, вероятно, свидетельствует об их тектоно-магматической переработке и интрузиях под ними [14].

Геологические данные свидетельствуют о том, что Хриса-Эритрейская рифтовая зона формировалась в условиях погружения с амплитудой до 1—2 км и некоторого разноориентированного растяжения широ-

кой (2,5—2 тыс. км), протяженной (до 4,5 тыс. км) области, испытавшей повышенный прогрев, интрузивный магматизм и, вероятно, утонение коры. Рифтоподобные впадины формировались в результате погружения максимально раздробленных участков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Система впадин Долин Маринер является крупнейшим поясом деструкции коры на Марсе, который по многим характеристикам можно сопоставлять с рифтовыми системами Земли.

2. Рифтоподобные впадины системы Долин Маринер распространены как в области купольно-вулканического понятия, так и в сопряженной с ним депрессии, поэтому, вероятно, только купольным вздутием литосферы нельзя объяснить природу растяжения в полосе рифтовой системы.

3. На Земле отчетливо наблюдается тенденция: чем шире развивающийся континентальный рифт, тем сильнее под ним растянута и утонена кора и тем ярче в нем выражена осевая зона более значительных растяжений и проявлений магматизма. Рифтоподобные впадины системы Долин Маринер имеют ширину от первых до сотен километров, которая по их простиранию часто резко переменна. Во впадинах отсутствуют признаки единой осевой максимально растянутой зоны, и для них везде предполагается мозаично-блоковая шахматно-клавишная более или менее закономерно ориентированная структура фундамента. Отличия в структуре рифтовых впадин Земли и Марса указывают на несколько различный конкретный характер деструкции коры при их формировании. Это можно объяснить прежде всего различными физико-механическими характеристиками литосфер Марса и Земли. Сравнительно маломощная и жесткая кора (и литосфера в рифтовых зонах) Земли при ее растяжении вытягивается в «шейку» [2 и др.] и при дальнейшем наращивании процесса, как считается, максимально все более и более растягивается именно осевая ослабленная зона, приводя вплоть до полного разрыва литосферы. По-видимому, более мощная (порядка 150—200 км [3, 4]) литосфера Марса не способна была вытянуться в «шейку» при ее растяжении; на растяжение литосфера реагировала дроблением и проседанием верхней части коры и глубинной магматической переработкой ее нижних горизонтов.

4. Величина погружения блоков во впадинах Долин Маринер достигает 10 км. Это указывает на вероятность качественного переустройства коры в их пределах. Однако характер глубинных процессов при формировании впадин не ясен.

Литература

1. Кузьмин Р. О. Строение криолитосферы Марса и проявление ее в рельефе: Автореферат канд. дис., М.: МГУ, 1980, 23 с.
2. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон). — Геотектоника, 1983, № 2, с. 3—15.
3. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Основные черты тектонического строения Марса. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1981, № 3, с. 15—28.
4. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Тектоническая эволюция Марса. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1982, № 5, с. 14—26.
5. Никишин А. М. Тектоническое положение и характер рифтовых структур Марса. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 11, с. 25—31.
6. Никишин А. М. Рифтоподобные структуры Марса и их сравнительно-планетологический анализ: Автореферат канд. дис., М.: МГУ, 1982, 22 с.
7. Тектоническая карта Марса. М-6 1 : 25 000 000/Составили Я. Г. Кац, В. В. Козлов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, Н. В. Макарова, В. Л. Авдеев, А. М. Никишин, Т. П. Онуфриук, Г. М. Симонова. Ленинградская картфабрика, 1980.
8. Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Бобина Н. Н., Бурба Г. А., Кузьмин Р. О., Полосухин В. П., Пронин А. А. Поверхность Марса. — В кн.: Поверхность Марса. М.: Наука, 1980, с. 107—149.
9. Blasius K. R. e. a. Geology of the Valles Marineris: first analysis of imaging from the Viking-I Orbiter. Primary mission. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, № 28, p. 4067—4091.
10. Carr M. N., Masursky H., Saunders R. S. A generalized geologic map of Mars. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 20, p. 4031—4036.

11. *Downs G. S. e. a.* New radar-derived topography for the northern hemisphere of Mars.—*J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, p. 9747—9754.
12. *Lucchitta B. K.* Landslides in Vallis Marineris, Mars.—*J. Geophys. Res.* 1979, v. 84, p. 8097—8113.
13. *Mutch T. A. e. a.* The geology of Mars.—Princeton Univ. Press, 1976, 440 p.
14. *Schultz P. H. Glicken H.* Impact crater and basin control of igneous processes on Mars.—*J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 8033—8047.
15. *Scott D. H., Carr M. N.* Geologic map of Mars. M-b 1 : 20 000 000. U. S. Geol. Survey, 1978.
16. *Sharp R. P.* Mars: troughed terrain.—*J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 1831—1842.
17. *Wise D. U., Golombec M. P., McGill G. E.* Tectonic evolution of Mars.—*J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 1083—1098.
18. *Wu S.* Mars synthetic topographic mapping.—*Icarus*, 1978, v. 33, p. 417—440.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
24.V.1983

УДК 551.24 : 551.8(470.5+470.6)

САМЫГИН С. Г., ХАИН Е. В.

**ЮЖНЫЙ УРАЛ И СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ
В ПАЛЕОЗОЕ — ОПЫТ СРАВНЕНИЯ**

Южный Урал и Северный Кавказ, относящиеся к Урало-Монгольскому и Средиземноморскому подвижным поясам, рассматриваются как области перехода от Восточно-Европейского палеоконтинента к соседним палеоокеаническим бассейнам. На основании анализа различных формационных комплексов и палинспастических реконструкций доказываются одинаковый характер и синхронность определяющих тектонических событий в ранне-среднепалеозойской истории развития этих областей. Сделаны выводы об их принадлежности к активной континентальной окраине западно-тихоокеанского типа и о единой природе многих структурных элементов в пределах Палеоурала и кавказского сектора Палеотетиса. Отмечен также ряд отличий и указаны их причины.

В настоящее время большое внимание продолжает привлекать проблема, касающаяся выяснения особенностей строения и развития пограничных зон континентов и океанов в структурах геологического прошлого, которая базируется на признании фундаментального вывода о том, что разрезы офиолитовой ассоциации геосинклинальных складчатых областей являются остатками коры океанического типа [13]. В связи с этим представляется интересным установить характер и взаимосвязь тектонических событий вдоль восточной и южной окраин Восточно-Европейского палеоконтинента, окаймлявшегося в раннем — среднем палеозое океаническими бассейнами Палеоурала и Палеотетиса. Очевидно, что для подобной цели необходимо прежде всего сравнить наиболее близкие из доступных наблюдению регионы, которые относятся к разным окраинам и входят в разные геосинклинальные системы. Такими регионами, известными авторам по личным исследованиям, являются Южный Урал (включая Мугоджары) и Северный Кавказ.

ЮЖНЫЙ УРАЛ

Уральская складчатая система обычно подразделяется на две главные структурно-формационные области, прослеживающиеся на всем ее протяжении: миогеосинклинальную западного склона и осевой части и эвгеосинклинальную восточного склона. Работами последних 10—15 лет было показано, что эвгеосинклинальные комплексы Урала имеют океаническую природу и в целом надвинуты на восточную окраину Русской платформы, сложенную миогеосинклинальными толщами [10, 14, 15]. Были выделены конседиментационные структуры, существовавшие в раннем — среднем палеозое на месте сочленения Восточно-Европейского палеоконтинента и обширного палеоокеанического бассейна, указаны особенности строения и характер их эволюции [7, 17, 20, 23, 24].

Почти все тектонические зоны Южного Урала, отвечающие крупным палеоструктурам, в настоящее время находятся в аллохтонном залегании. Их границы часто несогласны с современной складчатой структурой, сформировавшейся в основном в самом конце палеозоя, которую с запада на восток составляют: передовая зона линейных дислокаций, Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий, антиклинорий Уралтау (осевой) и ряд элементов того же порядка на восточном склоне. Рассмотрим вкратце наиболее западные ранне-среднепалеозойские зоны, возникшие вдоль древней границы континент — океан. Более подробно они были описаны С. Г. Самыгиным [24].

Прибельская зона сложена расчешуенным терригенно-карбонатным комплексом, трансгрессивно залегающим на венд-рифейском миогеосинклинальном разрезе в области южного погружения Башкирского антиклинория, в северной части Зилаирского синклинория, на западном его крыле и центриклинальном замыкании, а также севернее в небольших синклиналях на стыке Башкирского и Уралтауского антиклинориев. Комплекс представлял утолщавшуюся в восточном направлении призму осадков мощностью 700—2800 м, которая с кратковременными перерывами накопилась на мелководном континентальном шельфе в течение кародака — раннего карбона. На востоке этой области в раннем девоне и начале эйфельского века существовала полоса барьерных рифов (рис. 1, I).

Сакмарская зона отвечает новообразованной субокеанической структуре, заложившейся на краю Восточно-Европейского континента. Относящиеся к ней формационные комплексы слагают тектонические покровы и их останцы в пределах Зилаирского синклинория. На юге синклинория находится наиболее крупный Сакмарский аллохтон, который перекрывает также южное окончание антиклинория Уралтау, сложенного метаморфическими комплексами докембрия. Вдоль западного крыла антиклинория обнажаются мелкогубозернистые кварцевые песчаники, филлитизированные глинистые сланцы (уразинская свита O_{2-3}) и кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники (бетринская свита $S_1-D_2^1$, см. рис. 1, крайне левая часть колонки II), составляющие комплекс континентального склона и подножия. В Зилаирском синклинории постелью аллохтона служит мощная флишеидная толща (граувакки, кремнисто-глинистые сланцы), содержащая глыбовые горизонты и пачки хаотического сложения (зилаирская серия $D_{3fm}-C_{1t_1}$). Аллохтон отличается исключительной сложностью геологического строения и состоит из смятых пакетов «перетасованных» шарьяжных пластин, среди которых широко распространен серпентинитовый меланж¹. Среди тектонических пластин, глыб и блоков меланжа встречаются разнообразные по своему происхождению, фашиально очень пестрые породы, сформировавшиеся, как устанавливается, с помощью палинспастических реконструкций [22, 24, 29], в различных частях древнего бассейна, развитие которого началось с рубежа кембрий — ордовик (см. рис. 1, II).

Основание разреза составляли мелководные «грабенные» фации изменчивой мощности (150—400 м), возникшие за счет размыва материала сиалической коры. Это главным образом разнообломочные аркозы (кидрясовская свита O_1t), в юго-восточных районах несогласно перекрывающие слабометаморфизованные осадки венда (?) и содержащие основные, иногда кислые вулканы щелочной серии, сходные с формацией континентальных рифтов (куагачская свита O_1t-a_1). Второй тип разреза надстраивался склоновыми отложениями вулканической островной гряды преимущественно кислого состава (туфы, тефронды, туффиты губерлинской свиты $O_2-S_{1l_1}$, свыше 800 м мощности), которые к западу постепенно, через ряд промежуточных фаций, сменялись глубоководными аргиллитами (кураганская свита $O_1a-S_{1l_1}$, мощностью 400 м и меньше. Последние местами подстилались породами габбро-амфиболит-серпентинитового комплекса.

Среди силурийских отложений выделяется монотонная толща зеленокаменноизмененных основных лав (сугралинская свита, мощностью свыше 1500 м), по своей петрологии и условиям формирования близких к современным абиссальным базальтам. Внизу этой толщи фрагментарно прослеживается комплекс диабазовых даек (типа «дайка в дайке»), пространственно и генетически тесно связанный с обнажающимися восточнее крупными габбро-гипербазитовыми массивами. Вулканическая полоса окаймлялась областями некомпенсированного прогибания с преобладающей кремнистой седиментацией (сакмарская свита $S_{1l_1}^3-S_2^1ld$,

¹ Соотношения отдельных пластин и пакетов пластин, детали их строения описаны в работах А. В. Пейве и др. [16], М. А. Камалетдинова [11], С. В. Руженцева [22], А. А. Абдулина и др. [1].

мощность 200—250 м); в лудлове их края фиксируются появлением ракушняковых известняков. На рубеже силура и девона ареал интенсивного вулканизма сместился к северо-западу бассейна, где на дислоцированных породах меланократового основания и перекрывавшего его маломощного осадочного или вулканогенно-осадочного чехла возникла цепочка вулканических массивов, вершины которых местами достигали уровня карбонатонакопления. Внизу массивы сложены базальтоидами (1200 м), вверху среди них появляются кислые дифференциаты. Эта контрастная формация (низы утягуловской свиты, нижнеблявинская подсвита) отвечает начальной стадии развития островной дуги. Среди окружающих ее кремнисто-пепловых, кремнистых и углеродисто-глинистых отложений (300—350 м) с граптолитами S_2^2 — D_1^1 довольно много эдафогенного обломочного материала, в том числе различных кремней, основных эффузивов, субвулканических диабазов и габбро-диабазов, зерен серпентинитов; встречаются маломощные пачки олистостромового типа.

Во второй половине раннего девона — начале эйфеля в пределах выросшей вулканической гряды, фронтально обращенной на восток [24], получила развитие типично островодужная базальт-андезит-дацит-липаритовая непрерывно дифференцированная формация (верхняя часть утягуловской свиты, верхнеблявинская подсвита). Среди осадочных разрезов стали преобладать олистостромы и связанные с ними грубообломочные отложения (например, на юго-западе — шандинская свита D_1^2 — D_2ef_1 , мощностью до 200 м). Олистостромы имеют туффито-силицитовую или глинисто-туфопелитовую связующую массу и состоят из продуктов разрушения как одновозрастных, так и почти всех более древних пород, включая серпентиниты, реже габброиды. В краевых разрезах появляются известняки, в том числе на западе — глубоководные «петельчатые»; на востоке известняковые биогермы венчали выступы подводного рельефа, возникшие, по-видимому, в результате тектонических движений и формирования меланжа.

На протяжении среднего девона (D_2ef_2 -gv) Сакмарский бассейн почти полностью замкнулся. Небольшие седиментационные ванны сохранились лишь к западу от островной вулканической гряды. В них накопились содержащие растительные остатки кремнисто-терригенные, вверху глинисто-кремнисто-пепловые с глыбовыми горизонтами осадки. На многих участках в очень мелководных либо наземных условиях произошли излияния щелочных, как правило, высококалийных лав, в основном базальтоидов (чанчарская свита D_2ef_2 —gv₁?), сопровождавшиеся становлением интрузивных комагматов. Среднедевонские породы перекрывают или рвут все ранее образовавшиеся толщи и тектонические пластины, в том числе сложенные массивами гипербазитов и серпентинитовым меланжем.

Одна из главных особенностей Сакмарской зоны — гетерогенность ее фундамента. Развитие зоны началось на сиалическом ложе, подстилающем краевые фации ордовика и на западе, и на востоке. Изолированные блоки и небольшие пластины докембрийских сильноплотчатых кристаллических сланцев (нередко с гранатом и мусковитом), кварцитов, гнейсов, гранито-гнейсов, амфиболитов, местами протрудированных серпентинитами, известны в разных частях аллохтонов, где они тектонически перемешаны и контактируют с самыми различными образованиями. Кроме того, среди полей меланжа встречаются «экзотические» бескорневые утесы и глыбы археоцитовых и водорослевых известняков верхов нижнего кембрия. Наряду с указанными отторженцами широко распространены гипербазиты и габброиды меланократового основания, которые впервые обнажились на морском дне уже в конце раннего или в начале среднего ордовика. Сейчас они слагают многочисленные протрузии, остатки пластин, блоки и глыбы тектонического месива. Наиболее полные разрезы мощностью в несколько километров вскрываются в пределах Хабаровинского и Кемпирсайского массивов на юго-востоке Сакмарского аллохтона, которые представляют самостоятельные, осложненные разновозрастными и разноглубинными дислокациями, покровы с подош-

вой на востоке и кровлей на западе. Они являются нижними членами офиолитовой ассоциации, к верхним относятся дайки и брекчиевидные субвулканические тела диабазов и габбро-диабазов, сменяющиеся выше толентовыми лавами силура. Таким образом, в силуре появилась типично океаническая кора, на которой сформировался ряд последующих голщ. При этом на отдельных участках остались блоки континентальной коры. Подобный стиль строения характерен, как известно, для окраинных бассейнов япономорского типа.

Центрально-Уральская зона представляла некогда периферический континентальный блок, разделявший Сакмарское краевое море и палеоокеаническую область восточного склона. В настоящее время на Южном Урале сохранились лишь фрагменты двух разных окраин этого блока, которые обнажаются в Эбетинской антиформе, находящейся к югу от антиклинория Уралтау. Антиформа состоит из двух залегающих одна на другой пластин и образует линейно-вытянутое тектоническое окно среди надвинутых в разное время и с разных сторон офиолитовых серий [24]. С запада надвинуты породы из внутренних районов Сакмарской зоны (Хабарнинский и Кемпирсайский габбро-гипербазитовые массивы, соединяющая их полоса серпентинитового меланжа). На восточном крыле они перекрываются фронтальным покровом восточного склона также с меланжированными офиолитами в основании. Верхняя пластина антиформы сложена толщами западной окраины Центрально-Уральского блока. Это мало измененные кремнисто-глинистые сланцы и мелкозернистые аркозы позднего докембрия (венд?), на которых трансгрессивно залегают крайне восточные фации ордовика Сакмарской зоны (см. рис. 1, колонка II—III). Среди обломочного материала последних, имеющего явно местное происхождение, помимо подстилающих осадков довольно много сильнее метаморфизованных и, вероятно, более древних пород, в том числе гранитов и кварцевых диоритов, слюдястых кварцитов, различных кристаллических сланцев. Разрез нижней пластины сформировался у восточного края обособившегося после заложения Сакмарского прогиба континентального блока. Он вскрывается в ядре Эбетинской антиформы, где близкие к сакмарским фациям прибрежные песчано-глинистые отложения тремадока и верхнего кембрия согласно надстраивают ранее возникшие вулканогенно-осадочные образования пестрого состава (см. рис. 1, III). К контакту пластин тяготеет трещинно-межформационная интрузия сильно рассланцованных гранитоидов ($D_2?$).

Как уже отмечалось, эвгеосинклинальные зоны восточного склона в раннем — среднем палеозое представляли палеоокеаническую область, унаследованную скорее всего с докембрийской эпохи. Эта область была очень неоднородна по латерали: в ней в разное время в разных местах возникали и развивались различные структуры. Сохранившиеся фрагменты их разрезов находятся теперь в сложных и не всегда окончательно выясненных соотношениях друг с другом. Несомненно одно, что все они были неоднократно перемещены, причем на востоке зачастую тектонически перемешаны как между собой, так и с комплексами восточного обрамления палеоокеана. Укажем лишь самый общий характер толщ в пределах современных структурных элементов [14]. В Магнитогорском мегасинклинории, относящемся к главной зеленокаменной полосе Урала, повсеместно распространены мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии, часто встречаются альпийские гипербазиты и связанные с ними габброиды. В Восточно-Уральском мегантиклинории наряду с вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями нижнего — среднего палеозоя, содержащими многочисленные тела и массивы серпентинитов и габбро, широко развиты гранитоиды и гнейсово-мигматитовые комплексы («гранито-метаморфическая ось Урала»). Восточнее, вплоть до Западно-Сибирской низменности, выделяется ряд зон, в которых вновь большое значение приобретают относительно слабометаморфизованные вулканогенные (зеленокаменные) и осадочные породы и ассоциирующие с ними серпентиниты.

Об особенностях строения и типе палеоструктур восточного склона можно судить по крайне западным зеленокаменным зонам (см. рис. 1, IV, V). Например, *Вознесенско-Халиловская зона*, которой сейчас отвечает узкая полоса макромеланжа вдоль западного крыла Магнитогорского мегасинклиория (сутура Главного Уральского разлома), долгое время являлась глубоким бассейном, отгороженным с конца силура от остальной части океанической области Таналык-Ирендыкским островодужным вулканическим поднятием [24, 32]. Здесь очень много офиолитов, в особенности пород габбро-гипербазитового комплекса. Они почти всюду сильно серпентинизированы, дезинтегрированы и составляют «цементирующую» массу меланжа. К фаунистически датированному палеозойскому формационному комплексу, образующему изолированные поля и блоки разных размеров и очертаний, относятся недифференцированные основные вулканиды, близкие к толеитовой серии, и тесно связанные с ними кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы, фтаниты, кремнеобломочные осадки, иногда с примесью «зеленокаменной» кластики (O—S). Более молодые толщи (D_1 — D_{2ef}) — исключительно осадочные, в них в разных местах на различных уровнях большую роль играют грубообломочные отложения, в том числе пачки офиолитокластовых микститов, в которых хаотически сгружены глыбы и валуны пород меланократового фундамента и залегавшего выше сланцево-вулканогенного разреза.

Характер тектонических движений и эволюция палеоструктур. В южно-уральской области сочленения континент — океан одним из важнейших событий было возникновение в результате растяжения земной коры Сакмарского окраинного бассейна. В самом начале ордовика недалеко от древней границы континентальной плиты заложилась субмеридиональная система довольно мелких грабен, которые заполнились продуктами размыва окружавших сиалических массивов и блоков, а также локально развитыми рифтогенными вулканидами. В дальнейшем (рис. 2) происходило углубление и расширение образовавшегося прогиба с одновременным удалением гранитно-метаморфического слоя и вскрытием местами пород меланократового субстрата, на котором непосредственно залегают глубоководные аргиллиты и туффиты среднего — верхнего ордовика. Этот процесс продолжался в течение почти всего силура, что привело к появлению микроокеанического бассейна. Сформировался полный ряд офиолитовой ассоциации пород и максимальное распространение получили области некомпенсированного прогибания. В погружение были также вовлечены смежные участки Восточно-Европейской платформы и отделившегося от нее Центрально-Уральского континентального блока. Условия растяжения господствовали и на территории Восточно-Уральского палеоокеана.

С конца силура все большую роль в эволюции структур играет тангенциальное сжатие. Постепенно сокращаются и мелеют морские бассейны, становится сильно расчлененным рельеф их дна, в результате интенсивного размыва подводных кордильер и тектонических уступов появляются в возрастающем количестве офиолитокластовые олистостромы. В девоне образуются хорошо выраженные вулканические поднятия типа островных дуг. В конечном итоге отрицательные структуры расщепляются и меланжируются, происходит шарьирование различных толщ. Наиболее рано покровные перемещения начались в восточном направлении в районе Центрально-Уральского поднятия (см. рис. 1). Их следы лучше всего сохранились в Эбетинской антиформе (смена снизу вверх более восточных разрезов более западными), встречаются также среди чешуй Сакмарской и Вознесенско-Халиловской зон [24]. С середины девона преобладающими становятся движения, направленные на запад.

Тектоническое скупивание сопровождалось выведением на поверхность фрагментов меланократового фундамента и становлением офиолитовых аллохтонов, сохранившихся впоследствии в виде отдельных габбро-гипербазитовых массивов. С конца эйфеля синхронно с исчезновением Вознесенско-Халиловского остаточного бассейна формируется фрон-

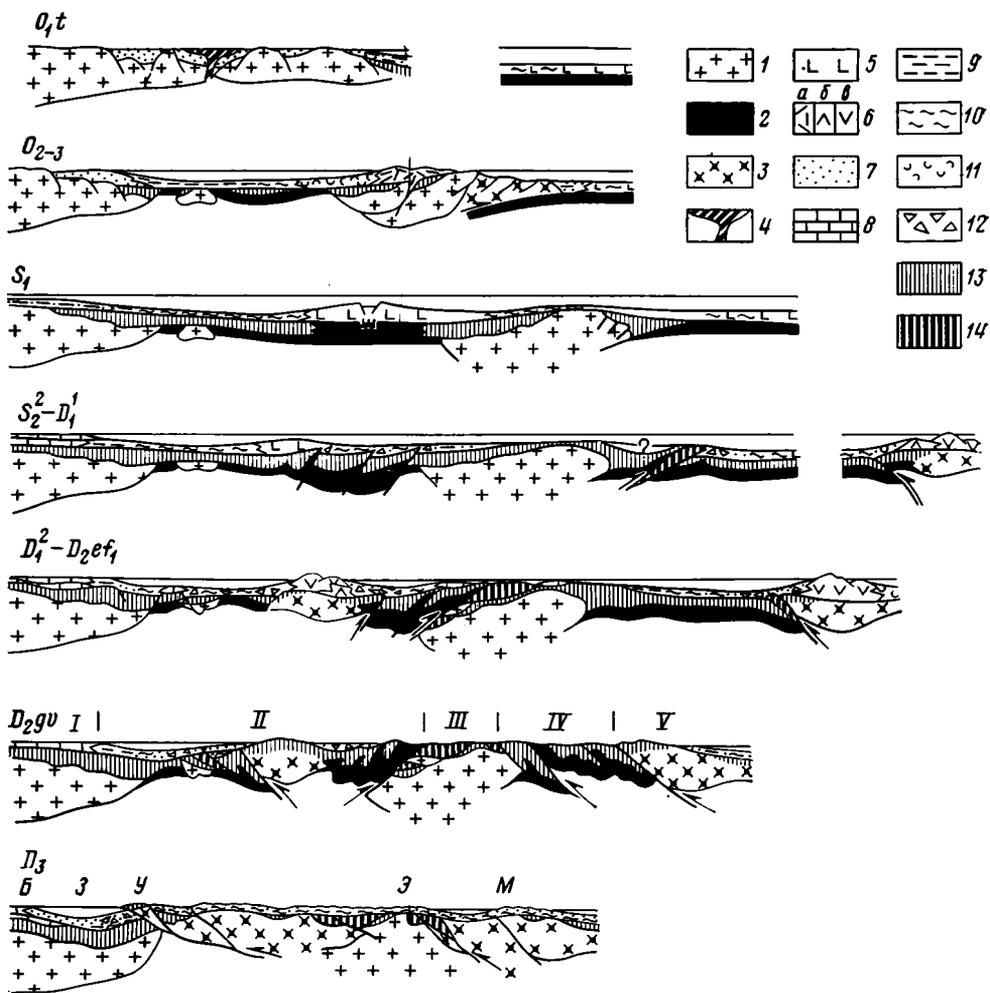


Рис. 2. Схема тектонического развития области сочленения континент — океан на Южном Урале

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора (меланократовый фундамент); 3 — кора переходного типа; 4 — щелочные вулканиты (преимущественно основные); 5 — толентовые базальты; 6 — вулканогенные островодужные комплексы кислого (а), контрастного (б) и преимущественно среднего (в) состава; 7—12 — преобладающие типы отложений: 7 — терригенный, 8 — карбонатный, 9 — глинистый, 10 — глинисто-кремнистый и кремнисто-пепловый; 11 — тефрогенный, 12 — олистостромовый; 13 — отложения предыдущих эпох; 14 — породы офиолитовой ассоциации (фрагменты океанической коры) в аллохтонном залегании

Среднепалеозойские тектонические зоны: I — Прибельская, II — Сакмарская, III — Центрально-Уральская, IV — Вознесенско-Халиловская, V — Таналык-Ирендыкская. *Зародыши позднепалеозойских структур:* Б — Башкирский антиклинорий, З — Зилаирский синклинорий, У — антиклинорий Уралтау, Э — Эбетинская антиформа, М — Магнитогорский мегасинклинорий

тальная система пластин Восточно-Уральской эвгеосинклинальной области, которая была надвинута на Центрально-Уральский сиалический блок. Во второй половине живета последний пододвинулся на запад и почти сомкнулся с краем Восточно-Европейской платформы, в результате чего был раздавлен Сакмарский новообразованный окраинный бассейн, разлинзование и дезинтеграция которого начались с восточного борта.

С позднего девона в бывшей пограничной области между палеоконтинентом и палеоокеаном возникает новый обширный прогиб с разнородным основанием, состоящим большей частью из серии покровных пластин. В этом прогибе сплошным чехлом накапливался неавтохтон-

ный комплекс — зилаирские граувакки ($D_2fm-C_1^4$) с толщей франских фтанитоидов в основании. В зилаирскую эпоху начался следующий этап шарьирования, который знаменовался формированием крупных аллотонных масс, сложенных более ранними покровами. В это время получили широкое развитие мощные олистостромы, замещающиеся флиш-идными пачками. Они протягиваются вдоль восточного крыла Зилаирского синклинория и окаймляют со всех сторон Сакмарский аллохтон, обнажаясь в тектонических окнах и полуокнах. В процессе покровообразования ось прогибания смещалась. На месте Западно-Уральской зоны передовых складок выше платформенных и субплатформенных отложений девона сначала накапливались глинисто-известковые и кремнистые осадки (C_1), затем терригенный шиф (C_{2-3}) и сероцветная морская моласса (P_1). На рубеже раннего и среднего карбона шарьированные на запад эвгеосинклинальные толщи вновь выводятся на поверхность, поставляя обломочный материал для флиша. На восточном склоне Урала происходит массовая гранитизация. В позднем палеозое здесь на фоне интенсивного тангенциального сжатия продолжающегося шарьеобразования и складчатости формируется гранитно-метаморфическая ось и растет горное сооружение с типично континентальной корой. Морская моласса (C_{2-3}) появляется раньше, чем на западе, и имеет локальное распространение.

СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

При пересечении центрального и западного секторов Кавказа в направлении с севера на юг выделяются следующие раннесреднепалеозойские структурно-формационные зоны: Бечасынская, Андрюкско-Тоханская, Передового хребта, Главного хребта и Южного склона. Современные представления о строении этих зон сформировались в результате работ А. А. Белова, Г. И. Баранова, С. М. Кропачева, И. И. Грекова, М. Л. Сомина, Л. Д. Чегодаева, В. Л. Омельченко, Е. В. Хаина и других авторов.

Разрезы *Бечасынской зоны* (рис. 3, А) выступают из-под чехла мезозойских пород в глубоких долинах рек Кубани, Малки, Баксана и Чегема. Здесь выше метаморфических сланцев эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, образовавшихся по туфам и туфопесчаникам с пластовыми телами диабазов и плагиигранитов, а также по первичноосадочным мелкообломочным и глинистым отложениям (хасаутская и чегемская свиты PE), с угловым несогласием залегает мощная (более 1300 м) толща аркозовых песчаников и гравелитов с прослоями красноцветных алевролитов (урлешская свита $O-S_1$). Она согласно перекрывается отложениями лахранской свиты, в составе которой Л. Д. Чегодаевым выделены две разнофациальные толщи. Одна из них представлена «конденсированным» разрезом мощностью 100—150 м, состоящим из глубоководных известняков, известково-глинистых сланцев и кварцполевошпатовых песчаников ($S_2ld_1-D_2ef$), а другая — филлитизированными глинистыми сланцами с прослоями кремнистых разностей и песчаников ($S_1l_1-D_2ef_1$) мощностью более 500 м). На территории Бечасынской зоны А. П. Герасимовым [8] найдена «свободно лежащая» глыба известняка с трилобитами среднего кембрия, имеющая экзотическое происхождение.

В Андрюкско-Тоханской зоне самыми древними являются отложения силура (см. рис. 3, Б). Здесь в небольших тектонических клиньях обнажаются шаровые лавы основного состава с прослоями радиоляритов (S_1l). С ними ассоциируют олистостромовые образования, впервые обнаруженные в долине р. Кубань [28]. Цементом олистострома служат мелкочешуйчатые аргиллиты и алевролиты, содержащие будинированные прослой полимиктовых песчаников, а также внутриформационные линзы и слои глинисто-кремнистых сланцев с граптолитами верхнего лландовери и нижнего лудлова. В олистолитах встречены различные кремни, в том числе черные разности с граптолитами нижнего лландовери [30],

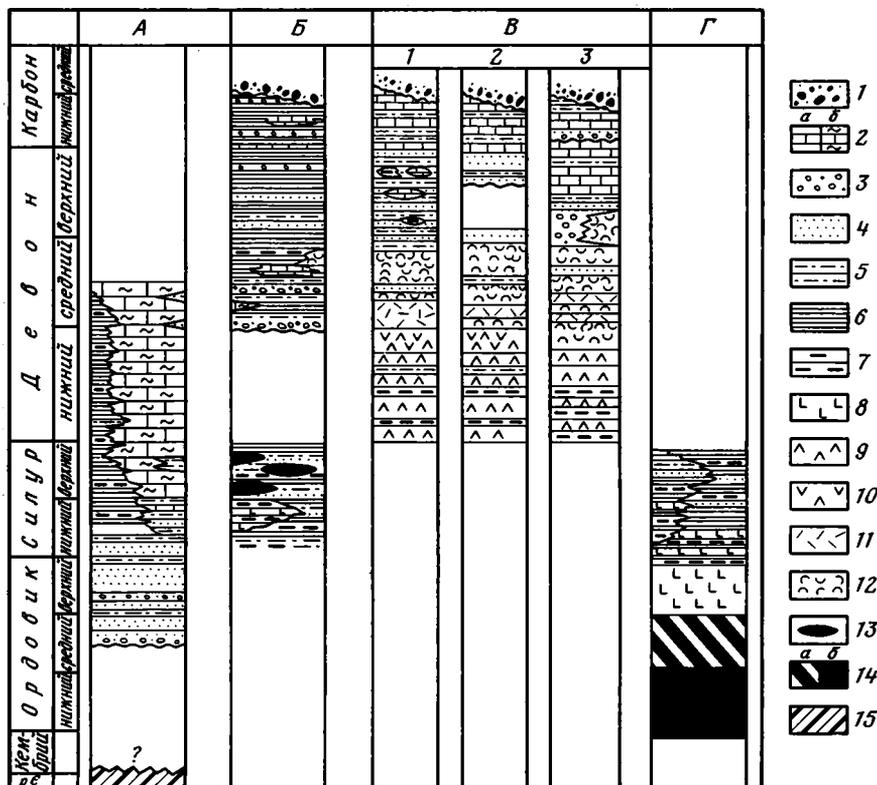


Рис. 3. Схематизированные разрезы северных зон Кавказа

1 — молассы; 2 — известняки мелководные (а) и глубоководные (б); 3 — конгломераты и гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — филлиты; 7 — кремнистые породы; 8 — базальты толеитовой серии; 9 — основные эффузивы известково-щелочной серии; 10 — лавы основного и среднего состава; 11 — кислые вулканиты; 12 — туфы смешанного состава; 13 — офиолитокластовые олистостромы; 14—15 — меланократовое основание: 14 — габброиды (а), серпентинизированные гипербазиты (б); 15 — метаморфический фундамент Скифской плиты

Структурно-формационные зоны: А — Бечасынская, Б — Андрюкско-Тоханская; В—Г — Передового хребта (В — нижняя, Г — средняя аллохтонные единицы)

базальтовые порфиры, измененные гипербазиты, известняки, габброиды, офиолитокластовые конгломераты. Силурийские толщи с размывом перекрывались конгломератами и гравелитами с галькой кремней, гипербазитов и габбро (в линзах глинистых сланцев — отпечатки среднедевонской флоры), сменяющимися глинистыми сланцами с прослоями олигомиктовых терригенных пород и вулканитов основного — среднего состава (артыкчатская или бахмуткинская свита, D_2gv мощностью более 1500 м), а затем пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями (D_2-C_1), мощностью более 300 м), на которых с резким угловым несогласием залегают верхнепалеозойские образования.

На Андрюкско-Тоханскую зону надвинуты формационные комплексы зоны Передового хребта. В отдельных местах граница проходит по крутым разломам. Исследования последних лет [3, 5, 6, 9, 27, 28, 31] показали, что зона Передового хребта имеет сложное покровно-складчатое строение и несколько восточнее р. Баксан тектонически выклинивается. В этой зоне выделяются параавтохтонный, аллохтонный и неавтохтонный структурно-формационные комплексы.

Параавтохтон. В видимом основании (ядро Блыбского антиклинария) обнажаются метаморфические толщи мощностью свыше 3000 м, сложенные тонкополосчатыми амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, которые выше сменяются гранат-слюдяными сланцами и плагиогнейсами. В поле развития метаморфитов находится большое количество мелких и крупных тел серпентинизированных гипербазитов, разгнеисо-

ванных плагиогранитов и тоналитов, которые расположены в целом согласо с внутренней структурой вмещающих пород.

Аллохтон. Внутри аллохтонного комплекса выделяются три тектонические единицы, или пакета пластин, залегающие друг на друге и разделенные плоскостями пологих надвигов, которые совместно смяты в брахиформные складки и нарушены крутыми разломами.

1. Породы нижней единицы надвинуты на метаморфиты параавтохтона и на отложения Андрюкско-Тоханской зоны. Среди них отчетливо различаются вулканогенный, вулканогенно-осадочный и терригенно-карбонатный разрезы (см. рис. 3, В). Мощность единицы более 3000 м.

Вулканогенный разрез ($D_1-D_2ef_1$) состоит из двух главных типов. Для первого типа характерна непрерывно дифференцированная вулканическая серия с лавами основного и среднего состава в нижней части, лавами среднего и кислого состава и их туфами наверху (кызылкольская свита). Во втором типе разреза, первоначально располагавшегося, вероятно, южнее, участвует контрастная серия (даутская свита). В основании ее наблюдаются недифференцированные базальты, которые вверх сменяются базальт-липаритовой толщей. В верхней части большую роль играют пирокластические образования. Помимо указанных двух типов местами встречаются промежуточные разрезы.

Вулканогенный разрез постепенно сменяется вулканогенно-осадочными толщами ($D_2ef_2-D_3f$), представленными туфами разного состава, кислыми эффузивами, кремнистыми сланцами, туфопесчаниками и аргиллитами; иногда присутствуют эффузивы основного и среднего состава, трахибазальты, а также изолированные глыбы известняков с кораллами D_2ef . Породы вулканического происхождения выше нижнего живета практически не встречаются. Характерна резкая фациальная изменчивость, особенно резкая во франских отложениях. В краевых подзонах Передового хребта они представлены терригенными толщами с оползневыми горизонтами, образовавшимися за счет разрушения различных подстилающих пород (см. рис. 3, В) или мощной (свыше 1000 м) толщей конгломератов с галькой вулканитов и плагиогранитов (см. рис. 3, В₃). В центральной подзоне франские отложения выпадают из разреза (см., рис 3, В₂).

Терригенно-карбонатный разрез (D_3fm-C_1t) залегают согласно на вулканогенно-осадочном и построен в общем однотипно: горизонты и линзы известняков чередуются с пестроокрашенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, но соотношения между ними довольно изменчивы. Также резко меняются по простирацию и мощности осадков (100—1000 м).

2. Средняя тектоническая единица (см. рис. 3, Г) состоит из двух самостоятельных покровов. В основании находится покров кремнисто-терригенных отложений (S_1l-S_2ld), которые располагаются структурно выше известняков фамена или турне. Это часто чередующиеся аргиллиты и алевролиты, углеродисто-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, олигомиктовые кварц-плагиоклазовые песчаники общей мощностью до 200 м.

Верхний покров сложен породами офиолитовой ассоциации и расчленяется на две пластины. Разрез каждой из пластин, в общих чертах повторяющий один другого, сильно нарушен, так что отдельные чешуи гипербазитов, габброидов и вулканитов основного состава граничат только по тектоническим контактам, маркируемым бластомилонитами, причем их вертикальная последовательность обычно перевернута: нижние члены ассоциации находятся наверху, а верхние — внизу. Породы верхней пластины метаморфизованы в целом сильнее, до уровня эпидот-амфиболитовой фаши.

В сложении офиолитового покрова принимают участие серпентинизированные гарцбургиты, роговообманковые габбро-амфиболиты, уралитизированные габброиды, дайки и силлы диабазов, базальтовые плагиоклазовые порфириды, в том числе подушечные лавы и гиалокластиты. Вулканогенные породы офиолитовой ассоциации (карабекская свита)

сменяются кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми аповулканогенными зелеными сланцами с прослоями филлитов, мелкозернистых кварц-плагиоклазовых песчаников и углеродисто-кремнистых сланцев (тебердинская свита), в которых Л. Д. Чегодаевым обнаружены радиоларии силурийского возраста [31]. Суммарная мощность пород превышает 2000 м.

3. Верхняя тектоническая единица (Ацгаринский покров, по [3]) образована несколькими чешуями общей видимой мощностью более 2500 м, состоящими из двуслюдяных гранат-кварц-плагиоклазовых сланцев, амфиболитов, реже парагнейсов, кварцитов и графитсодержащих сланцев. Породы испытали диафторез зеленосланцевой фации и смяты в сложную систему складок. Местами метаморфиты были прорваны плагиогранитоидами, слагающими в настоящее время изолированную внутреннюю пластину. Изотопные (К—Аг) датировки амфиболитов и кристаллических сланцев колеблются от 370 до 470 млн. лет [28], что заставляет предполагать по крайней мере допозднедевонский возраст метаморфизма исходных пород. Плагиогранитоиды внедрялись вероятнее всего в середине девона [5].

Неоавтохтон. Аллохтонный комплекс запечатывается несогласно налегающей молассой. Нижняя ее часть (C_1V_3 — P_1^1) является угленосной лимнической, а верхняя (Р) — грубой континентальной. Таким образом, время надвигания покровов падает на начало и середину визейского века. По приразломным складкам устанавливается, что шарьирование происходило в направлении с юга на север [9]. Это дает основание предполагать, что разрезы более верхних тектонических единиц аллохтонного комплекса, равно как и разрезы отдельных покровов, изначально располагались южнее более нижних разрезов.

Зона Главного хребта сложена метаморфическим комплексом, состоящим из двух основных серий [2, 25]. Внизу это монотонная толща слюдяных сланцев и парагнейсов, которые образовались за счет терригенных пород, в том числе аркозового состава (макерская серия $РЄ$ — $PZ_1^?$). Вверху распространены слюдяные и амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, микрогнейсы, порфиритоиды, метаконгломераты с галькой плагиогранитов, кварц-слюдяные сланцы и мраморы с остатками криноидей [19] (лабино-буульгенская или лабинская серия, PZ_{1-2}). Повсеместно встречаются тектонические клинья серпентинитов и габброидов, много гранитов преимущественно позднепалеозойского возраста. Поднят вопрос о покровном строении Главного хребта [4], однако покровная структура до сих пор не расшифрована.

В зоне Южного склона палеозойские отложения выступают в ядре Сванетского антиклинория, где они выделяются в десскую серию (D_2 — $T?$, мощностью до 2000 м), состоящую в основном из сланцево-терригенных (песчано-глинистых), часто флишоидных толщ олигомиктового и субаркозового состава с линзами известняков, внизу с пачками гравелитов и внутриформационными прослоями конгломератов; в северном направлении количество грубообломочных пород убывает [12, 26].

Палеотектоническая реконструкция. Анализ формационного состава пород различных тектонических зон и палинспастическая развертка пакета шарьяжных пластин позволяют восстановить ряд палеоструктур, каждой из которых соответствовала своя палеогеографическая обстановка. Отложения Бечасынской зоны накапливались непосредственно на докембрийском метаморфическом комплексе Скифской плиты в условиях континентального склона и подножия. Формационный комплекс Андриукско-Тоханской зоны образовался рядом на коре, скорее всего, океанического типа: здесь происходили глубоководные излияния базальтов, а в составе обломочного материала очень много продуктов размыва пород офиолитовой ассоциации. Относительно глубокий бассейн с океанической корой существовал и южнее; в его пределах получили развитие полный офиолитовый и надстраивавший его осадочный разрезы средней аллохтонной единицы Передового хребта. К северу возникло островодужное вулканическое поднятие, представленное сейчас разрезами ниж-

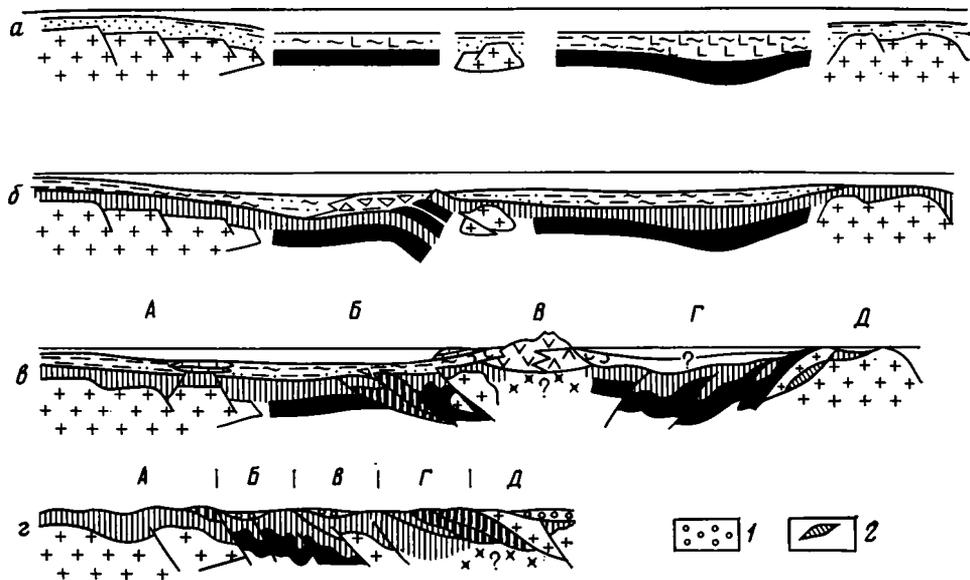


Рис. 4. Палеотектонические реконструкции Северо-Кавказского бассейна: *а* — конец ордовика — начало силура, *б* — середина силура, *в* — первая половина девона, *г* — конец визе

1 — угленосная моласса; 2 — плагиигранитоиды; остальные условные обозначения см. на рис. 2

Структурно-формационные зоны: А — Бечасынская, Б — Андрюкско-Тоханская, В — Д — Передового хребта (В — нижняя, Г — средняя, Д — верхняя аллохтонные единицы)

ней единицы, а к югу находился сиалический блок, фрагменты которого слагают верхнюю аллохтонную единицу (Ацгаринский покров). Параавтохтонный комплекс Передового хребта либо служил основанием островодужного поднятия, либо, что более вероятно, являлся самостоятельным выходом кристаллических пород.

В целом формационные комплексы Бечасынской, Андрюкско-Тоханской зон и зоны Передового хребта характеризуют особенности осадконакопления и магматизм различных частей обширного окраинного моря, имевшего неоднородное строение. На севере это море покрывало материковый склон (Бечасынская зона), с юга было ограничено блоком с континентальным типом коры (Центрально-Кавказским). Последний, по видимому, отделял краевой бассейн от остальных структур древней океанической области Палеотетиса. Реликты их, многократно «перетасованные» и сильно измененные, частично сохранились в пределах Главного хребта, где обнажаются также реоморфизованные породы докембрийского кристалликума [25], слагавшие, вероятно, микроконтинент или входившие в фундамент южного обрамления Палеотетиса. Одному из наиболее молодых комплексов этого обрамления (континентальный склон и подножие?) отвечает десская серия Сванетского антиклинория.

Палеозойская история развития Северного Кавказа восстанавливается только с конца ордовикского времени (рис. 4). Можно предполагать, что где-то в раннем ордовике произошел раскол древнего края Восточно-Европейского материка. В дальнейшем вдоль северного борта образовавшейся впадины накапливалась мощная толща аркоз. В силуре уже существует глубокий окраинный бассейн с участками некомпенсированного прогибания, на большей части территории которого был вскрыт меланократовый фундамент и возникла кора океанического типа. Тем не менее в ряде мест остались отдельные блоки с континентальной корой, поставлявшие терригенный сиалический материал даже во внутренние районы бассейна. Один из таких блоков служил его южным ограничением.

Максимальной ширины окраинный морской бассейн достиг к середине силура. С этого времени начинается перестройка геодинамического

режима — в подводных условиях происходит первое тектоническое сучивание, о чем свидетельствует появление на севере офиолитокластового олистострома. На рубеже силура и девона приблизительно в центральной части бассейна возникает поднятие, которое делит его на две котловины. Постепенный рост поднятия сопровождается интенсивным вулканизмом островодужного типа. В середине девона вулканическая деятельность приобретает эксплозивный характер и вулканические постройки выходят из-под уровня моря; заметно мелеет северная котловина, в отложениях которой впервые встречается наземная растительность. Не исключено, что в это же время значительно сокращается южная котловина и в ее пределах расчешуивается на пластины и фрагментарно выводится наверх меланократовый субстрат, а находившиеся по соседству породы краевого континентального блока испытывают дополнительный метаморфизм.

В течение позднедевонской и начала раннекаменноугольной эпох общая ширина бассейна продолжает уменьшаться. В визейском веке наступает главный этап тектонического сучивания. Сдвоенный разрез офиолитов был опрокинут и надвинут на осадочный чехол южной котловины и вместе с ним — на гряде некогда активных вулканических островов, а метаморфизованные толщи краевого поднятия в свою очередь перекрыли офиолиты. Разрезы островной гряды были сорваны со своего основания и надвинуты на осадки северной впадины, что привело к окончательному закрытию и исчезновению последней. В процессе перемещения породы подверглись зеленосланцевому метаморфизму и интенсивным деформациям. К концу визе дислоцированный пакет тектонических покровов и чешуй, сформировавшийся на месте Северокавказского окраинного моря, оказался припаянным к Восточно-Европейскому палеоконтиненту. Появление моласс (C_1v_3) фиксирует начало орогенических движений. В среднем карбоне эти движения, сопровождавшиеся гранитизацией, охватывают и зону Главного хребта, где также ранее были совмещены, метаморфизованы и мигматизированы различные структурно-формационные комплексы Палеотетиса. Закрытие более южного бассейна (бассейнов?), от которого к настоящему времени сохранился лишь приконтинентальный комплекс в зоне Южного склона, произошло намного позже — только в начале мезозоя.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Из вышесказанного видно, что раннесреднепалеозойская история развития области перехода от Восточно-Европейского континента к соседним океаническим структурам как Южного Урала, так и Северного Кавказа была очень похожа (см. рис. 2, 4). Она началась с деструкции древней континентальной окраины² и одновременного появления краевых морей — Сакмарского и Северо-Кавказского. Оба бассейна имели однотипное строение и претерпели в целом одинаковую эволюцию. Их приплатформенные борта маркируются осадками, накопившимися у подножия нового континентального склона (уразинская и бетринская свиты $O_2-D_2^1$ на Урале, урлешская и кремнисто-глинистые разрезы лагранской свиты $O-D_2ef_1$ на Кавказе). С внешней стороны бассейны были отшнурованы остаточными микроконтинентами — Центрально-Уральским и Центрально-Кавказским. В их сложении помимо докембрийских толщ близкого состава участвуют трещинные тела гранитоидов среднедевонского возраста, внедрившиеся и в одном, и в другом случае между тектоническими пластинами.

Фрагменты сиалического основания сохранились не только по бортам, но и внутри рассматриваемых бассейнов, где их выходы часто протрудированы серпентинитами (ядро Блыбского антиклинория, ряд небольших блоков на Южном Урале). Остальная территория имела меланократовый фундамент. Субстрат океанического типа является ново-

² Предполагается, что океанические структуры существовали с допалеозойского времени [5, 32].

образованным и возник в процессе раздвигания коры синхронно с расширением и углублением бассейнов, достигнув максимального распространения в начале силура, когда излияниями недифференцированных толеитов с дайковыми комплексами в основании завершилось местами формирование офиолитовой ассоциации пород (сугралинская и карабекская свиты). В других районах в это время преобладало глубоководное и, как правило, некомпенсированное осадконакопление (черносланцевые разрезy).

Общее изменение геодинамического режима, связанное с прогрессирующей ролью тектонического сжатия, на Кавказе наступает в середине, на Урале — в конце силура. Ширина окраинных бассейнов постепенно уменьшается, сильно усложняется морфология их дна, в сферу подводного разрушения выводятся породы океанической коры и в возрастающем количестве появляются офиолитокластовые осадки. На рубеже силура и девона возникают внутренние вулканические поднятия, превратившиеся впоследствии в островные дуги. В обоих бассейнах они располагались ближе к континентальному подножию, чем ареалы развития полных офиолитовых разрезов, и были сложены одинаково дифференцированными — контрастно и непрерывно — сериями изверженных пород (блявинская и утягуловская свиты $S_2^2-D_{2ef_1}$ на Урале, даутская и кызылкольская свиты $D_1-D_{2ef_1}$ на Кавказе), к которым приурочены медноколчеданные месторождения. Большое сходство присуще и среднедевонским полиформационным толщам: среди вулканитов характерны субщелочные базальтоиды, среди осадков — грубообломочные, с глыбовыми горизонтами, и пестроцветные кремнисто-глинистые отложения, содержащие остатки наземной флоры, а также мелководно-морские известняковые биогермы. В первой половине живета вулканическая деятельность полностью прекратилась как в пределах Сакмарского, так и Северо-Кавказского бассейнов. В Сакмарском бассейне в основании верхнего эйфеля повсеместно фиксируется несогласие. На Северном Кавказе это несогласие тоже проявилось, но в ограниченном масштабе — лишь во впадине к северу от островной вулканической гряды (Андрюкско-Тоханская зона); в южной котловине породы соответствующего возраста сейчас не известны.

Тектоническое сжатие и скупивание привели к дальнейшему сокращению площади краевых морей, расчешуиванию и смятию их разрезов. На рубеже среднего и позднего девона (Урал) и в первой половине визе (Кавказ) окраинные бассейны окончательно исчезают, причем закрытие их в обоих регионах начинается с внешних — «приокеанических» — котловин. Этот процесс протекал импульсивно и сопровождался становлением офиолитовых аллохтонов. Выведение пластин меланократового субстрата первоначально происходило и на Северном Кавказе ($D_2?$), и на Южном Урале ($D_1^2-D_{2ef_1}$), вероятно, в сторону периферического континентального блока. Позже стало преобладать надвигание в противоположном направлении. Сменой направления надвиговых перемещений (ретрошарьирование), доказанной для Сакмарской зоны [1, 24], трудно объяснить перевернутое залегание офиолитовых пластин, которое наблюдается и среди уральских аллохтонов (например, Хабарнинский покров [18]), и в Передовом хребте Кавказа [6, 27].

Таким образом, сходство в строении и развитии ряда западных структурно-формационных зон Южного Урала и северных структурно-формационных зон Кавказа совпадает во многом вплоть до деталей. К этому можно добавить еще несколько примеров. В приплатформенных комплексах бывших Сакмарского и Северо-Кавказского бассейнов известны экзотические глыбы мелководных кембрийских известняков. Там же (в Бечасынской зоне и на западе Сакмарской) отмечаются «конденсированные» разновозрастные (S_2ld-D_{2ef}) разрезы с непрерывным участием пелагических известняков, образовавшиеся, по-видимому, в обстановке локальных глубоководных поднятий [21]. Наконец, следует упомянуть об одинаково асимметричном размещении контрастно и непрерывно дифференцированных вулканогенных серий в пределах островных дуг

внутри Сакмарского и Северо-Кавказского морей, что свидетельствует об одинаковой полярности этих островодужных структур: контрастные по своему составу вулканиты были сосредоточены преимущественно с их наружной стороны — соответственно с восточной и южной.

Несмотря на отмеченное сходство, между рассмотренными областями имеются и определенные отличия, большинство которых, однако, незначительно или носит вторичный характер. На Северном Кавказе сильнее метаморфизм некоторых комплексов, нет аналогов многих ордовикских разрезов Южного Урала, отсутствуют девонские отложения в прилегающей к Центрально-Кавказскому блоку котловине и пр. Ряд различий обусловлен неизбежными изменениями по простиранию, которые обычны для любой геосинклинальной системы. Так, на Южном Урале в силуре — среднем девоне большую роль играла кремнистая седиментация, подавляющая же масса обломочного материала была эдафогенного или островодужного происхождения. На Кавказе кремнистых пород заметно меньше, зато гораздо больше глинистых, а также терригенных осадков осадочного профиля. Подобный состав приобретают разновозрастные толщи и на Среднем Урале [21]. Кроме того, не все тектонические события происходили синхронно. В разное время впервые появились в результате начавшегося скупивания коры океанического типа офиолитокластовые олистостромы — в середине силура (Кавказ) и в конце силура (Урал). Замыкание Сакмарского окраинного бассейна и главный этап шарьирования в его пределах приходится на конец живета — начала франа. На Северном Кавказе этому времени соответствует резкое поднятие внутривоскресной вулканической дуги и ее интенсивный размыв. Основное покровообразование здесь завершается к концу визе. Для сравнения укажем, что на Полярном Урале, где существовал в общем такой же латеральный ряд палеоструктур [23, 24], шарьирование в сторону континента и отмирание краевого бассейна наступает лишь в конце визейского века, почти одновременно с новым этапом тектонического сжатия на Южном Урале.

Нам представляется, что деструкция и раздвиг на кавказской периферии Восточно-Европейского континента проявились слабее, чем на Южном Урале, вследствие чего окраинный бассейн был там уже, а породы меланократового фундамента занимали меньшую площадь. Повидимому, на Северном Кавказе сохранились более крупные «останцы» континентальной коры, за счет размыва которых повсеместно накопилось довольно большое количество олигомиктового кластического материала. Помимо более слабого растяжения на территории Северо-Кавказского бассейна было также меньше фаз тектонического скупивания, чем можно объяснить отсутствием серпентинитового меланжа. Формированию последнего в пределах южно-уральских структур способствовало дробление и брекчирование меланократового основания и перекрывавшего его чехла, а затем многократное перемешивание отдельных компонентов при надвигании в условиях нарастающего тангенциального сжатия [24]. С эпохами интенсивного шарьирования было связано появление граувакковой серии ($D_3fm-C_1t_1$) и терригенного флиша (C_{2-3}), аналогов которым на Северном Кавказе нет.

На Кавказе не известны также толщи, сопоставимые с существенно карбонатным комплексом шельфового типа Прибельской зоны Южного Урала. Не обнаружены они, судя по многочисленным скважинам, и в Предкавказье, где вскрыты среднепалеозойские, преимущественно песчано-сланцевые отложения, дислоцированные в послебашкирское время и относимые к комплексу континентального склона [5]. Очевидно, южный склон Восточно-Европейского континента был очень широкий и охватывал всю современную Скифскую плиту, а покрывавшее его краевое море соединялось на севере с Донецким внутренним прогибом (авлакогеном). В южно-уральской области склон был гораздо короче вкрест простирания и быстро сменялся на запад мелководным шельфом. Склоновые осадки обнажаются в настоящее время в узкой полосе вдоль западного крыла антиклинория Уралтау.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из приведенного материала, Восточно-Европейский континент на юге и востоке окаймлялся в палеозое активной окраиной западно-тихоокеанского типа. Ее структурная эволюция, начавшись с разрушения континентальной плиты и возникновения краевых бассейнов с новообразованной океанической корой, завершилась их усложнением, формационным изменением и в конечном счете расчленением переходной к палеоокеану области на серию тектонических пластин. Пластины были последовательно надвинуты (и пододвинуты) в сторону палеоконтинента и скучены вдоль его нового края. Для Урала доказано [23, 24], что этот процесс происходил не изолированно, а был тесно связан со структурными и вещественными преобразованиями в смежных палеоокеанических зонах. На Кавказе, где герцинские сооружения входят в альпийскую складчатую область и сжаты гораздо сильнее, очень много информации утеряно. Однако почти детальное сходство геологических событий вдоль древних границ Восточно-Европейского материка дает нам право предполагать, что северокавказский сектор Палеотетиса имел близкое строение и развивался в принципе одинаково с южным сектором Уральского палеоокеана, в силу чего палеозойская история Большого Кавказа могла быть более сложной, чем ее представляют сейчас. Там должны были присутствовать столь широко распространенные на восточном склоне Урала «зеленокаменные» комплексы, и не исключено, что со временем их реликты будут найдены и идентифицированы. Часть их находится, по-видимому, в еще недостаточно изученной зоне Главного хребта, которой были свойственны длительная гранитизация и многостадийный метаморфизм крайне разнообразных по своей формационной и соответственно структурной принадлежности толщ и которую следует, на наш взгляд, сопоставлять с Восточно-Уральским мегантиклинорием.

Одинаковый характер и синхронность определяющих тектонических событий на территории северокавказского и южно-уральского регионов свидетельствуют о несомненном единстве в раннем — среднем палеозое Палеотетиса и Палеоурала. С позднего палеозоя развитие образовавшихся на их месте геосинклинальных систем шло различными путями. На Урале происходит полное смыкание бортов бывшего палеоокеана; в позднепалеозойскую эпоху на месте эвгеосинклинали возникает и расширяется, в основном в сторону Русской плиты, горно-складчатое сооружение, в миогеосинклинальной же области в качестве компенсационной структуры формируется, постепенно смещаясь к западу, Предуральский краевой прогиб. На Кавказе подобный прогиб отсутствует и, что более важно, Палеотетис закрывается не полностью; вдоль южного края, в Сванетском бассейне, морское осадконакопление продолжается до триаса.

Герцинские структуры Урала традиционно относятся к Урало-Монгольскому подвижному поясу, кавказские же герциниды входят в Средиземноморский пояс, который на востоке сливается с Урало-Монгольским. Многочисленными работами обоснована межконтинентальная океаническая природа этих поясов. В свете рассмотренных данных их разделение в определенной степени правомерно лишь для конца палеозоя, когда на огромном пространстве — от Центральной Азии до Урала и Северного Кавказа — произошло окончательное отмирание геосинклинального режима и становление новой континентальной коры, а также дальнейшее ее наращивание там, где она образовалась раньше, в то время как в южном сегменте Средиземноморского пояса еще существовали остаточные (и вновь возникшие) бассейны с океаническим типом строения коры. В раннем — среднем палеозое Уральская океаническая область представляла отвлечение как от Палеотетиса, с которым имела общий западный борт, так и от Центрально-Азиатского палеоокеана, в пределах которого находилось ее восточное обрамление. Поэтому давно укоренившееся название «Урало-Монгольский пояс», одностронне подчеркивающее связь Урала только с азиатскими палеозоидами, выглядит сейчас устаревшим и не отвечающим современному уровню знаний.

Литература

1. *Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 235 с.
2. *Адамия Ш. А.* Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 294 с.
3. *Баранов Г. И., Греков И. И.* Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе.— В кн.: Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 25—27.
4. *Баранов Г. И., Кропачев С. М.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития.— В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976, с. 250—258.
5. *Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 347).
6. *Белов А. А., Омельченко В. Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 44—56.
7. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
8. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ, ч. I. М.—Л.: Госгеолгиздат, 1947. 600 с.
9. *Греков И. И., Кропачев С. М., Молот С. П., Корень Т. Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа.— Сов. геология, 1974, № 2, с. 77—85.
10. *Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А.,* и др. Новые аспекты тектоники Урала.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 56—67.
11. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
12. *Кутелия Э. А.* Стратиграфия и условия формирования палеозойских отложений Южного склона Большого Кавказа (по конодонтам): Автореф. канд. дис. Тбилиси: ГИН АН СССР, 1983. 22 с.
13. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
14. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н.* Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
15. *Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей.— В кн.: Тектоника (МГК, 24-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М.: Наука, 1972, с. 27—37.
16. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.
17. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 328).
18. *Перфильев А. С., Херасков Н. Н.* Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры.— В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 64—104 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 343).
19. *Потапенко Ю. Я., Стукалина Г. А.* О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1161—1162.
20. *Пучков В. Н.* Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
21. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Геология аллохтонных батальных комплексов Уфимского амфитеатра. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 60 с.
22. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 167 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 283).
23. *Савельев А. А., Самыгин С. Г.* Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
24. *Самыгин С. Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал).— В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 29—63. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 343).
25. *Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
26. *Сомин М. Л., Белов А. А.* О стратиграфическом расчленении десской серии Сванети (Центральный Кавказ).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 1, с. 40—48.
27. *Хаин Е. В.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
28. *Хаин Е. В.* Офиолиты в герцинской покровной структуре Передового хребта Северного Кавказа: Автореф. канд. дисс. М.: ГИН АН СССР, 1981. 29 с.
29. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В.* Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 228 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 311).
30. *Чегодаев Л. Д.* Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа.— Сов. геология, 1977, № 12, с. 50—57.
31. Field excursion guide-book of International working meeting on the Caucasus. Tbilisi, 1982, 83 p.

УДК 555.243(235.216.1)

ЖДАН А. В.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Дается описание глыбовых толщ силура, среднего, верхнего карбона и связанных с ними аллохтонных проявлений ртути, золота, редкоземельной минерализации, фосфатов и бокситов. Приводятся данные о водном, обвальном-оползневом и ледниковом генезисе крупнообломочного материала с локальными и удаленными областями сноса при одноразовом и многократном их перемещении. Впервые доказан допозднесилурийский возраст одного из этапов рудного оруденения.

Экзотические глыбы в тонкообломочных породах и седиментационные брекчии описывались ранее в связи с проблемой глубинных разломов Южного Тянь-Шаня и решением задач региональной стратиграфии «кембрийских» сулюктинской и шодымирской свит района Сулюкты и Мадыген-Шодымира. Глинистые, песчано-глинистые сланцы, аргиллиты и песчаники, содержащие включения известняков и других пород, относимые к нижнему и среднему кембрию, оказались разновозрастными, не только кембрийскими, но и ордовикскими, и силурийскими. К предположению, что линзы кембрийских известняков являются экзотическими глыбами, захороненными в верхнепалеозойских терригенных толщах, пришли М. М. Кухтиков и И. Н. Черенков [6]. Глыбово-блоковый характер строения этих образований доказывался Б. В. Ясковичем, Л. Н. Репиной, И. А. Поникленко, Д. А. Рубановым в 1970—1972 гг. [10]. Д. А. Старшинин [9] высказал мнение о переотложении кембрийских пород в конце венлокского и лудловского веков. Это мнение было поддержано Д. П. Резвым [8], впервые выделившим кембрийские отложения в районе Сулюкты. Кембрийские известняки он стал считать продуктами обвалов и оползней, погруженных в терригенную силурийскую толщу.

О выжимании тектонических линз кембрия и ордовика по зонам разломов пишут М. А. Ахмеджанов, Р. М. Абдуллаев, О. М. Борисов [2], причем выжимание с последующим обрушением происходило неоднократно, о чем свидетельствуют захороненные глыбы известняков среди отложений как силура, так и среднего карбона.

Экзотические глыбы использовались А. К. Бухариным [3] с целью установления области сноса для Карачатырского позднепалеозойского прогиба Южного Тянь-Шаня. Крупноглыбовые осадочные брекчии среднего девона полосы развития Канского массива серпентизированных гарцбургитов были описаны А. В. Алексеенко и Э. А. Портнягиным [1] как «образовавшиеся в сложных тектонических условиях повышенной активности и контрастных движений с локализацией в узкой шовной зоне». Позже эти образования С. А. Куренков [5] отнес к олистостроме, развитой в пределах Канской полосы палеозойского серпентинитового меланжа [7]. Олистостромовые комплексы он выделил и среди других образований в Восточном Карачатыре.

Кроме упомянутых глыбовые образования известны в девонских терригенных разрезах, в терригенных толщах среднего, верхнего карбона и перми. Здесь мы рассмотрим только отчетливо стратифицированные глыбовые образования, занимающие определенное место в разрезе и, самое главное, содержащие полезные ископаемые в переотложенном состоянии в составе разновеликих глыб. Это относится к ртути, редкометалльно-редкоземельной минерализации, фосфатам, бокситам, золоту.

«Рудные» глыбы являются ключом для решения проблемы возраста и этапности ртутного и золотого оруденения, считающегося многими геологами образованиями альпинотипными. А глыбы вообще — это «фрагменты разрезов» древних толщ, слабо сохранившихся в современной структуре, которые могут служить надежным фактическим материалом для расшифровки геологической истории и реконструкции глубинного строения региона, поисков погребенных догерцинских структур, в том числе рудовмещающих. Это силурийские (верхний венлок — нижний лудлов) глыбовые образования северных склонов Алайского хребта, среднекаменноугольные (московский ярус) флишевые толщи Восточного Алая, верхнекаменноугольная моласса гор Карачатыра и Акташ-Карабия. Они участвуют в строении различных структур и отражают различные этапы тектонического развития.

АЛЛОХТОННЫЕ РТУТНЫЕ И ДРУГИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Общая характеристика глыбовой толщи

Силурийские отложения, включающие толщу с бескорневыми глыбами-отторженцами, распространены весьма широко вдоль северных склонов Алайского хребта. Они приурочены к трем полосам развития терригенных разрезов среднего палеозоя в междуречье Сох — Абшир между Северо-Катранским разломом на севере и Акташским на юге: Пульгонско-Алышской или Ходжагаирской, Караджегач-Чаувайской, Охнинско-Тамашинской. По мере приближения к р. Сох на западе и восточнее р. Чиле они «сливаются» в единую полосу выходов. Ранее их включали в состав углеродисто-сланцевой сюгетской свиты, отличающейся неоднородностью внутреннего строения и пестротой окраски и широким развитием граптолитов нижнего силура (ландовери). Пестрота состава и окраски обусловлена большим количеством аллохтонных включений сланцев (вместе с граптолитами) одного типа среди сланцевой (алевролиты, сланцы) основной массы иного литологического состава.

Прототипом описываемых отложений можно считать сакиртминскую толщу, описанную В. Б. Горяновым в 1964 г. по р. Ходжагаир в Чаувай-Караджегачской полосе, сложенную «разнообразными сланцами (как сюгетской, так и пульгонской свит) и глыбами преимущественно кварцитовидных песчаников и реже известняков. Количество, размер обломков и их соотношение со сланцами непрерывно меняются. Сланцы не синхронны по возрасту толще, а являются макрообломками более древних пород, до нижнесилурийских включительно...». И действительно, количество глыб по массе и площади выходов достигает 50—60% и более. Обломочный характер отторженцев определяется легко по многим признакам: иззубренностью всех их сторон и наличием многочисленных отщепов и катунов от более крупных тел, ориентированных по наслоению, несоответствия внутреннего строения глыб с «правилами линзования», ненарушенностью положения слойчатости вмещающих алевролитов и сланцев. Они подчеркиваются также присутствием в толще наряду с ними хорошо обработанных галек и валунов того же состава. Вмещающей массой являются шламовые накопления из материала различных пород и реже углистые, нередко слабокремнистые глинисто-алевролитовые довольно однородные породы с плохо выраженными структурно-текстурными признаками, сильно засоленные (с гипсом), с сульфидами железа. Наряду с темно-серыми и черными окрасками пород обычны желтые, рыжеватые, палевые, розоватые и фиолетово-малиновые. Такие же цвета с признаками поверхностного выветривания и пустынного загара имеют многие глыбы различного состава, а углеродисто-кремнистые сланцы обычно отбелены и пестроцветны. Эти особенности указывают на континентальные условия области сноса и бассейна осадконакопления с сухим жарким климатом, с интенсивно развивающимися поверхностными процессами и переотложением неоформившихся низко-

зрелых кор выветривания. Возможно, по этим причинам во вмещающих породах почти отсутствуют остатки граптолитов.

Примечателен состав глыбового материала и его распределение в пространстве. Он заметно меняется как от структуры к структуре, так и в пределах одной структуры вкрест ее простирания и по простиранию. Среди них можно выделить такие возрастные и литологические группы глыб-отторженцев:

— верхнепротерозойские зеленые метасланцы и метапесчаники, отчетливо плейчатые, нередко с кварцевым инъецированием, metabазиты, полосчатые мраморы канской серии; в Тамашинской полосе в крупных глыбах можно наблюдать целые фрагменты разреза этой серии, обычно неизменные; особую группу образуют измененные метасланцы (метабазиты), иногда кремнистые, листовитоподобного облика с кварц-анкеритовым прожилкованием и выделениями диккита; возможно, сюда же следует отнести аплитовидные магматические породы с высокой гамма-активностью (сходные с дайками сиенит-аплитов среди зеленых сланцев бассейна р. Акбуры);

— венд-нижнекембрийские доломитизированные известняки, брекчиевидные известняки, различные фтаниты, эффузивные породы кислого — среднего состава;

— кембрийские битуминозные доломитизированные известняки, искристые черные доломиты, кремнистые породы, черные с белым кварцем массивные брекчиевидные кремни, песчаники зеленоватые полимиктовые и вулканомиктовые, сходные с ними алевролиты и сланцы, рыжеватые мергели с кремнями, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и туфы основного состава; для осадочных пород характерна высокая фосфатность (нередко не менее 3—5%), чем их можно безошибочно отличать от других близких по облику пород; вероятнее всего, к этой группе относятся углеродисто-кремнистые массивные и слоистые породы с медью, ванадием и другими элементами;

— ордовикские тонкообломочные терригенные и терригенно-карбонатные породы «замусоренного» облика, вплоть до гравелитов и конгломерато-брекчий со специфическим составом галек (синевато-зеленые туффиты, эффузивы, измененные метасланцы), углисто-глинистые и кремнисто-алевритистые сланцы (отмечаются находки граптолитов);

— нижнесилурийские углеродисто-кремнистые сланцы и алевролиты, кремни, песчаники вулканомиктовые и полимиктовые, эффузивы и туфы основного состава, песчаники, гравелиты и конгломераты; в сланцах многочисленные остатки граптолитов, большей частью лландовери, меньше — нижнего венлока;

— верхневенлокско-нижнелудловские кремни, тонкослоистые различной окраски, кремнисто-углистые алевролиты, иногда встречающиеся в этих же структурах в ненарушенном положении; то же относится и к органогенно-обломочным известнякам матчайской свиты;

— породы неясного стратиграфического положения — алевролиты слабопесчанистые «аспидного» типа с кремнисто-туфовой составляющей, зеленоватые и буроватые, крупногалечные и валунные конгломераты с гальками измененных эффузивов, метасланцев и мраморов; аналогами для первых могут служить среднеордовикские отложения западной части Туркестанского хребта;

— магматические породы: серпентизированные ультрабазиты и серпентиниты, габбро-диабазы и габбро, измененные диориты и сиениты.

Как видно, состав обломков крайне неоднороден и, вероятнее всего, отражает строение досилурийского основания и соседних структур — областей сноса. Нет сомнения в том, что описываемая толща залегает на нижнесилурийских отложениях, которые в первую очередь явились источником тонкого обломочного и глыбового материала. Судя по громадным размерам отторженцев (десятки и первые сотни метров), отсутствию на их поверхности иных следов эрозионного воздействия кроме водных, можно сделать вывод о местном источнике сноса вследствие обвально-оползневых срывов при чрезвычайно активных тектонических

процессах. Перекрывающими отложениями для глыбовой толщи являются песчаники и сланцы нижнего лудлова (пульгонская свита) с граптолитами самой «нижней» зоны, слоистые кремни и кремнистые алевролиты тамашинской свиты (верхний силур — верхний девон) и шаланской свиты (верхний силур — средний карбон). Следовательно, верхний возрастной предел развития глыб ограничивается началом раннего лудлова.

Ртутные проявления

Объединены в две группы: Бешбулакскую и Калачинскую. Первая находится на левобережье р. Исфайрам, по одноименному саю, вторая — на левобережье р. Сох. Ранее они относились к кварц-анкеритовому и лиственитовому типам оруденения, структурно связывались с зоной Северо-Катранского глубинного разлома и выделялись в пределах Уч-Коргонского и Туяташ-Калачинского рудных полей. Для Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса этому разлому придается особое значение. Ряд исследователей по нему проводит рудную и тектоническую зональность, указывая на пространственное подчинение рудных зон области сочленения средне- и верхнепалеозойских структур, а В. П. Федорчук (1964 г.) делит ртутно-сурьмяный пояс на две рудоносные зоны: Северную, ртутно-полиметаллическую, и Южную, ртутно-сурьмяную.

Рудопроявление Бешбулак I представляет собой отторженец измененных метасланцев размером $(4-15) \times 80 \times (50-70)$ м среди углистоглинистых сланцев нижнего лудлова. С юга она оборвана разломом, сдвигающим разрез силура, а с севера и востока согласно перекрыта песчано-сланцевым флишем нижнего лудлова. В полукилометре севернее проходит граница с нижнесреднедевонскими эффузивами Уч-Коргонской структуры.

В западной части участка вблизи южного разлома сохранился фрагмент нормального разреза из тонкослоистых разноцветных кремней с прослоями глинистых сланцев и песчаников. В них найдены граптолиты самых низов нижнего лудлова (в других местах такие фации включают верхневенлокские и нижнелудловские слои). В восточном направлении (вблизи рудопроявления) эти кремни уже находятся в виде глыб — отторженцев пакетов слоев (при этом они иногда сохраняют свое положение в разрезе). Объем глыб в составе толщи здесь не менее 30—40%. Их состав меняется от горизонта к горизонту при однородности мезостазиса — углистые, глинистые, иногда кремнистые сланцы и алевролиты, часто с плохо выраженными структурно-текстурными признаками и различным количеством мелкого обломочного материала, нередко хорошо обработанного. Особо выделяются измененные метасланцы (с преобладанием метабазитов) и магматические породы предположительно сиенитоидно-базальтоидного состава, обычно рыжеватые, с разложенными первичными минералами и массовыми выделениями диккита голубовато-зеленоватого цвета. Характер изменений их идентичен, но оруденелыми являются только метасланцы. В виде крупных глыб (до первых десятков метров) присутствуют габбро-диабазы, крупногалечные вулканомиктовые конгломераты и туфобрекчии, зеленоватые плейчатые кварцитовидные песчаники. В габбро-диабазе наблюдаются изменения только вдоль трещин: заохрненность и кварц-анкеритовое прожилкование. В таких породах отмечаются только повышенные содержания ртути. Глыбо-воосадочный характер отторженцев устанавливается по описанным ранее признакам. И даже метасланцы лиственитоподобного облика встречаются в виде галек и валунов.

Рудопроявление-отторженец сложено сильно измененными лиственитоподобными метабазитами с сегрегационной полосчатостью и плейчатостью, составляющими основную часть его (90%), и кремнисто-углеродистыми породами. К разлому с выраженной плоскостью скольжения и сближенным секущим трещинам среди кремнистых пород приурочено богатое гнездово-вкрапленное оруденение киновари. Из этого гнезда двумя валовыми пробами взято около 2 т металла. На оставшуюся массу ме-

табазитов ртутная минерализация практически не распространяется. В метабазахитах наблюдаются параллельные сланцеватости тонкие (до 1 мм) анкеритовые прожилки, массовые выделения голубовато-зеленоватого диккита, многочисленные зерна (до 1 мм) магнетита и пирита, расплывчатые агрегаты никелевых силикатов, которые во вмещающие сланцы не распространяются.

Опробование вмещающих пород показало отсутствие ртути, а в протолочных пробах обнаруживаются лишь 1—2 знака киновари, арсенипирита, галенита, сфалерита. Это указывает на отсутствие в них проявлений рудного процесса. Сланцы обволакивают отторженец метабазитов без нарушения собственной слоистости, заполняют трещины в нем. На необнаженной поверхности его наблюдается корочка пустынного загара. Рядом с ним к северу находится крупная глыба диабазов с жилами (10—20 м) кварца и анкерита, которые также во вмещающие породы не проникают. Киноварь в них отсутствует.

К отторженцам меньших размеров приурочено рудопроявление Бешбулак II с видимой минерализацией киновари, но с незначительными содержаниями ртути, исчезающими сразу за их контактами. Такое же положение занимает геохимическая аномалия восточнее проявления Бешбулак I, не выходя за пределы отторженца измененных сиенитоидов-базальтоидов, и некоторые другие проявления среди сланцев силура.

Рудопроявление Калача является аналогом описанных выше проявлений. На трех участках (Главный, Средний, Южный) из четырех оруденение ртути приурочено к листовитоподобным метабазитам, сильно измененным и диккитизированным. Оруденение здесь охватывает лишь отдельные глыбы. Размер последних самый разнообразный, от $(1-3) \times (10-15)$ до $(10-20) \times (70-120)$ м. Обычно они располагаются полосами, в определенных горизонтах, которые повторяются в структуре 3—4 раза, одновременно со сдвиганием разреза по субширотным разломам. Глыбы-отторженцы либо рассеяны в алевролитов-сланцевой массе, либо образуют скопления площадью до 2500 м² (Главный, Южный). Общее количество глыб такого состава громадно и резко меняется по площади. Так, на участке Южном, с параметрами 0,6 × 1,1 км, закартировано более 70 глыб, по размерам занимающих 4,8% всей площади вмещающих пород. А на другой площади, в пределах того же участка с параметрами 0,25 × 0,45 км только 16 глыб составляют 21%. Среди других пород господствуют глыбы эффузивов и туфов основного состава «кембрийской» группы, по размерам намного превосходящие глыбы метабазитов. Много доломитов, известняков, кремнистых пород, песчаников и лландоверийских граптолитовых сланцев.

Перекрываемыми породами являются песчано-сланцевые флишевые образования нижней части нижнего лудлова, кремнисто-сланцевые породы шаланской свиты (верхний силур — средний карбон), рифогенные известняки матчайской свиты (верхний силур).

Ртутное оруденение в глыбах метабазитов представлено киноварью, самородной ртутью и метациннабаритом; отмечаются эггестонит и каломель. Обычно оно тяготеет к трещинам, не имеющим продолжения во вмещающих породах. Качество руд нередко высокое, средние содержания ртути 0,1—0,3% (Г. М. Приходько, И. В. Макарова, 1970 г.). Среди других минералов присутствует пирит, лимонит, гематит, магнетит, малахит, кварц и карбонаты, барит, много диккита.

Такое же положение занимает *рудопроявление Туяташ* в окрестностях селения Баткен и Акбелес по ручью Сарыкамыш. Они приурочены к неправильным глыбам (2 × 25 м) листовитоподобных метасланцев среди черных углистых сланцев. Содержание киновари до 0,04%.

Таким образом, важный вывод для ртутных проявлений — время одного из начальных этапов ртутного рудогенеза для Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса, ограниченное моментом переотложения в позднем венлоке — раннем лудлове. Его следует принимать допозднесилурийским.

Другие проявления

Аллохтонные проявления, принадлежащие углеродисто-кремнистой пятиэлементной рудной формации, составляют основную массу таковых среди силурийских углеродисто-кремнистых сланцевых толщ. Они же сосредоточены преимущественно в северной полосе вблизи Северо-Катранского разлома. Наибольшую группу среди них составляют проявления, связанные с глыбами (3—4×10—15 м) аплитов и сиенит-аплитов, заметно измененных. Аналогами их можно считать дайки сиенит-аплитов с редкометалльно-редкоземельной минерализацией среди метаморфических сланцев канской серии. Эти глыбы располагаются в одном горизонте и ассоциируют с песчаниками зеленоватыми плейчатými, метасланцами, массивными кремнисто-доломитовыми породами.

Точечные проявления углеродисто-кремнистой формации обычно рассеяны по всему разрезу глыбовой толщи и группируются целыми полями. Наибольшие концентрации их наблюдаются в центральной части полосы развития терригенных толщ, где на небольших площадях (до 10—20 км²) устанавливается до 10—20 точек. Иногда они образуют горизонты «рудных гигантобрекчий» мощностью до 100—200 м, прослеживающиеся с перерывами на несколько километров. К ним приурочены некоторые рудные поля и многие точки между ними. Такие горизонты находятся в зонах субширотных разломов и являются основанием для всей глыбовой толщи. Сложены они разновеликими (от первых до первых десятков метров) глыбами с различной ориентировкой «внутренней» слоистости, метно прилегающими друг к другу почти без «цементирующей» массы углистых сланцев и алевролитов. Среди однообразных массивных и массивно-слоистых и кремнисто-углистых пород есть глыбы рыжевато-серых доломитов с кремнями и отбеленных углистых алевролитов с граптолитами. Рудная минерализация как в этом горизонте, так и в обособленных глыбах приурочивается к трещинам внутри глыб или к их контурам; они сложены темными углисто-кремнистыми сланцами, серыми кремнистыми сланцами с кварцевым прожилкованием, а также углисто-кремнистыми породами с линзами и пятнами доломитов. Представлена она ванадатами и уранованадатами в ассоциации с сульфидами; в больших или меньших количествах установлены пирит, халькопирит, галенит, малахит, азурит, лазурит, алунит, хризокола, каламин, кальцит, барит, гипс, каолинит. Отмечаются процессы окварцевания, аргиллизации, лимонитизации. Кроме редких элементов установлены повышенные содержания ванадия, свинца, цинка, никеля, кобальта и молибдена.

Сопоставление литологического состава рудовмещающих глыб с имеющимися разрезами кремнистых толщ показывает их сходство с кембрийскими образованиями. Но последние обладают высокой фосфатностью и, кроме того, в местах обширных выходов массивных кремней (р. Абшир, Чили) нет радиоактивных аномалий. Поэтому не исключается более древний, чем кембрийский, возраст рудовмещающих глыб. Среди нижнесилурийских образований подобных фаций не наблюдается, массивные кремни встречаются вдоль зон разломов и являются гидротермальными.

Повсеместное присутствие кремнистых пород в составе глыбовой толщи указывает на то, что подобные формации имеют широкое распространение в погребенных допозднесилурийских структурах.

Среди проявлений перемещенного глыбового происхождения наиболее многочисленны фосфатносные породы кремнистого, доломито-кремнистого, известнякового, песчаникового и алевролитопесчаникового состава. Содержание фосфорного ангидрида в них колеблется в широких пределах — от следов до 3—5% и более. По литологическим признакам они сопоставимы с кембрийскими отложениями, в которых установлены проявления фосфоритов в коренном залегании. Однако возраст последних обоснован не совсем убедительно, за исключением доломито-известняковых фаций с кремнями. С фосфатными и меденосными разностями древних (докембрийских) кремнисто-углеродистых пород связаны про-

явления бирюзы, известные в предгорьях Алайского хребта. Довольно широкое распространение имеют проявления агата, опала и халцедона в мелких и крупных глыбах различных фтанитов. Все они ограничены контурами отдельных глыб и полностью отражают генетическое родство с этими породами.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ГЛЫБОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО АЛАЯ В ФЛИШЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ СРЕДНЕГО КАРБОНА

Аллохтонные рудные глыбы с золотом и серебром установлены в пределах рудоносной структуры Каракала на нескольких участках. Для этой структуры характерно стратиграфическое перекрытие немой толщи метаморфизованных пород неясного возраста флишевыми песчано-сланцевыми отложениями среднего — верхнего карбона. Широко развиты многочисленные разломы позднепалеозойского заложения. Они объединяются в единую зону крупного глубинного разлома, к которой приурочены также мезозойские прогибы.

Метаморфизованные породы основания представлены кварц-альби-углеродистыми, кварц-альбит-двуслюдяно-углеродистыми сланцами и их карбонатными разностями и песчаниками, отчетливо сланцеватыми и плейчатными, тонкоплитчатыми и ритмично-микрослоистыми, с массовым послойным кварцевым прожилкованием. В основании разреза верхнего палеозоя и в тектонических блоках на участках Кульдуккичи и Каракала присутствуют породы «пудингового» облика. Это конгломератовидные седиментационные брекчии и гравелито-песчаники с линзовидным распределением материала: кремнистого, карбонатного, глинистого, песчаного в виде линзочек, уплощенных галек-катунов и обрывков тонких слоек. Среди них есть слои нормальных пород из сланцев и алевролитов, песчаников и гравелитов, а также слоистых кремней с известняками и туфогенными породами. Тонкое линзование отмечается во всех разностях пород. В составе обломков кроме вновь образовавшихся осадков обычными являются инородные породы. Эти слои можно параллелизовать с отложениями устьтерекской (визе — башкир) и коктепинской (московский ярус) свит.

В кремнистых и углеродисто-карбонатных разностях встречается медная, блеклорудная минерализация, массовое, разноориентированное кварц-карбонатное (анкерит) прожилкование.

Описанные выше отложения развиты локально. Обычно на всех участках в основании верхнего палеозоя залегают сразу алевролитов-сланцевые тонкоритмично-слоистые флишевые отложения акбогусской свиты (верхемосковский ярус). Сложены они углеродисто-глинистыми, углеродисто-карбонатно-глинистыми сланцами, алевролитами и полимиктовыми разнотернистыми песчаниками, вверх по разрезу переходящими в пачку ритмичного чередования песчаников и сланцев почти без углеродистой составляющей. Базальные слои местами сложены линзующимся горизонтом песчаников и алевролитов. По латерали состав нижней пачки заметно изменяется только по общей степени карбонатности или углистости и глинистости всех пород. Отдельные слои и горизонты, преимущественно углеродисто-карбонатного состава, содержат большое количество разноориентированных прожилков кварца, кварц-анкерита, лимонита, не выходящих за их границы. Для всей пачки характерна мятость и оползневые дислокации.

Весьма примечательно локальное насыщение этих отложений разновеликими (1—5×20—40 м) глыбами — отторженцами пород более древних толщ и основания разреза самой толщи. Таковы метаморфические песчаники и сланцы описанного выше основания, кремнистые и углеродисто-кремнистые плотные алевролиты и туфосланцы, другие кремнистые породы, в том числе устьтерекской свиты, крупнозернистые мраморы. Размеры «линз» с глыбами-отторженцами самые различные. На участке Таргалак протяженность их по латерали достигает 1—1,5 км, а вверх по разрезу захватывает даже часть верхней пачки (до 300 м). «Боковые»

границы «линз» выражены довольно отчетливо. Облик отторженцев и их признаки соответствуют таковым из силурийских толщ.

Рудные глыбы тяготеют к нижней части горизонта, к его базальным слоям. Только по р. Таргалак отдельные глыбы достигают кровли горизонта. По составу они однообразные: песчаники кварц-полимиктовые кремнистые, зеленоватые, грубослоистые, с прослоями грубоплитчатых сланцев, и углеродисто-кремнистые плотные алевролиты. Песчаники по облику и составу сопоставимы с породами метаморфического основания. Породы пронизаны сетью жил и прожилков кварца, анкерита, других карбонатов, заохрены по трещинам и с поверхности. Рудная минерализация представлена халькопиритом, реже блеклыми рудами, вторичными минералами меди, иногда галенитом и сфалеритом, концентрирующимися в жилах и в самой породе. В отдельных глыбах руды весьма богатые. Все эти изменения и рудная минерализация за пределы глыб во вмещающие породы не выходят. В них же установлены самые высокие содержания меди. Как рудные, так и безрудные глыбы имеют признаки поверхностного выветривания: заохренность, пестрые окраски и корочки загара на необнаженной поверхности, измененность рудных минералов. Однако это только один тип золоторудной минерализации. Судя по распределению золота в пробах, золотое оруденение связано также с отдельными слоями и горизонтами с кварц-анкеритовым прожилкованием (жильный материал повышенных содержаний золота не имеет) и секущими зонами разломов с кварц-карбонатной и медно-полиметаллической минерализацией. Роль их в общей золотоносности Каракалинской структуры самая различная, но очевидна разновозрастность оруденения и аллохтонный характер его для глыб-отторженцев. Можно предположить, что они находились в единой рудогенерирующей структуре. Область сноса, явно местная и недалекая, но первичные рудоносные структуры в настоящее время не обнаружены. Очевидно, они являются закрытыми, погребенными.

Транспортировка рудных и других глыб-отторженцев осуществлялась водными потоками, возможно, временными, функционирующими длительное время. Это явилось причиной локальности их развития. Соотношение рельефа области сноса и бассейна осадконакопления было резким, контрастным, крутосклонным, способствующим развитию обвальноподолзневых процессов.

Возраст золотого оруденения, связанного с глыбами, допозднемосковский. Его можно считать визейско-раннемосковским, т. е. синхронным отложению смешанных фаций устьтерекской свиты с медно-полиметаллической минерализацией, а также более древним.

ОСОБЕННОСТИ ГЛЫБОВЫХ ТОЛЩ ВЕРХНЕГО КАРБОНА ВОСТОЧНОГО КАРАЧАТЫРА И СЕВЕРНЫХ СКЛОНОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

В составе обломочного материала позднемосковских и более молодых слоев массовых прогибов Карачатырской и структурно-формационной зоны участвуют породы, не привязанные к стратиграфическому разрезу Алайского хребта (граниты, гнейсы и др.). А. К. Бухарин [3], а еще раньше и другие исследователи, занимавшиеся изучением инородных галек с целью определения источников сноса, пришли к выводу, что снос происходил с северной стороны и область его находилась на территории Северного Тянь-Шаня. Эти гальки обычно находятся в рассеянном состоянии среди песчано-глинистых отложений.

В Восточном Карачатыре, в основании разреза верхнего карбона, выполняющего совместно с пермскими красноцветами Тулейкенскую мульду, на ее южном крыле залегает глыбовый горизонт «замусоренных» пород (мощность 100—150 м). Сложен он ритмично-слоистыми алевролитами и тонкозернистыми полимиктовыми песчаниками, насыщенными громадными отторженцами валунных конгломератов с размерами до 20—50×100—200 м, собственных пород, органогенных известняков, а также

обособленными гальками (от 10—20 до 40—50%). Валунные конгломераты состоят из хорошо обработанных округленных обломков (0,3—2 м) гранитов (двуслюдяных, биотитовых, мусковитовых) и плагиогранитов, фтанитов, биотитовых гнейсов, кислых и основных эффузивов, известняков с визейскими фораминиферами и мраморов, других метаморфических пород. Отдельные гранитоиды, слагающие обособленные гальки и участвующие в составе валунных конгломератов (до 30—40% всего количества обломков), обладают аномальной радиоактивностью (в 2—3 раза выше фона пород), повышенными содержаниями олова и редких земель. Они являются хорошим корреляционным признаком для сравнения с областями сноса. Очень важна форма отторженцев. На многих из них поверхность отполирована, имеет волнообразные борозды глубиной до 10—20 см, ориентированные по падению, и другие признаки ледниковой эрозии. Такие громадные глыбы могли быть принесены в Тулейкенский бассейн с помощью плавающих льдов из областей оледенения. Вмещающие алевролиты и песчаники значительно деформированы, участки с нормальным залеганием слоев чередуются с разноориентированными нарушенными отторженцами самих пород, что является следствием развития подводных оползней и обвалов. На признаки перемещения образований самого прогиба указывает факт нахождения отторженцев водорослево-фораминиферовых известняков учбулакского горизонта в составе достарских слоев Западного Карачатыра, синхронных описанным. Это является следствием напряженной тектонической обстановки, сложных условий седиментогенеза, в том числе климатических. Явные признаки ледникового происхождения глыб-отторженцев не увязываются с умеренным температурным режимом бассейна, в котором обильно развивались фораминиферы, кораллы и водоросли, а также выводами Т. А. Сикстель (1954—1956 гг.) о распространенности в позднепалеозойское время в Среднем Тянь-Шане тропической растительности. Очевидно, к позднему карбону существовала климатическая зональность, обусловленная резко расчлененным рельефом, либо произошла смена климатической обстановки вообще.

Особый интерес представляет факт «двойного» переотложения рудоносного материала — гранитоидов с ураново-ториевой и редкоземельной минерализацией и значительной удаленности его источника сноса (при этом основным источником сноса обломочного материала служила Южно-Тянь-Шаньская область — осадочные, эффузивные, метаморфические породы).

Возрастными аналогами описанных образований на северных склонах Алайского хребта являются локально развитые молассы, образовавшиеся вследствие бурного роста поднятий в орогенный этап развития. Пространственно они совпадают с полосами распространения верхнесилурийских глыбовых толщ. В узких приразломных трогах происходило накопление дикого флиша с крупными отторженцами карбонатных пород верхнего девона — среднего карбона и терригенных пород силура. В составе карбонатных пород Л. Е. Вишневский, Н. В. Литвинович и др. [4] установили бокситовые руды, соответствующие коренным проявлениям гор Акташ-Карабая башкирской — раннемосковской бокситоносной формации. Распределение глыб-отторженцев во флишевой толще неравномерное и соподчинено ареалу выноса водных палеоартерией и участкам обвально-осыпного сноса; при этом процентное соотношение крупноглыбового материала и «нормально» осаждающихся пелито-алевролитовых осадков (составляющих фациальную основу рифтовых зон и всего прогиба) достигало местами 50%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение глыбовых накоплений имеет как теоретический, так и практический интерес. Имеется достаточно научных и теоретических обоснований происхождения шарьяжей, полимиктовых, цветных и серпентинитовых меланжей, олистостромовых толщ. Поэтому естественно, что факт

переотложения крупных фрагментов разрезов пород различного возраста, имеющих прямые признаки того или иного этапа оруденения, надо использовать и для практических целей.

Установление допозднесилурийского этапа ртутного оруденения для Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса (его генетические особенности), возраста вмещающих пород должны послужить исходным материалом для проведения дальнейших научно обоснованных поисков закрытых рудоносных (ртуть, сурьма) структур. Эти выводы относятся к древним (допозднесилурийским, возможно, скорее кембрийским или докембрийским) фосфоритовой и редкометальной минерализации пятиэлементной углеродисто-кремнистой формации (не исключено золотоносной), башкирско-раннемосковским бокситами, общим вопросам формирования древних аллювиальных и прибрежно-морских россыпей. То же самое можно сказать и о допозднемосковском этапе золотого оруденения для Восточного Алая и южного склона Алайского хребта.

По своему характеру описанные глыбовые образования позднего силура и позднего карбона северных склонов Алайского хребта, находящиеся в единой структуре, можно относить к образованиям меланжевых зон, приуроченных к глубинным разломам, и с равным успехом к олистостромовым толщам (с аллохтонной крупноглыбовой составляющей).

Основными задачами тектоники и древнего рудогенеза являются целенаправленный научный поиск погребенных рудоносных зон и реконструкция геолого-тектонического строения доверхнесилурийского основания. Эти вопросы должны решаться путем изучения петрологических, рудосоставляющих или геохимических, литолого-стратиграфических и формационных характеристик крупных фрагментов этого основания, которые имеются «в избытке» в пределах данного региона.

В заключение выражаю искреннюю благодарность геологам юга Киргизии, товарищам по работе Л. Н. Кугуракову, В. С. Сафину, А. М. Казьмину за полезный и ценный вклад в изучение глыбовых толщ верхнего силура Алая и среднего — верхнего карбона Восточного Алая.

Литература

1. *Алексеев А. В., Портнягин Э. А.* Некоторые особенности строения Канского массива ультраосновных пород (Южно-Ферганский глубинный разлом).— В кн.: Геол. сб. Львовского геол. о-ва, 1966, с. 178—181.
2. *Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М.* Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979, 151 с.
3. *Бухарин А. К., Пояркова Э. В., Кешишян К. А., Клиппенштейн В. Я.* Установление областей сноса для Карачатырского позднепалеозойского прогиба Южного Тянь-Шаня.— *Узбекский геол. журн.*, 1975, № 3, с. 36—38.
4. *Вишневецкий Л. Е., Савочкина Е. Н., Соловьева М. Н.* Дикий флиш северного склона Алайского хребта.— *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.*, 1978, т. 53, вып. 1, с. 146—147.
5. *Куренков С. А.* Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань).— *Геотектоника*, 1978, № 5, с. 84—93.
6. *Кухтиков М. М., Черенков И. Н.* О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана).— *Материалы по региональной стратиграфии СССР.* Госгеолтехиздат, 1963, с. 162—170.
7. *Макарычев Г. И., Куренков С. А.* Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань).— *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.*, 1974, т. 49, вып. 4, с. 22—34.
8. *Резвой Д. П.* К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня.— *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.*, 1972, т. 49, вып. 1, с. 23—41.
9. *Старшинин Д. А.* О возрасте сулюктинской свиты Южной Ферганы.— В кн.: *Новые данные по геологии Таджикистана.* Вып. 3. Душанбе: Дониш, 1974, с. 27—37.
10. *Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов (Южный Тянь-Шань).* Новосибирск: Наука, 1975. 248 с.

Южно-Киргизская геологическая экспедиция
УГ Киргизской ССР,
г. Ош

Поступила в редакцию
29.IV.1983

УДК 551.248.3(479.25)

ГЕНШАФТ Ю. С., ЮХАНИЯ А. К., ВЕГУНИ А. Т.,
САЛТЫКОВСКИЙ А. Я., ГЕВОРКЯН Р. Г.**ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЭНДОГЕННОГО РЕЖИМА
АРМЯНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ
В КАЙНОЗОЕ**

Анализ результатов комплексных геолого-геофизических, а также петрологических и экспериментальных исследований в Армянском вулканическом нагорье позволили наметить главные черты эндогенного режима этого региона в позднем кайнозое. Установлено, что вулканическая деятельность в регионе была обусловлена наличием магматических очагов, располагавшихся на разных уровнях земной коры и верхней мантии. Особенности вулканизма коррелируются с тектонической перестройкой земной коры, вызванной энергетическим и динамическим воздействием последней с верхней мантией. Сочетание «горячей» земной коры и «горячей» верхней мантии (в терминах эндогенных режимов) свидетельствует об особом геодинамическом состоянии региона, отличающемся от классической схемы геосинклинального развития.

В современной структуре территории Армении выделяется обширная неовулканическая область — часть Армянского вулканического нагорья¹, протяженностью около 300 км и охватывающая шесть вулканических подзон (рис. 1). Последние формируют Западную и Восточную вулканические зоны, различающиеся по типу магматических формаций, сформировавшихся в плиоцен-четвертичное время [27]. Степень геолого-геофизической изученности данного региона настолько высока, что имеются реальные предпосылки для геодинамической реконструкции характера глубинных процессов и эволюции глубинного субстрата, обусловивших здесь новейший вулканизм и тектоническую активность. Поскольку АВН является важным элементом альпийского Средиземноморского пояса, решение поставленной задачи позволит лучше понять общую картину развития этой крупнейшей мегаструктуры Евразии. Опыт построения региональных физико-химических моделей процессов и состава глубинных зон земной коры и надстеносферной верхней мантии (Камчатка, Байкало-Монгольский регион) показал, что наиболее эффективным в такого рода работах является комплексный анализ геолого-геофизических данных, основывающийся на детальном петрологическом (лабораторном и экспериментальном) изучении вулканитов и содержащихся в них глубинных включений [12, 25]. Последние дают прямую информацию о вещественном составе и состоянии глубинного субстрата, а также процессах образования и эволюции магмы.

В основу настоящей работы положены результаты многолетних полевых, лабораторных и экспериментальных исследований вулканических пород и разнообразных по минеральному составу включений в них из всех выделенных неовулканических подзон, а также анализ обширной литературы, в которой содержатся подробные фактические геолого-геофизические данные.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО
(ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО) ВУЛКАНИЗМА АВН**

К позднему олигоцену в основном завершается геосинклинальный этап развития территории Армянского вулканического нагорья и начинается орогенез. В течение позднего олигоцена и миоцена произошли круп-

¹ Далее в статье Армянское вулканическое нагорье обозначается как АВН.

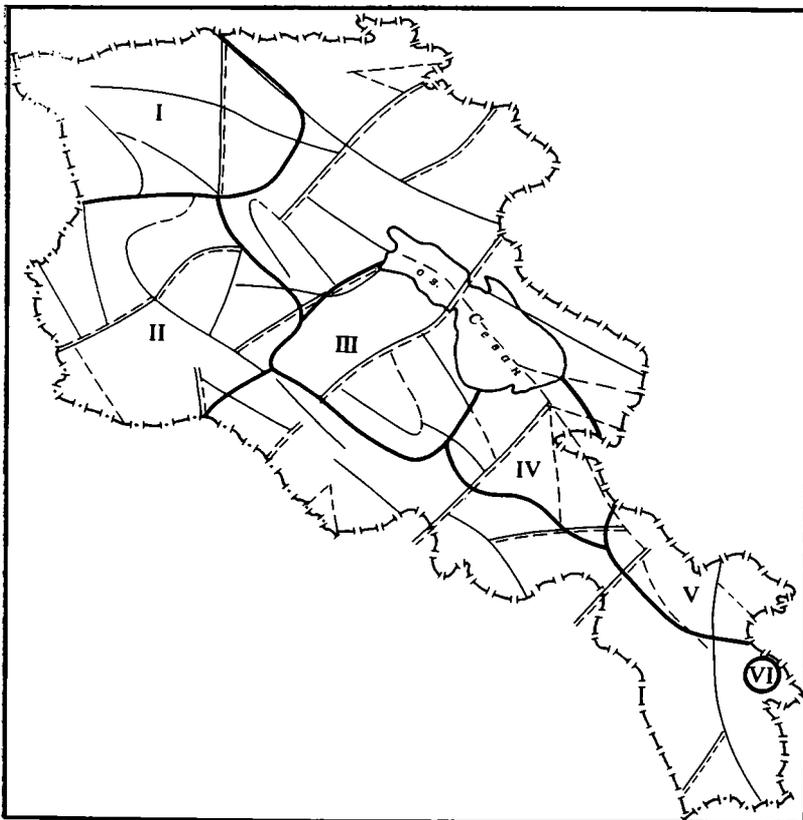


Рис. 1. Схематическая карта блокового строения [17] и невулканических подзон Армянского вулканического нагорья на территории Армянской ССР [34]. Сплошными линиями показаны границы блоков, пунктир — линии высоких градиентов гравитационного и магнитного полей. I, II — Западная вулканическая зона; III—VI — Восточная вулканическая зона. Вулканические подзоны. I — Кечутская, II — Арагацкая, III — Гегамская, IV — Айюцзор-Варденисская, V — Сюникская, VI — Кафанская

ные складчатые перестройки региона, а к позднему плиоцену в ортоктоническом плане последний представлял собой относительно простую структуру, состоящую из чередующихся антиклинальных хребтов и синклиналичных долин [6, 29]. К позднему плиоцену приурочено оживление вулканической деятельности, с которой связаны излияния верхнеплиоценовых долеритовых базальтов следующих районов: 1) Кечутской подзоны, 2) Лорийского плато, 3) Арагацкой подзоны, 4) Северного склона Гегамского нагорья, 4) Приереванского р-на [27, 35]. В петрохимическом отношении эти вулканы образуют щелочно-оливиновую базальтовую формацию.

Важно отметить, что проявления базальтового вулканизма приурочены к структурам антикавказского, субмеридионального простирания. До верхнеплиоценовые вулканы образуют типично орогенные трахиандезит-липаритовые ассоциации. По времени проявления щелочно-базальтового вулканизма было относительно коротким, и уже в раннечетвертичное время вновь широкое развитие получают андезиты, андезитобазальты и липариты, как бы продолжая миоцен-среднеплиоценовый этап орогенного магматизма (вулканизма).

Вулканогенные породы известково-щелочной, щелочно-известковой и щелочной серий образуются вплоть до позднего голоцена. Начиная с позднего плиоцена, тектоническая структура АВН претерпевает существенные изменения. В результате дифференцированных движений отдельных блоков, преобразования вещества земной коры, сопровождаемых активизацией и оживлением разломов различной ориентации (см. рис. 1), а также усложнением полей напряжений, возникают изометрич-

ные, овальные в плане депрессии, внутрикоровые диапировые поднятия и флексуры. Этой тектонике, характерной для орогенных, современных островодужных систем и активных континентальных окраин, свойствен достаточно «пестрый» набор вулканических формаций от липаритовой до трахиандезито-базальтовой. На тектонической схеме Армянской ССР [18] выделенные вулканические подзоны, за исключением Кафанской, попадают в область послепалеогеновых Сомхетского, Центрально-Армянского и Айоцзорского наложенного прогибов. В крайней, юго-восточной части региона (Кафанская подзона) оконтуривается еще один небольшой по протяженности наложенный прогиб, который характеризуется выходом на поверхность докайнозойских образований. Именно здесь развиты наиболее основные щелочные неовулканические породы — четвертичные оливиновые и роговообманковые базальты [27]. Петрохимически они близки к породам внутриконтинентальной щелочной оливин-базальтовой формации, являющимся производными мантийного расплава [9, 32]. Вероятно, кафанские базальтоиды также являются прямым проявлением мантийного магматизма на позднеплиоцен-четвертичном этапе развития всего региона. Их проявление могло быть обусловлено особым положением всего Кафанского блока: большей консолидацией его земной коры и повышенной активностью верхней мантии.

Хотя все вулканические подзоны различаются интенсивностью вулканизма и типом магматических формаций, их объединяет практически полное отсутствие среди ксеногенных минералов и глубинных включений в вулканитах минералов и пород, устойчивых в условиях верхней мантии (например, шпинелевых и гранатовых ультрабазитов). Ранее авторы неоднократно подчеркивали, что ксеногенный материал в магматических породах характеризует субстрат, вмещающий магматические очаги [12, 13, 34]. Если принять эту точку зрения, то можно прийти к выводу о преимущественном размещении магматических очагов во всех вулканических подзонах АВН в пределах земной коры. Это отражает высокую термическую активность режима земной коры региона на фоне активной верхней мантии. Соотношения форм и интенсивностей проявления эндогенных режимов близповерхностных глубинных зон Земли — земной коры и прилегающих слоев верхней мантии — определяют характер тектоно-магматических процессов в рассматриваемое время.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

По сейсмологическим [19—21] и гравиметрическим [2, 32] данным, под всеми геологическими структурами АВН отмечается примерно равноглубинное залегание поверхности Мохо, хотя разные методы приводят к различным оценкам глубин залегания границы М. В среднем мощность земной коры составляет здесь 48 ± 5 км. В представлениях изостазии под вулканическими хребтами и нагорьями следовало бы ожидать появления «корней» или утолщения земной коры. Сейсмологические данные, полученные с помощью станций «Земля» [21], указывают на отсутствие погружения границы М; скорее всего здесь наблюдается обратная картина: незначительный подъем поверхности мантии под неовулканическими сооружениями. Например, под Арагацкой структурой фиксируется подъем граничной поверхности М относительно среднего уровня до глубины ~ 40 км [21]. Для Кафанского блока характерна сокращенная мощность земной коры (более высокое положение границы М ~ 40 км). Средняя мощность «гранитного» слоя составляет 16—18 км. Отмечаемые здесь вариации в глубинах границы М обусловлены главным образом изменением мощности «базальтового» слоя. Такое строение земной коры может быть отражением активного термического и вещественного воздействия на нее верхней мантии. Фактически мы имеем не изостатически уравновешенное состояние земной коры региона, а «динамический подпор» различных блоков со стороны активного («аномального») вещества верхней мантии.

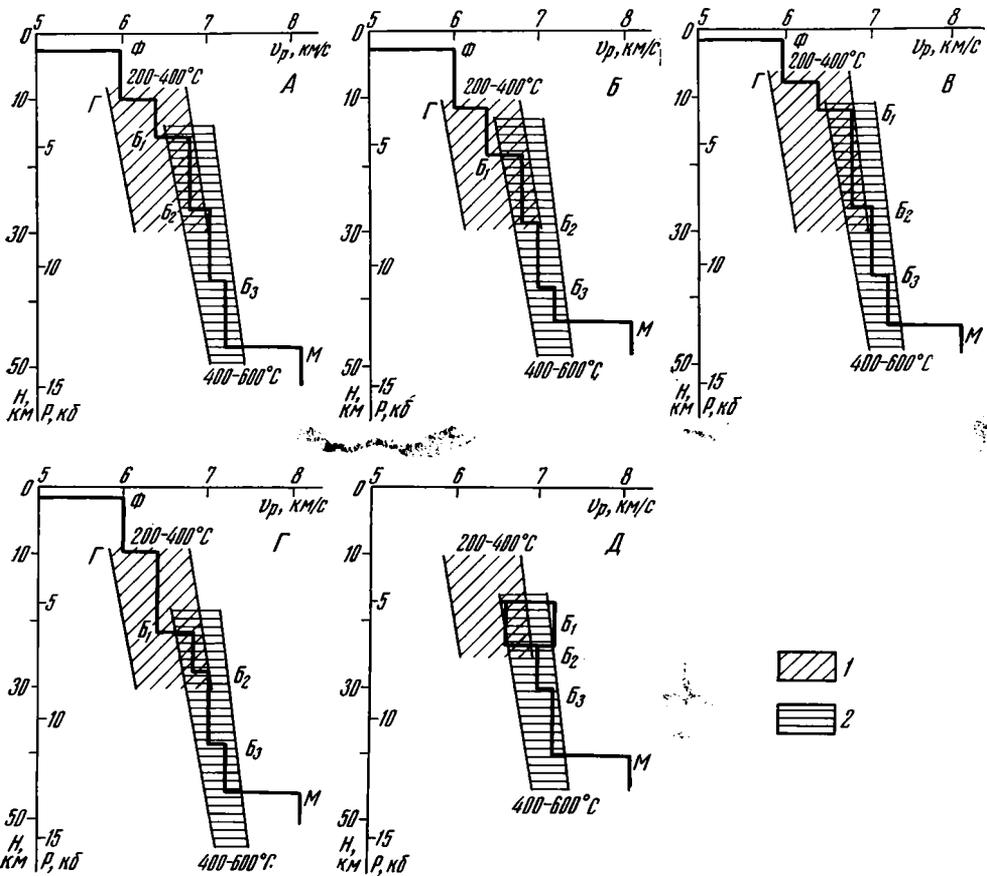


Рис. 2. Обобщенные сейсмические разрезы глубинного строения земной коры вулканических подзон Армянского вулканического нагорья
 А — Кечутская, Б — Арагацкая, В — Гегамская, Д — Кафанская

1 — область значения V_p волн для глубинных включений габбро и габбро-амфиболитового состава при $T=200-400^\circ\text{C}$ и $P=5-10$ кбар; 2 — область значений V_p волн для глубинных включений пироксенитового и амфиболитового составов при $T=400-600^\circ\text{C}$ и $P=5-15$ кбар [36]; Φ — кровля фундамента; Г — граница Конрада, М — граница Мохо, $B_{1,2,3}$ — границы внутри базальтового слоя

Сейсмологические данные убедительно свидетельствуют о существовании под всеми областями проявления плиоцен-плейстоценового вулканизма низкоскоростной верхней мантии [10, 11]. Если принять мощность этого слоя равной 200 км (от подошвы коры до глубины 250 км), снижение скоростей продольных волн в нем составит до 3% от средней величины 8,2 км/с [7]. Зоны низкоскоростной мантии в общем совпадают с областями повышенных тепловых потоков, хотя имеются и некоторые несоответствия теплового поля полученному распределению мантийных скоростей. Для восточной части АВН установлены высокоскоростные зоны, что противоречит представлению о закономерной связи кайнозойского вулканизма с плавлением подстилающего вещества верхней мантии [11]. По гравиметрическим данным, в пределах региона установлены положительные региональные аномалии, связываемые с расположением масс повышенной плотности ниже литосферы (т. е. глубже по крайней мере 100—200 км) [3]. Этот результат приводит к представлениям о сосредоточении аномальных разуплотненных и низкоскоростных масс мантийного вещества в подкоровом слое [5]. Для областей эпиплатформенной тектоно-магматической активизации Байкало-Монгольского региона сейсмологические данные о существовании низкоскоростной мантии полностью коррелировали с гравиметрическими данными об отрицательных региональных аномалиях [4], т. е. область активной «аномальной»

мантии «размывается» на существенно большие глубины, чем под АВН. Для последнего характерна, по-видимому, иная динамика развития мантийной аномалии, приведшая к оттоку энергии и разуплотненного магмогенерирующего вещества в подкоровые слои и в земную кору, что приводит к образованию «остаточного» высокоплотного вещества на больших глубинах. Отметим, что для зон плиоцен-четвертичного вулканизма Кавказа установлены большие отрицательные значения силы тяжести в редукции Буге [11], свидетельствующие о скоплении разуплотненных масс в литосфере и в земной коре.

Активное, «горячее» состояние земной коры неовулканических областей Армении подчеркивается их относительно пониженной сейсмичностью. Наибольшее число землетрясений сосредоточено во внутренней (южной) дуге, тогда как вулканические очаги внешней дуги совпадают с рассматриваемым регионом. Для Кавказа в целом установлена приуроченность большинства сильных землетрясений к областям перехода от низкоскоростных к высокоскоростным блокам мантии [11]. Кафанская подзона попадает в область сейсмической активности. Это согласуется с представлением о консолидированном состоянии земной коры района и разломной тектонике, обусловившей появление мантийных базальтовых лав. Геотермические исследования указывают на высокий геотермический градиент в земной коре региона, что также свидетельствует о высокотемпературном состоянии глубинного внутрикорового вещества [1, 31]. Судя по истории тектонического развития рассматриваемой территории и характеру магматизма, энергетическое возбуждение верхней мантии сохранялось на протяжении всего кайнозоя. Для вещества «базальтового» слоя земной коры характерны скорости продольных упругих волн $V_p = 6,8-7,2$ км/с [20, 21]. Лабораторные исследования упругих свойств включений в вулканитах региона показали, что этим скоростям отвечают породы пироксенитовой, габбро-амфиболитовой и амфиболитовой ассоциаций [37]. На рис. 2 представлены характерные сейсмические разрезы некоторых вулканических подзон и упомянутые выше экспериментальные результаты. Следует отметить, что породы включений указанного типа являются представительными для всего региона [16].

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА АВН

Важная общая особенность минералогического состава включений (а также вмещающих лав) — присутствие в них роговой обманки. Как ранее отмечалось [15], амфибол является индикаторным минералом глубинных пород в тектонически подвижных областях (окраины континентов, орогены, островные дуги) и практически отсутствует во включениях из вулкаников внутриконтинентальных устойчивых структур. Роговая обманка указывает на относительно высокую концентрацию воды в глубинном флюиде (высокое парциальное давление H_2O), что существенно влияет на условия внутрикорового преобразования вещества. Можно допустить принципиально единообразную последовательность перестройки земной коры в процессе эволюции ее субстрата в подвижных структурах. Существенные элементы этой последовательности: интрузивный базитовый магматизм → ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации с наложением щелочного метасоматоза → палингенное образование магм от риолитового до андезитового и андезито-базальтового состава [12, 23]. Ранее такое преобразование вещества земной коры при формировании плиоцен-четвертичной андезито-базальтовой магматической формации было подробно рассмотрено для Камчатки [12, 22].

Петрографические исследования глубинных включений из лав Гегамского, Варденисского и Сюникского нагорий показали, что можно проследить процесс амфиболитизации первичных габброидов и пироксенитов с последующим образованием биотита и появлением интерстициального стекла [16, 18]. Поскольку петрографические разновидности пород вклю-

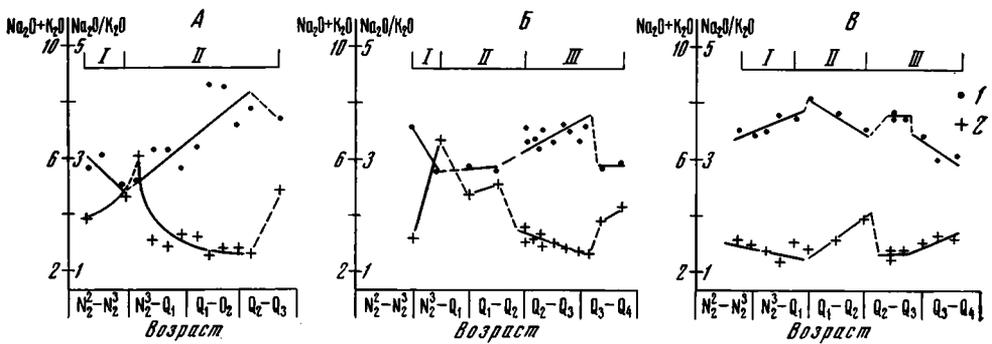


Рис. 3. Временные вариации щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ вес.%) и соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для лав Кечутской (А), Гегамской (Б) и Айоцдзор-Варденисской (В) вулканических подзон I, II, III — выделенные эруптивные этапы [34]
 1 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; 2 — $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$

чений и особенности наложенных процессов не зависят от типа вмещающих вулканитов, следует допустить ксеногенную природу включений, а все рассмотренные преобразования происходили скорее всего до захвата включений магмой. Как было указано выше, по своим упругим характеристикам большая часть глубинных включений отвечает веществу «базальтового» слоя земной коры Армянского вулканического нагорья. С учетом их плотности наиболее вероятным веществом нижних горизонтов земной коры региона являются породы габбро-амфиболитового состава с переменным соотношением в первую очередь роговой обманки, пироксенов и плагиоклаза. Выполненные нами эксперименты по плавлению включений типа габбро-норита и роговообманкового габбро при давлении 8 кбар и содержании воды около 2 вес. % показали, что при 20—40%-ной степени плавления образуются расплавы, практически не отличающиеся по составу от природных андезитов Гегамского и Варденисского нагорий. Это свидетельствует о принципиальной возможности массового образования андезитовой магмы в условиях «базальтового» слоя земной коры. Для Кавказа в целом, в том числе для Армянского нагорья, ранее приводились петрологические данные в пользу внутрикорового генезиса андезитов [24, 28, 36].

В позднеплиоцен-четвертичное время выделяется несколько этапов наиболее интенсивного проявления вулканизма в рассматриваемом регионе [35]. В пределах каждой из вулканических подзон наблюдается изменение во времени общей щелочности лав и величины отношения в них $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [35]. На рис. 3 приведены временные вариации этих петрохимических параметров. Из рисунка видно, что для одного и того же периода времени в разных подзонах наблюдаются различные тренды изменения щелочности и относительного содержания K_2O в лавах. Так, например, для первого эруптивного цикла ($\text{N}_2^3 - \text{Q}_1$) в лавах Кечутской и Гегамской подзон наблюдается уменьшение общей щелочности при преобладании содержания Na_2O . В то же время для Айоцдзор-Варденисской подзоны отмечается увеличение общей щелочности лав с понижением относительной доли Na_2O .

По данным термомагнитного анализа [26], точки Кюри ферромагнетиков из лав рассматриваемых подзон испытывают также закономерные временные вариации. Авторы [26] предположили, что увеличению значений точек Кюри соответствует уменьшение глубины магматического очага (в пределах 20—70 км) в условиях смены напряжений от растяжения к сжатию. Понижению точек Кюри отвечает увеличение глубины магматического очага при преобладании растягивающих напряжений. Сопоставление результатов работы [26] с данными, приведенными на рис. 3, показывает, что тренду увеличения общей щелочности и относительной доли K_2O соответствует в общем более высокое расположение магматической камеры в условиях преобладающего напряжения сжатия, приводящего к снижению проницаемости среды. Этим условиям отвечает за-

крытая, в физико-химическом понимании, магматическая система, допускающая накопление глубинного флюида и обогащение щелочами. Подобная схема развития базитового и андезитового магматизма в условиях различного напряженного состояния земной коры ранее приводилась в работе [14]. Согласно этим представлениям, базальтовый вулканизм является преимущественно сквозькоровым в условиях относительно «холодной» земной коры, находящейся в поле растягивающих напряжений. Андезитовый вулканизм обусловлен существованием в земной коре магматических камер (очагов) в условиях низкой проницаемости. То, что увеличение щелочности и доли K_2O в расплаве коррелируется с менее глубинным расположением магматических очагов, не свидетельствует о прямом выплавлении более щелочных магм на больших глубинах в верхней мантии. Увеличение щелочности и повышение относительного содержания K_2O в магме связано, по-видимому, с переносом ряда элементов флюидным потоком в верхние структурные этажи Земли. Отмеченная биотитизация глубинных включений подтверждает вероятность такого процесса.

ГЛУБИННЫЕ РЕЖИМЫ АВН В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

В целом на позднеплиоценовом этапе вулканизма в Западной вулканической зоне преобладает состояние растяжения земной коры по отношению к Восточной зоне, подчеркиваемое излиянием долеритовых базальтов. Позднее (Q_{2-3}) произошло изменение напряженного состояния земной коры с изменением знаков напряжений в вулканических зонах. Следствием этого явилось изменение общей проницаемости земной коры региона и условий эволюции магматических систем и очагов. Уменьшение проницаемости, которая обеспечивает относительно беспрепятственное излияние мантийных базальтовых магм, привело к эффективному прогреву глубинных зон земной коры, длительному стоянию внутрикоровых промежуточных очагов и широкому проявлению реоморфических и анатектических процессов. Это сопровождалось перестройкой тектонических структур, оживлением разломов различной ориентации и согласуется с представлениями А. Т. Асланяна о стадийном процессе коробления литосферы региона в неоген-антропогенное время [6].

Следует подчеркнуть, что рассмотренная позднекайнозойская геодинамика региона не укладывается в рамки ортодоксальных геотектонических представлений. Рассмотрение классической схемы геосинклинального цикла приводит к отрицанию одновременного возбужденного, «горячего» состояния земной коры и верхней мантии [8]. Свообразие развития Армянского вулканического нагорья в позднем кайнозое (а возможно, и в течение всего кайнозоя) заключается в длительном, устойчивом сохранении активного состояния верхней мантии в сочетании с термически активной земной корой, проявляемом в геофизических полях и в петрохимических особенностях вулканических пород. Особенности послемiocенового развития магматизма и тектоники АВН позволяют рассматривать этот регион в качестве срединного массива [29], в различных частях которого на разных временных этапах ведущую роль приобретали эндогенные режимы, характерные последовательно для доинверсионной, инверсионной, собственно геосинклинальной и орогенной стадий геосинклинального развития (в классическом понимании эволюции геосинклинальной области). В этом отношении АВН [30] в целом следует рассматривать как гетерогенную структуру, в пределах которой особенности строения и развития отдельных блоков имеют очень глубокие — мантийные «корни».

Важной особенностью геодинамического развития АВН в позднем кайнозое является, по-видимому, быстрая перестройка глубинного распределения активных зон, наиболее ярко проявленная в антикавказском простирании мантийных «горячих» структур [29] и показанной выше пространственно-временной эволюции продуктов вулканизма АВН.

Следует отметить также, что характер геофизических полей и особенности эндогенного режима (сочетание «горячей» коры и «горячей» ман-

тии) АВН близки к таковым островных дуг и активных континентальных окраин [3, 8]. Следует допустить корреляцию металлогенической специализации вулканических толщ с относительной интенсивностью проявления процессов в земной коре и в верхней мантии.

ВЫВОДЫ

1. Позднекайнозойский (плиоцен-четвертичный) этап геотектонического развития Армянского вулканического нагорья характеризуется проявлением разноглубинного магматизма — в пределах верхней мантии и земной коры.

2. Особенности вулканизма коррелируют с тектонической перестройкой земной коры, обусловленной энергетическим и динамическим взаимодействием последней с верхней мантией.

3. На протяжении плиоцен-четвертичного времени тектоно-магматическая активность региона была обусловлена главным образом активностью процессов в земной коре на фоне возбужденного энергетического состояния верхней мантии.

4. Одновременное сочетание «горячей» земной коры и «горячей» верхней мантии (в представлениях В. В. Белоусова об эндогенных режимах) свидетельствует об особом геодинамическом развитии региона, отличающемся от классической схемы геосинклинального развития.

Литература

1. Аветисян А. А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979. 87 с.
2. Акоюн Ц. Г. Некоторые данные о строении земной коры территории Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа.— В кн.: Геофизические и сейсмические исследования строения земной коры территории Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, с. 7—15.
3. Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4, с. 39—52.
4. Артемьев М. Е., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 6: с. 1303—1306.
5. Артемьев М. Е., Страхов В. Н., Лапина М. Н., Токарь Л. М. Плотностная неоднородность под системой островных дуг.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 3—24.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
7. Асланян А. Т., Захарян К. А., Акоюн С. Ц., Караханян А. С., Михалян А. О. О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона по данным сейсмологических исследований и космического зондирования.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1982, т. 35, № 4, с. 3—11.
8. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
9. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
10. Винник Л. П., Ленартович Э. Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмологическим данным.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 3, с. 3—14.
11. Винник Л. П., Годзиковская А. А., Патарая Е. И., Сихуралидзе Д. И., Баграмян А. Х. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 7, с. 22—31.
12. Геншафт Ю. С., Ермаков В. А., Салтыковский А. Я. Построение региональных физико-химических моделей глубинных процессов и строение земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 9, с. 91—110.
13. Геншафт Ю. С., Зайцев Н. С., Салтыковский А. Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии.— Геотектоника, 1978, № 5, с. 105—115.
14. Геншафт Ю. С., Рудич Е. М., Салтыковский А. Я., Соловьева Т. А. Возможные пути генерации андезитовых магм островных дуг.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 32—43.
15. Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Эволюция вещественного состава глубин Земли в процессе геотектонического развития (по данным изучения глубинных ксенолитов).— В кн.: Некоторые актуальные проблемы геологии и рудоносности складчатых поясов. Ташкент: САИГИМС, 1980, с. 3—14.
16. Геншафт Ю. С., Юханян А. К., Геворкян Р. Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья (Армения).— В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982, с. 6—38.
17. Геология Армянской ССР. Т. X. Геофизика АН АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. 275 с.
18. Геология СССР. Т. XIII, АрмССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 464 с.
19. Горетовская Н. В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетря-

- нениям, регистрируемым станциями «Земля».— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 50—62.
20. *Егоркина Г. В., Соколова Н. А., Егорова Л. М., Двоенина Г. Д., Минярова Г. Я.* Строение северо-западной части Армении.— Сов. геология, 1973, № 6, с. 80—91.
 21. *Егоркина Г. В., Соколова Н. А., Егорова Л. М.* Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении.— Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—134.
 22. *Ермаков В. А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
 23. *Исмаил-Заде А. Д., Геншафт Ю. С., Емельянова Е. Н., Мамедов М. Н.* Фациальный состав и особенности распространения глубинных включений в палеогеновых вулканитах Талыша.— В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982, с. 85—106.
 24. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1969, № 13, с. 3—14.
 25. Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, 176 с.
 26. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
 27. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981. 331 с.
 28. *Масуренков Ю. П., Камкова А. А.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 274 с.
 29. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
 30. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963, 355 с.
 31. *Мириджанян Г. Г.* Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1979, № 5, с. 58—63.
 32. *Оганисян Ш. С.* Строение земной коры территории Армении.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1977, № 4—5, с. 142—156.
 33. *Салтыковский А. Я.* Некоторые черты континентального вулканизма на примере юго-западного Забайкалья. М.: Наука, 1967, 161 с.
 34. *Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С., Грачев А. Ф., Розинов М. И., Багдасаров Э. А.* Петрология и петрохимия кайнозойских базальтоидов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона.— В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, с. 5—86.
 35. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1980. 322 с.
 36. *Ширинян К. Г.* Петрохимические особенности молодого вулканизма Армении.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 200—211.
 37. *Юханян А. К.* Физические свойства глубинных включений Гегамского нагорья (Армянская ССР) при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982, с. 39—73.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР
Ереванский политехнический
институт

Поступила в редакцию
22.VI.1984

УДК 551.248.2(571.66)

КОЖУРИН А. И.

**ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА хр. КУМРОЧ
И ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)**

Детально изучена кинематика наиболее значительных молодых тектонических нарушений хр. Кумроч и п-ова Камчатский. Устанавливается наличие двух групп нарушений. Одна из них — северо-восточные правые и северо-западные левые сбросо-сдвиги, другая — протяженные разломы северо-северо-восточного простирания, для которых характерны в основном сбросовые перемещения с относительным опусканием западных крыльев. Нарушения активны в позднелайстоцен-голоценовое время, но заложены они, по-видимому, в позднем плиocene. В единой кинематической системе с нарушениями первой группы находятся субмеридиональные складчатые структуры описываемого района, выявляемые по деформациям различных элементов рельефа. Развитие этой системы говорит об условиях субширотного горизонтального сжатия района в позднечетвертичное время. Делается вывод о наложенности (независимости развития) сбросов северо-северо-восточного простирания (структуры растяжения) на новейшую складчатую структуру района. Их появление и развитие связывается с интенсивным четвертичным вулканизмом Центральной Камчатки. Устанавливаемое явление наложенности, возможно, свидетельствует о разноглубинности процессов, ответственных за разные элементы структурного плана поверхности Центральной Камчатки.

Существующие представления о четвертичном развитии восточных районов Центральной Камчатки вкратце заключаются в следующем: неотектоническое развитие Центральной Камчатки, начавшееся в позднем плиocene и продолжающееся в настоящее время, выразилось в формировании на ее территории горст-антиклинальных и грабен-синклинальных зон северо-северо-восточного простирания [1, 10]. Эти зоны частично наследуют, частично наложены на более древние структуры и поэтому часто разнородны по своему строению. Выделяются горст-антиклинальная зона Восточных хребтов, грабен-синклиналь Восточного вулканического пояса Камчатки и зона горст-антиклинальных поднятий полуостровов. Для вертикальных движений, их создавших, отмечается значительная дифференцированность, выражающаяся в различиях амплитуд и скоростей воздымания как частей зон, так и между зонами. Отдельные исследователи выделяют в пределах Восточной Камчатки более мелкие блоки, с взаимодействием которых связывается четвертичная и современная активность региона [2]. Для разломов, ограничивающих горст-антиклинальные и грабен-синклинальные зоны, большинством исследователей предполагается сбросовая природа. В некоторых работах для отдельных систем нарушений доказывается наличие сдвиговой компоненты перемещений того или иного знака [2, 10]. Несколько иной взгляд на новейшую структуру востока Центральной Камчатки мы находим в работе С. И. Федоренко [8], который на основе наблюдавшихся им деформаций поверхностей морских террас побережья Камчатского залива делает вывод о существовании и развитии новейших складок основания.

Нами была предпринята попытка рассмотреть еще раз вопрос о структуре и динамике четвертичного развития востока Центральной Камчатки на основе детального изучения кинематики наиболее значительных молодых тектонических нарушений хребта Кумроч и п-ова Камчатский — самых северных элементов системы горст-антиклинальных зон Восточной Камчатки. Изучение этого района позволяет понять в той или иной степени: 1) характер новейших деформаций восточных районов Центральной Камчатки в их части, не затушеванной продуктами четвертично-

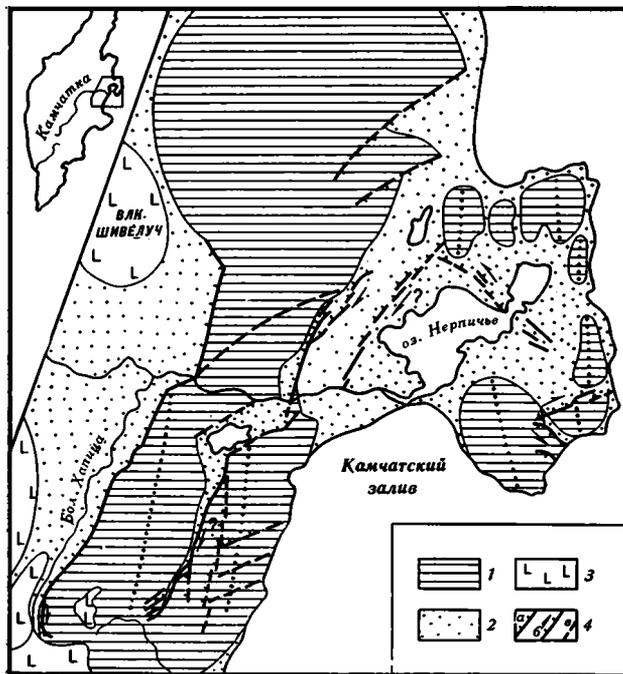


Рис. 1. Главные молодые тектонические нарушения хр. Кумроч и п-ова Камчатский
 1 — поднятия с выходами доплиоценовых комплексов; 2 — впадины, заполненные плиоцен-четвертичными рыхлыми образованиями; 3 — четвертичные вулканические образования; 4 — разломы: а — с преимущественно сбросовыми перемещениями, б — сбрососдвиги, в — предполагаемые с неустановленным типом перемещений. Пунктирными линиями показаны оси предполагаемых антиклинальных складок (объяснение в тексте)

го вулканизма, и 2) соотношение новейших структур восточных хребтов и полуостровов.

Горст-антиклиналь хребта Кумроч протягивается в северо-северо-восточном направлении почти на 200 км и является самым северным звеном горст-антиклинальной зоны Восточных хребтов Камчатки. В его пределах на поверхность выведены отложения, датированные разными исследователями от позднего мела до миоцена [1, 9]. С запада и на некоторой части с востока эти отложения граничат с полями распространения осадочных и вулканогенных образований плиоцен-четвертичного возраста Центральной Камчатской депрессии и депрессии озер Нерпичье и Столбовое. По результатам изучения и датирования различных форм рельефа хребта, наибольшие скорости воздымания восстанавливаются для района Больших Щек на р. Камчатке, минимальные — для его северного и южного окончаний. Интенсивный рост хребта начался с середины среднего плейстоцена, хотя он существовал как относительное поднятие с позднего плиоцена. Восточная часть хребта (к югу от Малых Щек р. Камчатки) вышла из-под уровня моря лишь в позднем плейстоцене [11].

На рис. 1 показаны нарушения хр. Кумроч, для которых предполагаются четвертичные подвижки. Наиболее заметны из них разлом передового фаса и разлом, трассируемый участками длин рек северо-северо-восточного простирания между восточной частью хребта и западной. В восточной части хребта (для удобства в дальнейшем будем называть ее Прибрежным хребтом) развита также система нарушений северо-восточного простирания. Кроме этого, выделяется кулисный ряд нарушений общего субмеридионального направления, протягивающийся от р. Пятая до юго-восточного края оз. Ажабачье.

Разлом передового фаса, являющийся западным ограничением хребта, протягивается практически непрерывной линией от верховьев р. Боль-

шая Хапица до широты вулкана Шивелуч. Перед пересечением с р. Камчаткой линия разлома изгибается и смещается к востоку. На юге, к верховьям р. Большая Хапица, разлом выклинивается и, по крайней мере в явном виде, не сочленяется с западным разломным ограничением хр. Тумрок.

Нами была исследована самая южная часть разлома (до р. Аласная на севере) с целью установления характера перемещений по его плоскости. На большей части этого отрезка разлом на поверхности выражен уступом с одной или двумя узкими депрессиями у его подножия. Депрессии имеют явные признаки горизонтального растяжения, т. е. являются грабенами в опущенном западном крыле. Судя по взаимоотношениям с элементами рельефа (долины рек и водораздельные пространства), главная плоскость разлома передового фаса падает на запад-северо-запад, что подтверждается и данными фотограмметрической обработки аэрофотоснимков [5, 6]. Таким образом, наличие сбросовых движений с относительно быстрым опусканием запад-северо-западного крыла несомненно. О скорости смещений можно судить по дислокациям различных форм рельефа. Так, например, амплитуда смещения поверхности флювиогляциальных отложений второй фазы позднеплейстоценового оледенения в районе р. Березнячешковой [1] ~30 м. Полная амплитуда смещения поверхности отложений, развитых в хребте, может быть оценена по высоте хребта над долиной р. Большая Хапица (около 1—1,5 км) и мощности рыхлых отложений Хапиченской впадины, которая, по геофизическим данным, достигает 2—4 км [7]. Величина вертикального смещения равна, таким образом, 3—5 км. При исследовании деформаций рельефа по линии разлома примеров, которые бы позволили утверждать наличие сдвиговых движений, нами обнаружено не было. Аэровизуальные наблюдения линии разлома к северу от р. Камчатка подтвердили отсутствие значительных сдвиговых перемещений по нему.

Несколько иной стиль деформаций устанавливается для самого южного участка разлома, там, где он приобретает меридиональное направление. Амплитуда сбросовых движений по нему резко уменьшается. Кулисообразное расположение маломощных грабенов, трассирующих линию разлома на этом участке, отдельные примеры смещений мелких водотоков свидетельствуют о наличии правосторонней компоненты перемещений, большей, чем вертикальная (в одном из случаев 6 и 3 м соответственно). Правосторонние подвижки по меридиональной части разлома хорошо согласуются со сбросовыми перемещениями на его отрезке северо-восточного простирания.

Вторая крупная зона тектонических нарушений выражена в рельефе цепью долин рек Пятая, Таловка, Бушуйка. На севере она выходит к южному краю оз. Ажабачье, а затем подставляется кулисно разломом левого борта единой долины рек Радуга и Асхава в их нижнем течении. Существование этой зоны нарушений уже отмечалось ранее [5, 8]. Предполагался сбросовый тип смещений по ней. Долины рек, трассирующих зону нарушений, сходны по своей морфологии. Западные их борта пологие, а восточные крутые, что дает основание предполагать сбросовую природу восточных ограничений этих долин и рассматривать их как выражение структур типа одностороннего грабена. С юга на север, к оз. Ажабачье, как для всей зоны, так и для отдельных ее элементов, характерно расширение речных долин в плане, что делает их схожими в миниатюре с Центральной Камчатской депрессией. Такое расширение устанавливается и севернее р. Камчатка, где система депрессий раскрывается, разворачиваясь ближе к северо-восточному направлению, в единую депрессию озер Нерпичье, Култучное и Столбовое. Частью ее является грабенообразная долина низовьев рек Радуга и Асхава.

На рис. 2 показана система молодых нарушений южной части зоны разлома. Главная линия его контролирует простирание верховьев долины р. Пятой от ее истока до слияния с р. Юртишкиной. Сбросовые движения по нарушениям зоны разлома доказываются изучением смещений конкретных форм рельефа. Репером для этого явилась поверхность

II надпойменной террасы. Ее возраст в долине р. Пятой, видимо, позднеплейстоценовый (12—16 тыс. лет, по устному сообщению О. А. Брайцевой). Определенный радиоуглеродным методом возраст верхней части отложений I террасы — около $10\,300 \pm 150$ лет (ГИН-3031). Позднеплейстоценовый террасовый уровень — самый распространенный в части долины р. Пятой, имеющей северо-северо-восточное простира-ние. Он прослеживается также в низовьях р. Таловка и соответствует, по-видимому, времени заложения грабенообразных депрессий долин этих рек. В виде отдельных останцов этот уровень фиксируется и в низовьях р. Пятая, где она простирается на юго-восток. Для этого участка был построен график высот II террасы над руслом реки, отражающий стиль ее деформаций в примерно перпендикулярном к новейшему структурному плану направлении (рис. 3). Резкие уступы в поверхности террасы приходится на места пересечения линии профиля разломами описываемой зоны нарушений и являются выражением сбросовых движений с относительным опусканием западных крыльев. Амплитуды сбросов составляют 4—5, 14—14,5 и 10 м. Самый юго-восточный уступ, наблюдаемый на графике, совпадает с разломом, который является элементом кулисного ряда нарушений субмеридионального простира-ния (см. рис. 1). Фрагментарность распространения позднеплейстоценовой террасы на рассматриваемом отрезке долины р. Пятой не позволяет решить вопрос о наличии сдвиговых перемещений по разлому. Участки максимальных высот II террасы (поднятые крылья разломов) находятся на продолжении наиболее приподнятых, водораздельных частей Прибрежного хребта. Таким образом, деформации позднеплейстоценового террасового уровня отражают неравномерность воздымания отдельных частей хребта. Максимальная средняя за позднеплейстоцен-голоценовое время скорость вертикальных движений по разломам составляет около 1 мм/год. Абсолютная скорость воздымания хребта, очевидно, несколько больше. Ее верхний предел ограничен зна-

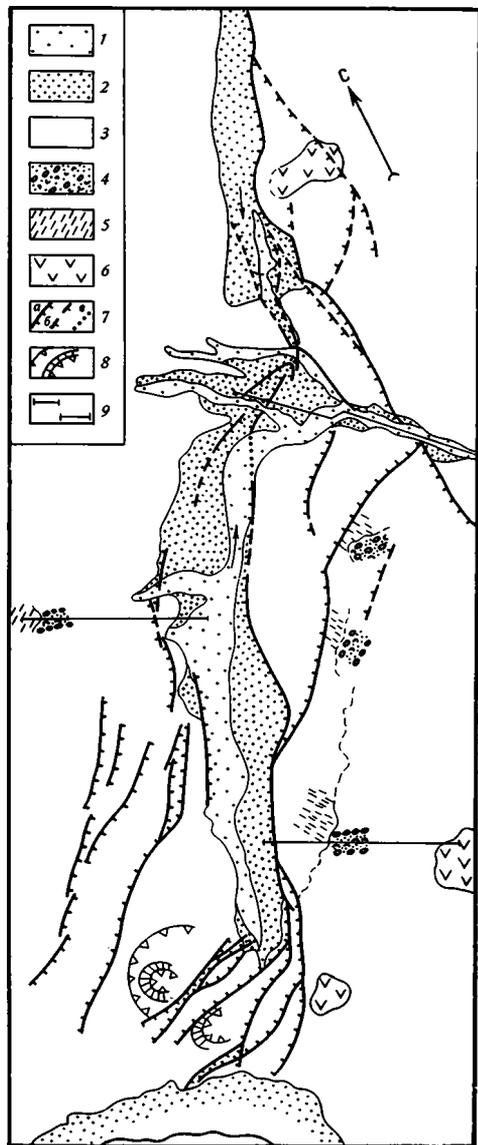


Рис. 2. Схема молодых тектонических нарушений верховьев р. Пятая

1 — голоценовые аллювиальные отложения; 2 — позднеплейстоценовые аллювиальные отложения; 3 — дочетвертичные комплексы; 4 — вулканогенно-осадочные образования тумрокского комплекса; 5 — флишиодная толща позднего мела; 6 — четвертичные вулканические купола; 7 — разломы: а — сбросы достоверные, б — сбросы предполагаемые, в — предполагаемые под голоценовыми рыхлыми отложениями; 8 — реконструированные части позднеплиоценовых вулканических аппаратов; 9 — линии профилей (рис. 3 и 4)

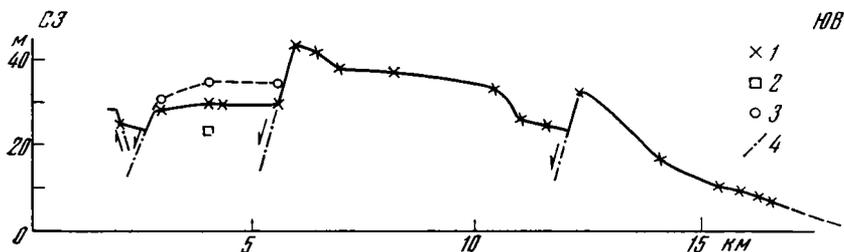


Рис. 3. График высот II надпойменной террасы р. Пятой относительно русла. Замеры: 1 — главного уровня террасы, 2 — нижнего подуровня, 3 — верхнего подуровня; 4 — сбросы

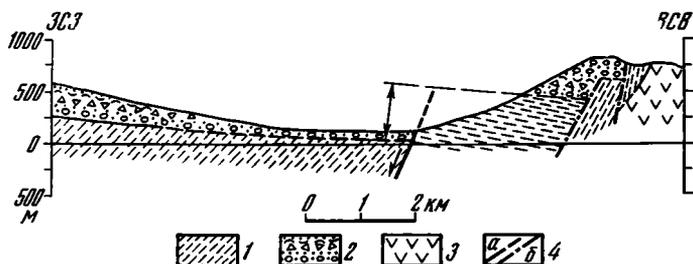


Рис. 4. Схематический геологический профиль коренных бортов верховьев р. Пятой
1 — позднемеловые флишoidные толщи; 2 — вулканогенно-осадочные образования тумрокского (?) комплекса; 3 — четвертичный вулканический купол; 4 — разломы: а — молодые, б — четвертичные

чением 2—2,5 мм/год, получаемым соотношением максимальной величины вреза во II террасу (35—40 м) с ее возрастом. Выявляемое на графике закономерное снижение высоты террасы к ее устью согласуется с общим изменением высот хребта по направлению к океану. Характер изменения высоты террасы может быть предположительно интерпретирован как результат слабого антиклинального изгибания ее поверхности, отражающего изгибание поверхности хребта, причем ось развивающейся антиклинальной структуры, судя по гипсометрии хребта, имеет субмеридиональное простирание. Описанная выше субмеридиональная зона разломов нарушает западное крыло растущей антиклинальной складки. Такое же простирание имеет тыловой шов высокой плейстоценовой морской террасы, описанной в этом районе С. И. Федоренко [8].

В верховьях р. Пятой наблюдались смещения и более древних геологических образований. На рис. 4 приведен схематический геологический профиль поперек долины реки в районе горы Ягодная. На нем показано смещение подошвы вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, которые могут быть сопоставлены с тумрокским комплексом позднеплиоценового возраста [1]. Они залегают на размытой поверхности флишoidной толщи позднего мела. Вертикальная амплитуда их смещения составляет около 500 м. Интересно, что, согласно нашим исследованиям, отложения тумрокского комплекса в этом районе заполняют структуру типа одностороннего грабена, подобного четвертичному грабену долины р. Пятой. Вполне возможно, что как отдельная морфоструктура Прибрежный хребет начала формироваться с конца плиоцена.

На водоразделе рек Пятая и Быстрая вся система нарушений выклинивается и далее не следует. В этом районе к главной линии сброса с запада подходят несколько маломощных грабенов более северо-восточного (до субиротного) направления.

На северном окончании зоны разлома (см. рис. 1) результатом смещений по нему явилось образование депрессии рек Радуга и Асхава со структурой типа одностороннего грабена. Возраст наиболее высокого и самого распространенного террасового уровня р. Асхава — позднеплей-

стоеный, так как возраст образца из верхней части отложений этой террасы, определенный радиоуглеродным методом, равен $19\,500 \pm \pm 1100$ лет (ГИН-3327), т. е. время формирования этой депрессии, как и депрессии рек Пятая и Таловка, — поздний плейстоцен — голоцен. Она заложилась на поверхности морской террасы с абсолютными высотными отметками непосредственно над р. Асхавой около 100—120 м. Севернее, в районе оз. Столбового, по соотношению с отложениями I стадии позднеплейстоценового оледенения на западном склоне Тарховского хребта возраст этой морской террасы был определен началом позднего плейстоцена [1]. По поверхности морской террасы протягивается нарушение, отходящее от северного окончания сброса рек Радуга и Асхава в северо-восточном направлении. Другое нарушение того же простирания расположено юго-восточнее. Оно пересекает низовья рек Тундровая, Путаная, Коврова. На аэрофотоизображениях оно прослеживается на юго-запад до долины р. Камчатки. Эта система нарушений выходит в западную часть п-ова Камчатский и будет детально описана ниже.

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что в пределах хр. Кумроч развита система сбросов северо-северо-восточного простирания ($20\text{—}30^\circ$) с опущенными запад-северо-западными крыльями. Судя по общему рисунку системы нарушений и если трактовать депрессию оз. Ажабачье как структуру растяжения северо-восточного простирания, можно предположить наличие праводвиговой компоненты, видимо, меньшей, чем сбросовая, для зоны разломов рек Пятая — Асхавы. По деформациям рельефа устанавливаются перемещения, происходившие в позднем плейстоцене — голоцене. Если связывать сбросообразование с вертикальными движениями отдельных блоков хр. Кумроч, то можно заключить, что скорости воздымания его западной и восточной частей в среднем за это время различаются примерно в 2 раза. Возможно, что такие различия в скоростях сохранились и на протяжении более длительного времени, так как вообще поверхность хр. Кумроч в его западной части имеет в настоящее время более высокие гипсометрические отметки, чем в восточной (около 1500 и 600—700 м соответственно). Судя по структуре, образованной отложениями тумрокского комплекса, система разломов р. Пятой начала функционировать в позднем плиоцене — начале четвертичного времени, как, видимо, и разлом передового фаса, хотя для него достаточно четко установить возраст первых подвижек не представляется возможным. Можно предположить также, что формирование отдельных частей хребта явилось следствием антиклинального изгибания эродированной поверхности доплиоценовых комплексов. Ось предполагаемой антиклинальной складки Прибрежного хребта имеет субмеридиональное простирание. Для западной, более высокой части хребта Кумроч по гипсометрии его поверхности также вырисовывается субмеридиональная складка. Простирание ее восточного крыла подчеркивается западным ограничением единой депрессии долин рек Пятая, Таловка, Бушуйка. Ось складки протягивается от центра излучины верховьев р. Быстрой на юге к правобережью р. Камчатка в районе ее входа в хребет на севере. Западный борт складки срезан сбросом передового фаса. На участке, где сброс срезает крыло складки, линия его выхода на поверхность приобретает ломаную конфигурацию. Складчатая природа хр. Кумроч устанавливается и на космических снимках среднего масштаба (с разрешением на местности порядка 350 м). Он образует в целом новейшую антиклинорную структуру субмеридионального простирания, западный борт которой сброшен по разлому передового фаса. Оба крыла структуры хорошо видны севернее вулкана Шивелуч.

Заканчивая описание молодой разрывной тектоники хр. Кумроч, необходимо упомянуть и структурные линии иных направлений. К ним относится широтная зона, к которой приурочена долина р. Камчатки в ее нижнем течении. Она проявлена в рельефе гипсометрической ступенью, к северу от которой общая поверхность хр. Кумроч имеет меньшие высотные отметки, чем к югу. Фиксируется зона и распределением новейших отложений. Так, восточная часть хр. Кумроч к югу от р. Камчатки сло-

жена флишоидной толщей позднего мела, а к северу от нее поверхность этих отложений опущена и перекрыта плиоцен-четвертичными толщами.

Даже при первом рассмотрении особенностей рельефа п-ова Камчатский можно сделать вывод о существенном отличии его новейшей структуры от хр. Кумроч. В пределах полуострова выделяются отдельные изолированные поднятия и депрессии, которые даже при генерализации не удается объединить в структуры «камчатского» направления. Таким образом, северо-северо-восточное простирание зоны восточных полуостровов Камчатки не характерно для п-ова Камчатский, одного из элементов этой зоны. В поднятых участках полуострова на поверхность выведены комплексы пород мелового и палеогенового возраста [1, 3] с субмеридиональными и северо-западными простираниями их структур. Отрицательные формы рельефа совпадают с полями распространения рыхлых образований позднеплейстоценового и четвертичного возраста различного генезиса [1, 4]. Крупнейшей структурой такого рода является депрессия озер Нерпичье, Столбовое, Култучное. Для полуострова характерно отсутствие новейших и современных проявлений вулканизма, как и для зоны восточных полуостровов в целом.

На рис. 1 приведена общая схема нарушений п-ова Камчатский, для которых при дешифрировании аэрофотоснимков и полевых исследованиях установлены молодые перемещения. Они образуют две группы. Первая группа — нарушения с северо-восточными и северо-западными простираниями. Вторая — нарушения северо-северо-западного и восток-северо-восточного простирания, развитые в юго-восточной части полуострова. Нарушение северо-западного простирания первой группы протягивается вдоль северного побережья оз. Нерпичье. Предыдущими исследователями уже отмечалась его молодость и предполагался левосдвиговый характер перемещений по нему [3]. Изучение взаимоотношений разлома с эрозионной сетью, проведенное по аэрофотоизображениям, подтвердило эти предположения. Из нарушений северо-восточного простирания было детально исследовано нарушение, отходящее от северного окончания сброса рек Радуга и Асхава. Оно состоит из нескольких коротких разломов, выраженных уступами в поверхности позднеплейстоценовой морской террасы восточного склона хр. Кумроч. Разломы образуют правокулисный ряд. При исследовании их взаимоотношений с элементами речных долин, врезанных в поверхность террасы, выяснилось, что кроме сбросовой компоненты перемещений (во всех случаях опущено северо-западное крыло) есть и значительная правосдвиговая компонента. Абсолютные зафиксированные амплитуды сбросовых перемещений составили 1,5—2, 8, 10—15 м. Амплитуды правого сдвига соответственно были равны 25, 30, 50—60 и 70 м. Величины горизонтальных и вертикальных смещений соотносятся как 3 : 1, 4—6 : 1, 9(?) : 1. Характер перемещений по разломам подчеркивается наличием озер в опущенном северо-западном крыле, длинная ось которых направлена в большинстве случаев под острым углом к линии нарушения согласно положению структур растяжения в зоне правого сдвига.

Описанное нарушение северо-восточного простирания не единично. Параллельно ему протягивается разлом, пересекающий низовья рек Тундровая, Путаная, Коврова. Нарушения этой же системы контролируют, вероятно, северное окончание горст-антиклинали хр. Кумроч. К ней же можно, видимо, отнести нарушения восточной части хр. Кумроч, проявленные спрямленными участками долин рек Пятая. Четвертая и Третья.

Зона нарушений восток-северо-восточного (70—80°) простирания прослеживается по северному подножию субширотного отрезка хр. Камчатский Мыс между реками 1-я и 2-я Перевальная (см. рис. 5). При изучении этой зоны прежде всего обнаружилась сбросовая составляющая смещений элементов рельефа по отдельным нарушениям, образующим структуры типа грабенов. Являясь приразломными образованиями, грабены свидетельствуют о сбросовых движениях по крупному разлому, проявленному на поверхности границей хребта и депрессии с перепадом высот

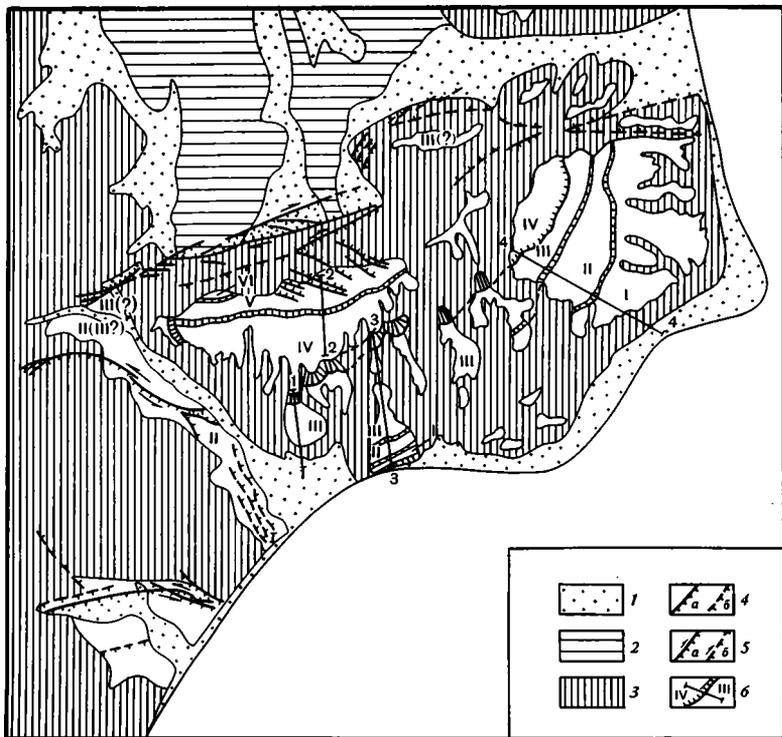


Рис. 5. Схема молодых тектонических нарушений юго-восточной части п-ова Камчатский

1 — позднеплейстоцен-голоценовые рыхлые образования речных и низких морских террас; 2 — осадочные образования ольховской свиты ($N_2^2-Q_2^1?$); 3 — дислоцированные доплистоценовые комплексы; 4—5 — разломы: 4 — сбросы достоверные (а) и предполагаемые (б); 5 — сбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б); 6 — сохранившиеся части высоких морских террас и абразионные уступы между ними. Нумерация террас от низких к высоким. Показаны линии профилей рис. 6

рельефа около 600 м. Кроме сбросовой была зафиксирована также сдвиговая компонента смещений элементов эрозионной сети (смещения водоразделов, русел, коренных бортов долин водстоков разных порядков, уступов террас и т. д.). Во всех случаях знак смещения правый. Как оказалось, сдвиговая составляющая перемещений превосходит сбросовую в 10—15 раз. В отдельных случаях их отношение достигает 20. Абсолютные зафиксированные величины горизонтальных смещений составили от 10—12 до 200—220 м, а сбросовых — от 0,3 до 20 м. В месте подхода всей системы нарушений к долине р. 2-я Перевальная амплитуды смещений уменьшаются и в конце концов сходят на нет. Возможно, что зона нарушений в целом продолжается и дальше, но на участке между р. 2-я Перевальная и побережьем она выражена иначе — как ослабленная зона, по которой заложны отрезки водотоков того же восток-северо-восточного простирания. Ослабленная зона пересекает поднятие хр. Камчатский Мыс. В крайней западной части зоны в верховьях левого притока р. 1-я Перевальная по основному нарушению смещены поверхности двух речных террас с высотами 2,7 и 6,6 м. Амплитуды сброса северо-северо-западного крыла равны для них соответственно 1,1 и 2,5 м, а правого сдвига — 12—13 и около 22 м. Видимо, можно говорить о постепенном (многоактном) движении по плоскости нарушения с примерным сохранением отношения величин горизонтальной и вертикальной компонент. Нижняя из этих террас была прослежена до устья р. 1-я Перевальная, где из ее разреза отобран образец, возраст которого, определенный радиоуглеродным методом, оказался равным 6000 ± 50 лет (ГИН-3223). Отсюда скорость сдвиговых перемещений составляет около 2 мм/год, а сбросовых порядка 0,2 мм/год. Возможно, что эти значения несколько ни-

же значений, характерных в целом для разлома, так как они определены для района окончания системы нарушений. Но если принять их, то максимальная зафиксированная в рельефе подвижка в 200—220 м могла накопиться за позднплейстоцен-голоценовое время (100 тыс. лет), т. е. по смещениям форм рельефа регистрируется позднплейстоцен-голоценовая активность зоны нарушений. По геологическим же данным, она, как граница распространения отложений ольховской свиты (см. рис. 5), возможно, возникла в позднем плиоцене. За это время величина правого сдвига при минимальном среднем отношении его к сбросу 10 : 1 и амплитуда перепада рельефа в 600 м должна составить около 60 км, что совпадает с шириной депрессии, занятой верховьями рек 1-я и 2-я Ольховая и 2-я Перевальная.

Молодые нарушения в общем северо-северо-западного простирания (от 290 до 330°) были откартированы в нижних частях долин рек 1-я Перевальная и Пикеж и протягиваются согласно их направлению. Судя по деформациям элементов рельефа долин водотоков (уступов и поверхностей террас, русел), они являются сбросо-сдвигами. Абсолютные значения сбросовых смещений (как правило, опущено юго-западное крыло) составляют от 1 до 7—10 м, а сдвиговые (левые) — от 2 до 15 м, т. е. горизонтальная компонента превосходит сбросовую примерно в 2 раза.

Нарушения юго-восточной части полуострова ограничены на западе зоной коротких дуговидных разломов субмеридионального простирания, отдешифрированной по аэрофотоснимкам.

Рассматривая всю систему молодых нарушений полуострова, можно сделать вывод о существовании в его пределах сопряженной системы правых и левых сбросо-сдвигов. Появление и развитие такой системы предполагает обстановку горизонтального сжатия в субширотном направлении. Различное положение правосдвиговых нарушений по отношению к оси сжатия реализуется в увеличении доли горизонтальной компоненты смещений по отношению к вертикальной при приближении простирания нарушений к субширотному от примерно 5 : 1 для разлома к западу от оз. Нерпичье до 10—15 : 1 для разлома верховьев рек 1-я и 2-я Перевальная.

Как уже было отмечено ранее, рельеф полуострова характеризуется существованием обособленных поднятий и депрессий. Отличительной особенностью поднятий является широкое развитие на их склонах лесенки плоских поверхностей, наклоненных к океану. Большинство исследователей они интерпретируются как морские террасы [1, 8]. Пожалуй, особенно ярко эти формы рельефа выражены на южном и восточном склонах субширотного отрезка хр. Камчатский Мыс между реками 1-я и 2-я Перевальная. Здесь было отдешифрировано шесть наиболее значительных поверхностей, разделенных хорошо выраженными уступами — древними береговыми линиями (см. рис. 5). И для поверхностей, и для уступов характерна чрезвычайно сильная деформированность, отмечавшаяся ранее другими исследователями [1]. Так, например, высота бровки абразивного уступа между IV и V террасами изменяется от примерно 500 м над уровнем моря до 740 м с лишним в районе горы Африка. Так же значительно с запада на восток и до правобережья низовьев р. 2-я Перевальная увеличиваются высоты таловых швов террас. Интересна и другая закономерность изменения высот морских террас этого участка. На рис. 6 приведены гипсометрические профили склонов описываемого отрезка хребта, построенные при помощи инструментальной обработки аэрофотоснимков. Из них видно, что наклон террас к океану увеличивается от I к IV. По нашему мнению, такого рода деформированность плоскостей морских террас можно объяснить процессом антиклинального изгибания поверхности, на которой были выработаны террасы. Чем древнее террасы, тем больше ее наклон за счет накопления деформации изгиба. Самые высокие поверхности могут оставаться почти горизонтальными, развиваясь в осевой части складки. В общем формирование рельефа описываемого участка можно охарактеризовать процессом взаимодействия абразивной деятельности моря и антиклинального изги-

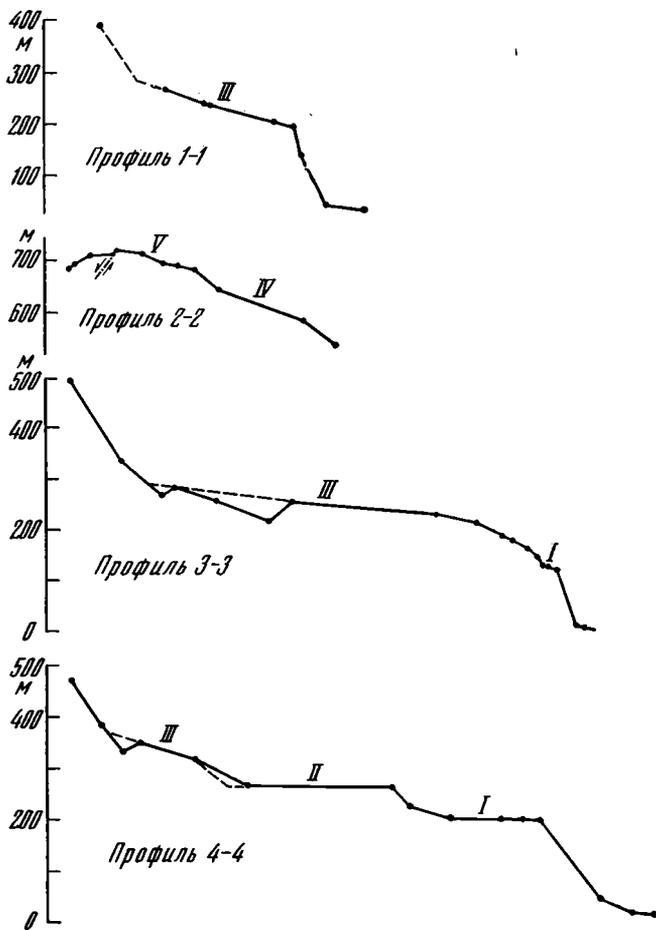


Рис. 6. Гипсометрические профили лестницы высоких морских террас юго-восточной части п-ова Камчатский

Прерывистая линия над сплошной — достроенная поверхность террасы над врезами в нее. Прерывистая линия под сплошной — построенная поверхность абразионного уступа в том случае, если замер произведен не на тыловом шве террасы. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 4 : 1

бания первичной выровненной поверхности. Рассмотрение всех вариантов и их сочетаний приводит к тому же решению: участок, соответствующий в настоящее время более высокой террасе, поднимался с большей скоростью, чем соответствующий более низкой террасе, и начали они воздыматься одновременно. При отсутствии разломов вдоль абразионных уступов такому варианту удовлетворяет только процесс антиклинального изгибания, т. е. рост антиклинальной складки. Особенно очевидным кажется предположение такого процесса для поднятий без разломных ограничений с симметричным расположением террас относительно оси поднятия, подобных субмеридиональному отрезку хр. Камчатский Мыс (севернее р. 2-я Перевальная). Южный склон субширотного отрезка хребта является в таком случае периклинальным замыканием складки.

Как видно из любой гипсометрической карты, субмеридиональное простирание имеют почти все поднятия полуострова, в пределах которых выходят доплиоценовые отложения. Трактовка этих поднятий как выраженных в рельефе антиклинальных складок не противоречит выводам, полученным из рассмотрения молодых нарушений полуострова, так как при субширотном горизонтальном сжатии следует ожидать появления субмеридиональных складчатых структур. При оконтуривании всех поднятий полуострова единой линией получается зона поднятий, вытянутая в северо-северо-западном — субмеридиональном направлении, т. е. ан-

тиклинальная структура более крупного ранга. Отрицательной структурой этого ранга является прогиб депрессии озер Нерпичье и Столбовое, выделенный С. И. Федоренко [8] по деформациям морских террас как «Усть-Камчатский новейший прогиб». По всей вероятности, он начал формироваться с позднего плиоцена — со времени накопления нижних горизонтов ольховской свиты [4]. В настоящее время эти отложения выведены из-под уровня моря на флангах поднятий, судя по району рек Мутная и Лахтак, и имеют падение на запад под углами до 25° в сторону оси прогиба. Позднеплиоценовые отложения ольховской свиты предположительно выходят и в верховьях р. Ольховой 1-й. По-видимому, поздний плиоцен — начало формирования новейшей структуры полуострова. Его результатом стало появление определенного парагенеза тектонических структур — диагональной системы правых и левых сбросо-сдвигов и субмеридиональных складок.

ВЫВОДЫ

1. В пределах рассмотренных районов хр. Кумроч и п-ова Камчатский развиты две различные системы нарушений. Одна из них — протяженные сбросы северо-северо-восточного простирания с опущенными запад-северо-западными крыльями. Другая система — диагональные правые и левые сбросо-сдвиги. Правые сбросо-сдвиги развиты и в восточной части хр. Кумроч. По нарушениям обеих систем регистрируются перемещения, происходившие в позднем плейстоцене и голоцене. Геологические данные позволяют предполагать, что заложились они в позднем плиоцене — начале четвертичного времени.

2. Данные о скоростях, амплитудах воздымания, деформациях речных и высоких морских террас, морфологи и отдельных частей хр. Кумроч и п-ова Камчатский могут служить основанием для выделения структур, обусловленных деформациями изгиба. Вслед за С. И. Федоренко [8] их можно определить как складки основания. Основанием является поверхность, выработанная на доверхнеплиоценовых комплексах. Устанавливается субмеридиональное простирание складок. С этой позиции хр. Кумроч и п-ов Камчатский являются антиклинорными структурами. Возможно, что складчатые структуры п-ова Камчатский продолжают и на юг, в пределы субмеридионального подводного хребта. Субширотным сжатием можно объяснить предполагаемую по рисунку разрывных нарушений незначительную правую подвижку вдоль сбросов рек Пятая — Асхава. Субмеридиональные складчатые структуры вместе с северо-восточными правыми и северо-западными левыми сдвигами образуют единую динамическую систему. Развитие такой системы свидетельствует об обстановке горизонтального сжатия в субширотном направлении.

3. Протяженные сбросы северо-северо-восточного простирания срезают субмеридиональные структуры хр. Кумроч. Можно говорить о явлении их наложенности на складчатую новейшую структуру района. Существование сбросов не согласуется с восстанавливаемым субширотным сжатием. Сочетание северо-северо-восточного и субмеридионального направлений определяет стиль новейшей структуры района.

4. Общее рассмотрение имеющихся данных по современной структуре Центральной Камчатки позволяет распространить закономерности, установленные для хр. Кумроч и п-ова Камчатский, на всю ее территорию. Так, субмеридиональные подводные хребты, отходящие в южном направлении от полуостровов Кроноцкий и Шипунский, возможно, по своей природе являются выраженными в рельефе подводного склона Камчатки антиклинорными структурами, развивающимися и в настоящее время. Сбросы западного ограничения хребтов Ганальский, Валагинский и Тумрок вместе со сбросом хр. Кумроч образуют единую зону северо-северо-восточного простирания. Таким образом, явление наложенности северо-северо-восточных зон растяжения на субмеридиональные структуры сжатия может быть характерным для всей Центральной Камчатки. Что касается природы протяженных сбросов, то, по-видимому, их

развитие можно связывать с интенсивным четвертичным вулканизмом в пределах Центральной Камчатки. Заложившись в позднем плиоцене, они приобрели наибольшую активность в среднем плейстоцене в связи с началом второго этапа вулканизма [1] и продолжают оставаться активными и в настоящее время. Генетическая взаимосвязь сбросовой тектоники и вулканизма проявляется в совпадении простираний образуемых ими структур. Все вулканические зоны (Восточная вулканическая зона, вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии, вулканическая зона Срединного хребта) имеют только северо-северо-восточное простирание, образуя в целом субмеридиональный кулисный ряд зон растяжения. Устанавливаемое явление наложенности, видимо, можно объяснить разноточностью процессов, ответственных за разные элементы структурного плана поверхности Центральной Камчатки. Естественно, выводы, касающиеся всей территории Центральной Камчатки, надо рассматривать пока не более как предварительную рабочую гипотезу, нуждающуюся в дальнейшем обосновании.

Литература

1. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
2. Леглер В. А. Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны подвига). М.: ВИНТИ, 1976, с. 103—147.
3. Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 52—61.
4. Петров О. М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана.— Тр. ГИН АН СССР, 1982, вып. 357. 142 с.
5. Святловский А. Е. О вулcano-тектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке.— Бюл. вулканологической станции. М.: Изд-во АН СССР, 1957, № 26, с. 114—120.
6. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 218 с.
7. Утнасин В. К., Балеста С. Т., Аносов Г. И. Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии по сейсмологическим данным.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Вып. IV. Южно-Сахалинск, 1972, с. 19—20.
8. Федоренко С. И. Морская терраса восточного побережья Камчатки.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, вып. 4, с. 80—90.
9. Храмов Н. А., Флоренский И. В. Некоторые особенности фациального состава кремнисто-вулканогенной толщи Восточно-Камчатского хребта и палеогеографические условия ее формирования.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 145—158.
10. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.

УДК 551.242.23(261)

СБОРЩИКОВ И. М., РУДЕНКО М. В.

**СТРУКТУРА РИФТОВОЙ ЗОНЫ ХРЕБТА РЕЙКЪЯНЕС
И ИСЛАНДСКАЯ ТЕРМАЛЬНАЯ АНОМАЛИЯ**

В статье приводятся новые материалы по строению осевой зоны хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш., полученные при комплексных океанологических работах с использованием подводных обитаемых аппаратов. Установлена необычная ширина рифтовой долины с косорасположенными на ее днище мощными вулканическими грядами. Целый ряд признаков свидетельствует о весьма интенсивном вулканизме в этом районе и, по всей видимости, о достаточно обширном магматическом очаге под осевой зоной. Совокупность различных данных позволяет говорить о существенном влиянии на развитие структуры Рейкьянеса подтока вещества из района Исландии.

На протяжении уже многих лет в различных районах Мирового океана ведутся исследования рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Важное значение среди разнообразных методов в этих исследованиях занимают сейчас наблюдения из обитаемых подводных аппаратов. Советские ученые провели один из таких комплексных рейсов в 1979—1980 гг. в Красном море, а летом 1982 г. завершилась экспедиция Института океанологии АН СССР по изучению рифтовой зоны хр. Рейкьянес на судах «Академик Мстислав Келдыш» и «Рифт» с двумя аппаратами «Пайсис». Северная Атлантика и осевой хр. Рейкьянес были объектами пристального интереса океанологов уже довольно давно, по существу с начальных этапов «глобального» изучения океанов. Широко известны работы В. Питмана и М. Тальвани, представивших для этого района весьма убедительную картину развития спрединга по линейным магнитным аномалиям [21, 30]. Геофизические исследования на хр. Рейкьянес развивались интенсивно и в дальнейшем. Особый период в изучении этого региона был связан с комплексными работами в Исландии, в процессе которых предпринимались попытки совместного рассмотрения океанологических данных и результатов наблюдений на суше [3]. В процессе многообразных исследований накопился обширный и разносторонний региональный материал, анализ которого все чаще приводил различных ученых к представлениям о существенном влиянии исландского региона как аномальной области на геологические условия в пределах хр. Рейкьянес [26, 32]. Существенную детализацию в представлениях о строении осевой части рифтовой зоны внесли структурные исследования с применением новых буксируемых систем, в том числе и таких совершенных, как «Glo-gia». Интерпретация этого материала показала исключительное своеобразие Рейкьянеса как конструктивной границы плит и поставила целый ряд вопросов, в частности связанных с наличием разноориентированных структурных элементов [4, 27, 28]. Учитывая опыт многочисленных предшествующих работ, главной задачей экспедиции ИО АН СССР было детальное изучение внутренней структуры рифта, магматизма, проявлений гидротермальной деятельности, распределение и состав осадков, с использованием в комплексе с различными методами и маршрутов по дну на обитаемых подводных аппаратах.

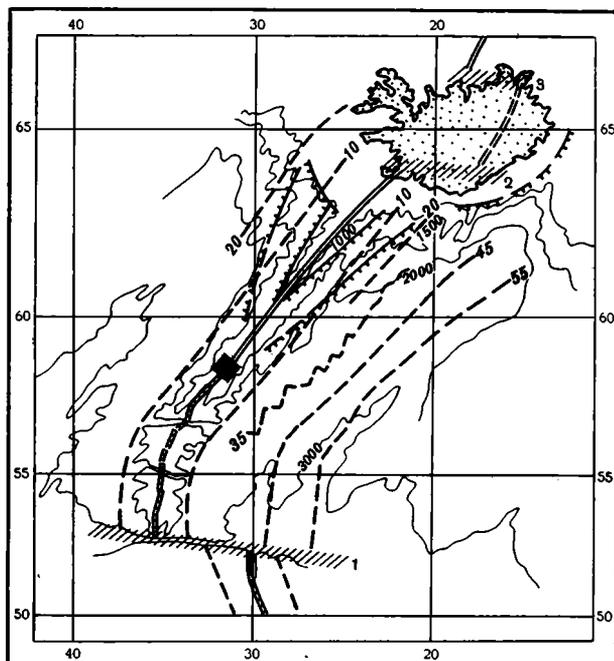
ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

Хребет Рейкьянес представляет собой часть Срединно-Атлантического хребта от разлома Чарли Гиббса до Исландии общей протяженностью около 700 миль (рис. 1). Хребет несколько изгибается по простиранию

от почти меридионального на юге до северо-восточного на севере. Глубины осевой зоны постепенно уменьшаются в северном направлении от 1800—2000 до 400—600 м, а в районе юго-западной оконечности Исландии п-ов Рейкьянес смыкается с одноименным хребтом. При этом на суше здесь выделяется типичная рифтовая зона с трещинами растяжения и краевыми эскарпами, наблюдаются признаки активной гидротермальной деятельности в виде гейзеров, находятся очень свежие центры вулканических извержений. На юге Исландии выделяется Рейкьянская система поперечных нарушений, которая обычно рассматривается как трансформная зона. В северной части острова роль аналогичной системы играет Тьорнесская зона, по которой происходит сочленение с хр. Колбенсей. В пределах внутренних районов Исландии принято выделять две

Рис. 1. Общая схема строения района хр. Рейкьянес

1 — океанический рифт (с отчетливо выраженной долиной и без нее), 2 — зона раздвига в Исландии, 3 — линейные магнитные аномалии и их возраст, млн. лет, 4 — крупнейшие трансформные нарушения, 5 — линейные поднятия и эскарпы. Черный квадрат — исследованный полигон



основные зоны современной магматической активности (т. е. по существу оси спрединга) — западную и восточную, структурное положение и история развития которых определяются различными исследователями по-разному [3, 7, 15]. Сочленение же поперечных нарушений с этими зонами характеризуется сложным эшелонированным структурным рисунком [7]. Некоторые признаки поперечных нарушений, в какой-то степени напоминающих трансформные, можно видеть на детальных батиметрических картах в южной части хр. Рейкьянес. На всем же остальном протяжении хребта представляет собой хорошо выдержанную линейную зону, практически не нарушенную какими-либо секущими зонами.

В поперечном сечении Рейкьянес выглядит довольно типичным срединным хребтом с интенсивно расчлененной осевой зоной, относительно пологими склонами (шириной 100—150 км), переходящими в пологоволнистые равнины на флангах. Строение хребта резко меняется по простиранию. На севере, начиная от побережья Исландии и до 58—60° с. ш., он выражен в виде гребневидной возвышенности, в пределах которой давно подмечена кулисность структур [12]. В центре хребта на этом отрезке выделяется довольно отчетливый горст шириной 50—60 км. Ограничивающие его уступы имеют амплитуду около 500 м. Осевая зона разбита относительно небольшими продольными нарушениями, определяющими ступенчатый облик поднятия. В целом такая форма весьма близка к Во-

сточно-Тихоокеанскому поднятию, как оно вырисовывается, например, в районе 3° с. ш. Южнее 60° Рейкьянес имеет уже совершенно иной облик. Здесь четко выделяется рифтовая долина, в стороны от которой возвышаются поднятия, или как их иногда принято называть «краевые горы», представленные системами разноуровневных блоков. Сложность рельефа, интенсивность расчленения в целом и амплитуда максимальных превышений рельефа здесь значительно выше, чем на севере. В общем морфологическом плане эта структура сопоставима с океаническим рифтом района работ экспедиции FAMOUS.

Довольно крупные морфологические элементы находятся и за пределами центральной части хребта. Установлено несколько эскарпов и линейных поднятий на флангах Рейкьянеса, уже по существу в пределах пологонаклонных равнин (рис. 1). Амплитуда их иногда достигает 500—700 м. Примечательно, что эти структуры не вытягиваются параллельно оси хребта, а сходятся к югу, образуя в плане V-образный рисунок. Аналогичная ситуация намечается в районе хр. Колбенсей, где наблюдается схождение подобных линейных структур от Исландии к северу [35].

СТРУКТУРА ОСЕВОЙ ЧАСТИ РИФТА (В РАЙОНЕ 58° с. ш.)

С наибольшей детальностью центральная часть срединного хр. Рейкьянес, или собственно рифтовая зона, к настоящему времени изучена в средней его части, т. е. там, где по простирацию резко меняется тип основной структуры. Именно здесь были получены первые довольно подробные структурные и батиметрические карты. Экспедиция ИО АН СССР провела исследования между 58 и 59° с. ш., где был изучен относительно небольшой полигон (25 на 30 миль).

Как показала батиметрическая съемка на этом полигоне (М. В. Руденко здесь составил карту изобат масштаба 1 : 25 000), центральная часть хр. Рейкьянес выделяется как довольно хорошо выраженная рифтовая долина с уплощенным днищем, осложненными серией уступов склонами и фланговыми (краевыми) зонами (рис. 2, 3). Рифтовая долина имеет ширину, достигающую 30—35 км. Наиболее подробно в ходе исследований изучено необычно широкое дно долины, представляющее собой систему возвышенностей и впадин значительной амплитуды, хотя в целом и дающих единый уровень, близкий к горизонтальному. Ширина днища варьирует от 12 до 15 км.

Несомненно, главенствующими, очень важными структурно-морфологическими элементами на дне рифтовой долины являются две протяженные высокие гряды, сложенные наиболее молодыми вулканическими образованиями (рис. 4). Они ориентированы по азимуту 12—15° и расположены несколько косо по отношению к простирацию самой рифтовой долины. В этом одна из наиболее существенных особенностей структуры рассматриваемого полигона. Северо-восточная гряда прослежена на изученной площади на расстоянии около 22 км. Минимальные глубины ее вершины составляют 1150—1200 м и приурочены к северной части полигона. На крайнем севере гряда почти вплотную примыкает к борту долины, а южное ее окончание находится в 4—5 км от краевого уступа. В плане эта структура несколько изгибается на периклинальных окончаниях, приобретая сигмоидальную конфигурацию. При общей достаточно выдержанной генеральной ориентации гряды можно наметить некоторые вариации в простирании отдельных гребней, венчающих ее и образующих подчас систему кулисно-вытянутых возвышенностей. Вершинная поверхность гряды слегка волнистая с небольшими уклонами. Несколько довольно существенных перегибов на продольном профиле выявлено при исследовании аппаратом «Звук-4». С помощью локатора бокового обзора в местах таких перегибов фиксировались поперечные гряды и уступы. В северной части гряда имеет пологую и весьма ровную вершину, особенно на участке минимальных глубин (1100—1200 м). Возможно, это в какой-то степени связано с самой морфологией потоков, местами образующих здесь уплощенные покровы, а не сложные, хаотические на-

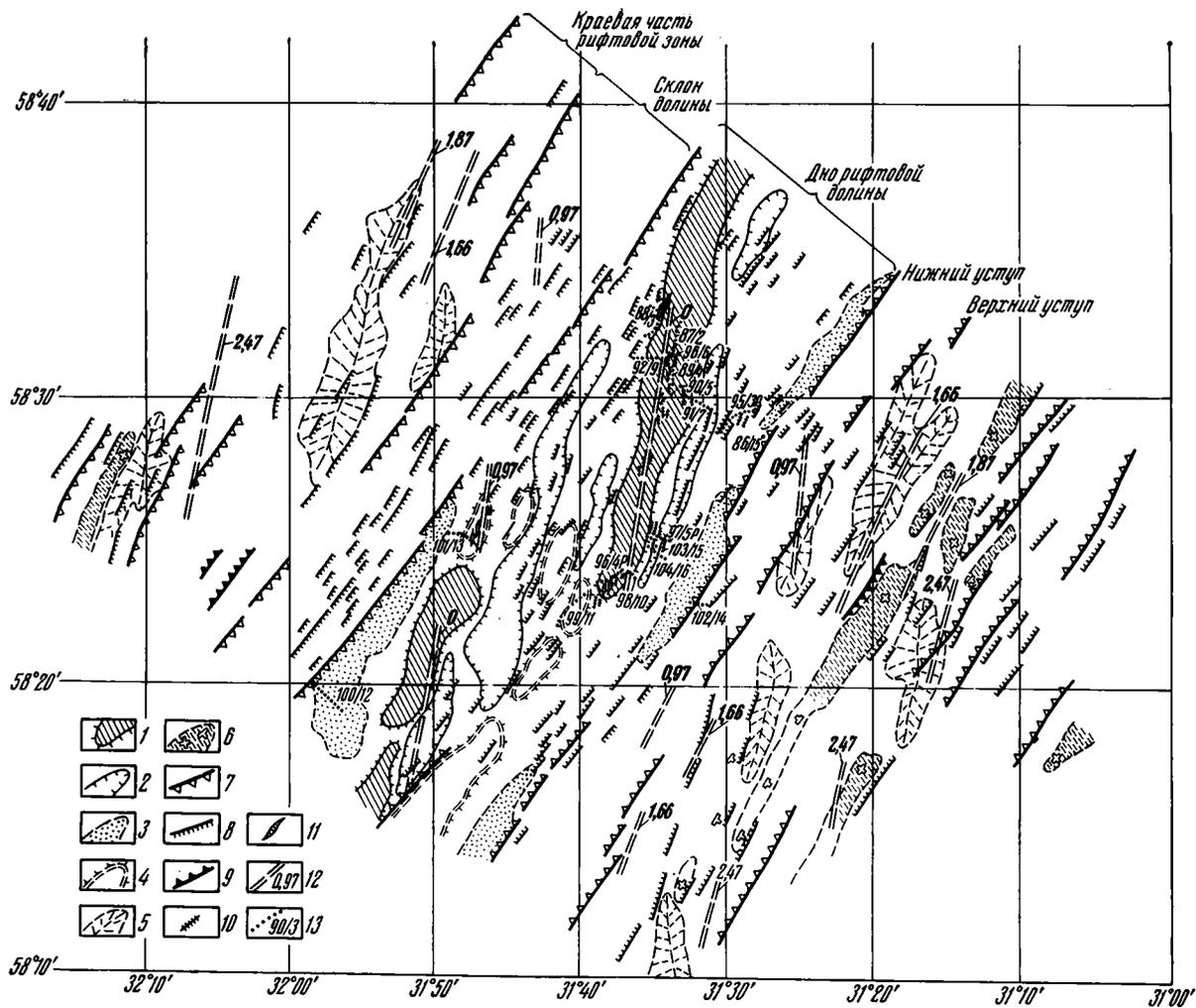


Рис. 2. Структурная схема строения осевой зоны хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш.

1 — вулканические гряды, 2 — внутренние депрессии, 3 — краевые впадины, 4 — изолированные возвышенности, 5 — грядовые формы, напоминающие вулканические образования, 6 — днища пологих депрессий с очень пологим или горизонтальным залеганием поверхности, 7 — крупнейшие сбросовые уступы, 8 — прочие уступы, 9 — обратные сбросы, 10 — структурные формы (уступы, возвышенности и пр.) в пределах вулканических гряд, 11 — открытые трещины, 12 — магнитные аномалии и их возраст, 13 — маршруты «Пайсисов» и их номера

громождения трубчатых и подушечных форм. Западный склон имеет изрезанный профиль, осложненный за счет одиночных изометричных или слегка вытянутых параллельно гряде возвышенностей. Проведенные здесь исследования на подводных аппаратах свидетельствуют о чрезвычайном многообразии микроформ рельефа, главным образом обязанных нагромождению лавовых потоков друг на друга. Отдельные депрессии, гряды, холмы и уступы, амплитудой от метра до первых десятков, образуют обычно незакономерный лабиринт, весьма затрудняющий ориентировку и передвижение в непосредственной близости над дном. В верхних частях склона местами можно видеть целый каскад уступов высотой 50—60 м, чередующихся с относительно пологими площадками и определяющих ступенчатый облик западного фланга гряды (рис. 5).

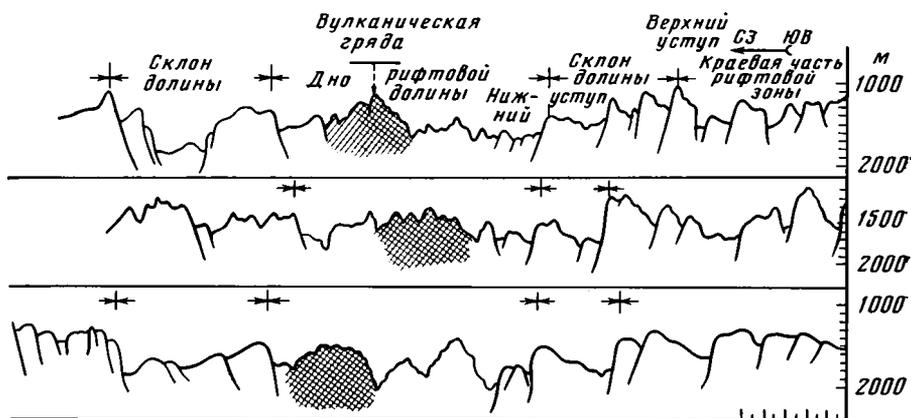


Рис. 3. Структурные профили через рифтовую зону на полигоне

Восточный склон почти на всем протяжении несколько круче западного. Он погружается в сторону прилегающей глубокой «внутренней» впадины. Весь склон гряды практически до ее центрального отрезка представляет наклонную поверхность, лишь незначительно нарушенную мелкими уступами (рис. 5).

Юго-западная гряда почти не отличается от рассмотренной и на всем протяжении в пределах полигона она имеет форму довольно узкого гребня. В отдельных местах на склонах располагаются небольшие боковые хребтики. Учитывая заметное снижение высоты гряды в южной части полигона, протяженность ее, по-видимому, несколько меньше, чем северо-восточной.

По обе стороны рассмотренных гряд на дне рифтовой долины выделяются отдельные поднятия изометричной или слегка удлиненной формы высотой порядка 50—100 м и длиной не более 2—3 миль. Наибольшая концентрация таких поднятий отмечается в поперечной субширотной зоне между северо-восточной и юго-западной грядами. На этом участке рельеф, по-видимому, несет следы явной тектонической переработки, смещения и дробления отдельных блоков.

В пределах дна долины хорошо выделяются и достаточно специфичные отрицательные формы рельефа. Краевые депрессии имеют отчетливые ограничения с одной стороны в виде уступов и заполнены осадочным материалом, выравнивающим почти все мелкие формы рельефа. Узкие и довольно глубокие внутренние впадины располагаются ближе к центральным частям долины.

Рифтовая долина как осевая зона спрединга характеризуется и наиболее яркими проявлениями структур растяжения. Среди структурных элементов, связанных с растяжением, можно выделить по существу два главнейших типа, которые могут встречаться как в чистом виде, так и в комбинации, образуя все разнообразие тектонических форм. Этими двумя типами являются нормальные сбросы и открытые трещины отрыва.

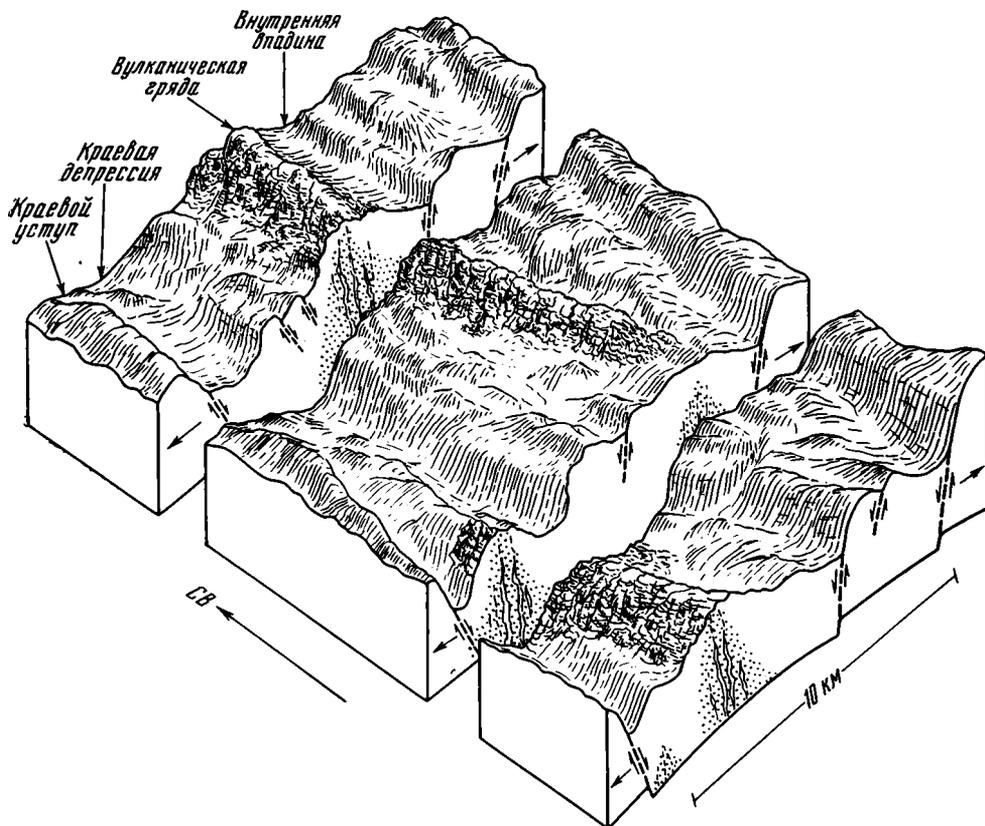


Рис. 4. Блок-диаграмма рифтовой долины

Если первые распространены практически по всей рифтовой зоне и движениями по сбросам объясняются, вероятно, наиболее крупные структурные формы вплоть до краевых гор [19], то вторые приурочены лишь к днищу рифтовой долины и даже в его пределах распространены не повсеместно.

На изученном полигоне открытые трещины развиты довольно ограниченно. При исследованиях с помощью подводных аппаратов такого типа структуры были встречены лишь по западной периферии северо-восточной вулканической гряды и в зоне развития изолированных возвышенностей, располагающихся между окончаниями двух гряд. Трещины обычно одиночные и относительно небольшие по размерам, шириной 3—5 и глубиной 2—3 м. Они имеют неровные, извилистые, «рваные» стенки, хотя в целом ориентированы довольно единообразно и во всех случаях, когда в подводных маршрутах удавалось определить их простирание, оно неизменно было параллельно основным вулканическим грядам (12—15°). Протяженность открытых трещин обычно достигает нескольких десятков метров, редко чуть больше. Как правило, не отмечалось вертикальных смещений их стенок. Вместе с тем можно предполагать, что иногда они располагаются в основании структурных уступов, образуя комбинацию типа трещина — сброс. Такое сочетание довольно обычно для рифтовых зон и неоднократно отмечалось при детальном работах в других районах [8].

Открытые трещины и сбросовые уступы в пределах рифтовой зоны тесно взаимосвязаны. В случае образования достаточно крупной трещины или серии трещин, расположенных близко друг от друга, всегда создаются благоприятные условия для отрыва от стенки более или менее крупного блока пород и его проседания. Образуется типичный грабен небольшого масштаба с крутыми стенками и уплощенным дном. Данного

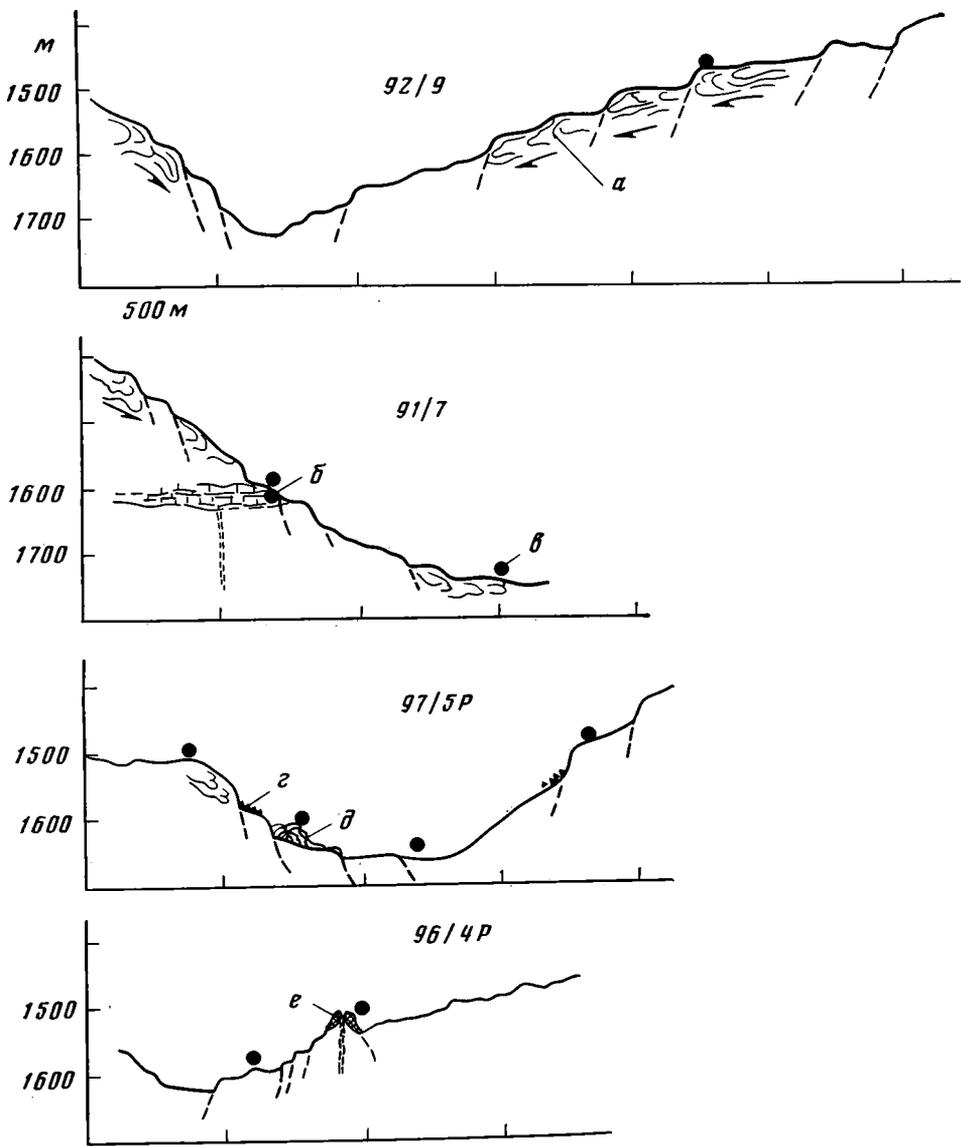


Рис. 5. Некоторые профили по отдельным погружениям на «Пайсисах»
a — направления лавовых потоков, *б* — лавовые озера, *в* — места отбора образцов,
г — щебенчатые осыпи под уступами, *д* — натечные гидротермальные образования,
е — локальные вулканические центры

типа структуры, встречены, например, в маршруте 88/7. Именно в такой «щели» шириной около 5—6 м и высотой 5—7 оказался подводный аппарат, однако проследить структуру по простиранию не удалось, поскольку она резко сужалась в обе стороны, продолжаясь в виде узкой и глубокой трещины. Аналогичного типа образования, связанные со значительным раздвигом и обрушением отдельных блоков, характерны, по-видимому, для всего участка между кулисно смещенными вулканическими грядами (маршруты 96, 98, 101).

Относительно небольшие открытые трещины связаны с участками развития плитообразных лавовых форм на вершине северо-восточной гряды. Трещины эти невелики (0,2—4 м шириной и несколько метров длиной) и ориентированы в различных направлениях. Местами по ним видны небольшие вертикальные смещения. Можно предполагать, что эти структуры связаны с «эпитектоникой» магматического расплава.

От днища рифтовой долины возвышаются склоны, в среднем имеющие ширину 2—4 мили. Они представлены серией мощных уступов, из которых обычно наиболее хорошо выражены нижний и верхний, достигающие на отдельных участках амплитуды 600—700 м. На поперечных профилях — ступенчатое строение склонов с падением всех крутых обрывов в направлении к оси рифта (см. рис. 3). В стороны от верхних уступов располагаются уже краевые зоны (области краевых гор). В пределах этих зон также отмечаются крупные перепады в рельефе амплитудой до 400—500 м, приуроченные к не столь крупным как в долине, но все же достаточно мощным обрывам. Эти эскарпы вытянуты в целом параллельно простиранию уступов, ограничивающих само днище. Примечательно, что некоторые крупные валообразные поднятия или гребневидные возвышенности ориентированы не строго вдоль рифтовой долины, а несколько под углом к ней, в близмеридиональном направлении. Видимо, по происхождению они близки к двум центральным вулканическим грядам на дне рифтовой долины, и можно предполагать, что в прошлом направление спрединга было близко к современному.

Многие морфологические элементы рифтовой зоны, в том числе и такие, как рифтовая долина, ее склоны, краевые горы, созданы за счет смещения по сбросам. На полигоне встречаются тектонические уступы, отвечающие сбросовым нарушениям различного масштаба. Наиболее крупные смещения, очевидно, приурочены к краевым нарушениям, ограничивающим рифтовую долину. Это мощные обрывы, обычно характеризующиеся единой плоскостью сместителя, почти не нарушенной дополнительными ступенями, как правило, угол наклона плоскости сбросов меняется от 30—40 до 90°. Весьма типичны для морфологии основных сбросовых ступеней «вздернутые» края верхних площадок и относительно пологое их погружение в стороны от рифта. Даже краевые, самые крупные сбросы по простиранию прослеживаются всего на 7—10 км, редко более. На расстоянии 6—7 км от борта долины появляются первые «обратные» сбросы, т. е. имеющие плоскости сместителя, наклоненные в сторону от оси рифта. Такие сбросы вместе с нормальными являются структурным ограничением грабенов, вытянутых по простиранию на 18—20 км при ширине 2—3 км. На всех эхолотных записях такие грабены резко выделяются своим «угловатым» корытообразным профилем и имеют горизонтальное или очень пологонаклонное днище.

Сбросы — весьма типичные структуры и для самой рифтовой долины, хотя их амплитуда здесь существенно меньше, чем на краевых горах, и обычно не превышает 100—250 м, а как правило, и того меньше. В процессе подводных исследований с «Пайсисов» удавалось наблюдать явно разновозрастные, в том числе и чрезвычайно свежие формы сбросовых нарушений. Они легко отличаются прежде всего по тому, что как сама стенка, так и особенно глыбовые развалы под ней практически лишены прикрепленных бентосных организмов, которые на старых, «законсервированных» уступах и неподвижных осыпях создают обширные колонии. Четко выражена и закономерность, подмеченная еще ранее при изучении других рифтовых зон и заключающаяся в постепенном уменьшении размера обломочного материала при приближении к активному сбросу.

По-видимому, в обособленную группу следует выделить уступы и обрывы, приуроченные к краевым частям двух вулканических гряд. Обычно это относительно небольшие по амплитуде (10—30 м) формы, прослеживающиеся по простиранию не более чем на 100—150 м. При погружениях на подводных аппаратах такие структурно-морфологические элементы встречались неоднократно. Сами обрывы не имеют четкой срезанной поверхности, а обычно неровны, волнисто изогнуты и не выдержаны по простиранию. По своей ориентировке они в целом подчиняются локальным изгибам склонов более крупных структурных форм, в первую очередь вулканических гряд. Весьма существенная и очень четко выраженная особенность рассматриваемых образований (также, по-видимому, обусловленных сбросовыми движениями) состоит в том, что пологие площадки, разделенные уступами, наклонены в сторону низшей ступени.

В этом принципиальное отличие от крупных краевых сбросов, в которых отмечается наклон площадок в обратном направлении (т. е. к следующему, более высокому уступу).

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА

Как уже отмечалось, наиболее свежие вулканические образования в пределах рифтовой долины представлены в виде двух мощных грядообразных возвышенностей. Возраст этих гряд определяется как голоценовый, поскольку в их пределах встречены осадки не древнее голоцена. Интересен факт нахождения весьма свежих молодых базальтов с хорошо сохранившимися стеклами на фланговых частях долины, вблизи северо-западного краевого уступа. Исходя из возрастных соотношений коренных пород с датированными слоями осадочного чехла на полигоне кроме

голоценовых выделены вулканы вюрма, слагающие отдельные возвышенности, а также довюрмские образования.

Как и в большинстве других океанических рифтовых зон, в оси Рейкьянеса вулканические образования представлены главным образом подушечными лавами. Эти формы достаточно хорошо известны в настоящее время и описаны в целом ряде работ [1, 8, 16]. Все многообразие лавовых отдельностей, отмечавшееся в других районах, встречено и здесь. Можно лишь подчеркнуть несколько большие размеры трубчатых форм, достигающих иногда в диаметре 2—2,5 м.

Повсеместно удлиненные и трубообразные отдельности имеют четкую ориентировку, отражающую движение материала вниз по склонам вулканических построек. Вблизи вершинных частей гряд обычно сохраняются некоторые формы, свидетельствующие о близости зоны магматической разгрузки или локальных центров излияния (рис. 6). На отдельных участках это округлые уплощенные отдельности, лежащие на как бы гофрированном основании и соединенные сложными переходами с другими лавовыми потоками. Вероятно, такие формы образуются как следствие проседания и смятия основания, находящегося в пластическом состоянии, при уменьшении подтока расплава. Здесь же широко

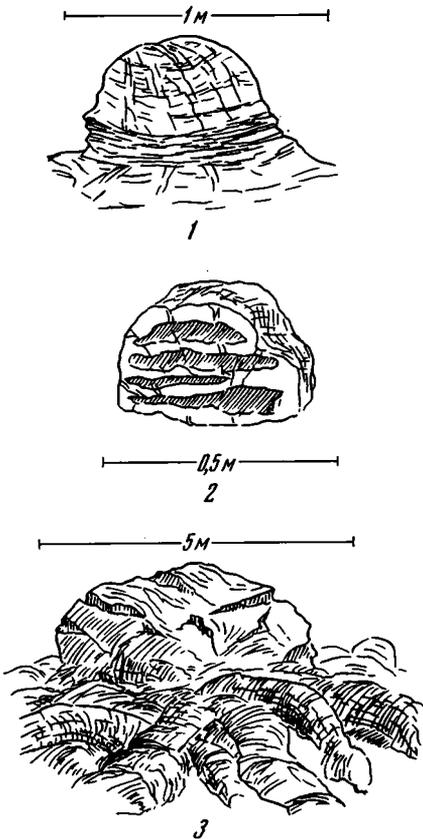


Рис. 6. Формы лавовых образований 1 — «подушка» на гофрированном основании, 2 — шаровая форма с отстойными полочками, 3 — небольшой холм на месте затухающего источника питания

распространены разнообразные пустотелые отдельности, нередко с серией внутренних перегородок и колонок в них. Такого типа образования возникают при импульсном поступлении магмы и быстром ее истечении.

Вероятно, с локальными источниками питания связаны своеобразные формы, в какой-то мере напоминающие «стога сена», описанные в экспедиции FAMOUS (см. рис. 6). Они представлены серией небольших холмов высотой 3—5 м, вершины которых сложены монолитными базальтами. Их поверхность покрыта сетью неправильных трещин и чешуйчатых наслоений. Из-под такой постройки расходятся многочисленные трубо-

образные формы. Возможно, данная форма связана с заключительными этапами излияния расплава, когда остаточная магма формировала как бы единую крупную «подушку», многократно нарастающую, трескавшуюся, проседавшую и вздувавшуюся вновь.

Рассмотренные формы приурочены к единому гребню на окончании северо-восточной гряды, образуя в целом линейную зону, по типу аналогичную тем, что известны по многочисленным излияниям трещинного типа в Исландии.

Пожалуй, наиболее интересны лавовые формы, отмеченные в северной части полигона (погружение 87/2). Они отличаются уплощенной поверхностью, разбитой сетью неправильных трещин. Судя по разрезу в трещинах, эти лавовые потоки являются пустотелыми с толщиной поверхностной корки 10—12 см. Эти образования встречены на вершинной части гряды и, вероятно, представляют собой остатки относительно небольших лавовых озер того типа, что описаны в районе 21° с. ш. на Восточно-Тихоокеанском поднятии [14]. Пластообразные монолитные лавовые потоки обнаружены также и на фланге вулканической гряды (погружение 96/4). Как те, так и другие формы, известные ранее лишь в высокоскоростных спрединговых зонах, очевидно, характеризуют весьма интенсивный магматизм [16].

Наконец, следует отметить, что в одном из погружений (100/12) в основании северо-западного краевого уступа встречены субвертикальные плитообразные тела, которые нельзя рассматривать иначе как выходы верхней части дайкового комплекса второго слоя океанической коры. Учитывая высоту уступа, мощность эффузивной («подушечной») серии составляет в данном месте 300—400 м.

Предварительные результаты исследования химического состава базальтов, выполненного в ИГ им. А. П. Виноградова СО АН СССР, свидетельствуют об их исключительном однообразии. Какие-либо различия между породами из разных частей рифтовой зоны отсутствуют. По заключению А. И. Альмухамедова и М. И. Кузьмина, химический и редкоэлементный состав базальтов полигона на хр. Рейкьянес отражает стабильный характер генерации первичных магм, поддерживавшийся, очевидно, за счет достаточно обширного очага.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Данные по строению литосферы хр. Рейкьянес указывают на некоторое отклонение в структуре этой зоны в сравнении с типичными низкоскоростными срединными хребтами (например, Атлантическим южнее Азор). Так, результаты сейсмических исследований [10] свидетельствуют о некотором утолщении слоя 2 (скорости 2,2—5,2 км/с). В отличие от южной Атлантики на Рейкьянесе в оси хребта присутствует небольшой по мощности слой со скоростями 6,5—6,8 км/с (что очень напоминает ситуацию на ВТП), и наконец, самая высокая сейсмическая скорость в рифтовой зоне Рейкьянеса составляет 7,1 км/с, т. е. много ниже чем на аналогичной глубине в районе FAMOUS. В этой же работе отмечается, что в центральном секторе хребта (58—60°) не получено прямых подтверждений наличия на глубине сколько-нибудь мощного магматического очага, хотя легкая инверсия скоростей в слое 3 и свидетельствует о некотором повышении температуры.

В соответствии с гравиметрическими данными в Атлантике севернее 60° основные компенсирующие массы должны быть распределены на глубинах в несколько сот километров, а локальные аномалии компенсируются в литосфере [11]. В региональном плане это согласуется с представлением об интенсивном подъеме верхнемантийного материала в этом районе. С хр. Рейкьянес связана положительная удлиненная аномалия интенсивностью около 30 мгал.

Как и все спрединговые зоны, хребет Рейкьянес выделяется повышенной сейсмичностью, причем большинство землетрясений относится к коровому типу. Отмечена важная особенность сейсмической активности,

вероятно, обусловленная изменением структуры хребта по простиранию: севернее 60° землетрясения гораздо более редки, чем южнее [12, 13], что связывается с наличием в южной части хребта многочисленных вулканов центрального типа. Однако можно думать, что важное значение имеет и существенно бо́льшая амплитуда тектонических блоковых подвижек на юге, определивших и соответствующий размах рельефа здесь. Даже резко различную морфологию хребта на севере и юге некоторые исследователи связывают с механизмом движения по продольным сбросам [17]. Несколько решенных фокальных механизмов являются типичными раздвигами, и направление растяжения близко к широтному. Примечательно, что в пределах всего хребта нет ни одного механизма сдвигового типа, т. е. связанного с трансформными нарушениями. Это лишний раз подтверждает специфику спрединга на Рейкьянесе, лишенном отчетливых поперечных разрывов. Первые четкие правые сдвиги связаны с разломом Гиббса.

В пределах срединного хребта к югу от Исландии установлен аномально высокий тепловой поток, достигающий в стороне от осевой зоны 2 ЕТП, причем отмечено, что на восточном фланге он выше почти в 2 раза, чем на западном [9]. В процессе работ на полигоне было проведено несколько измерений теплового потока в рифтовой зоне, где его значения находятся в пределах 0,7—2,36 ЕТП. Как и в других океанических рифтах, здесь, по-видимому, большая роль принадлежит гидротермальной циркуляции, обуславливающей резкую дифференциацию теплового поля.

Многочисленные данные имеются и по магнитному полю Северной Атлантики, на основе которых построены достаточно детальные карты распределения линейных магнитных аномалий [5]. Они прослежены на обширных пространствах, в том числе и в пределах хр. Рейкьянес, где протягиваются в виде серии параллельных зон, ориентированных в соответствии с характером спрединга строго вдоль срединного хребта (см. рис. 1). Резко выделяется на этом фоне по своей конфигурации аномалия № 13 (35 млн. лет). В отличие от других, особенно более молодых аномалий, эта представлена не единой протяженной линией, а состоит из серии отрезков, смещенных по значительным трансформным нарушениям. Эта картина впервые была отмечена на восточном фланге хребта [32], а в последующем был установлен аналогичный зеркально-симметричный рисунок и к западу от оси рифта [36]. Эти и другие данные послужили основанием для выводов о существенном преобразовании структуры Рейкьянеса около 30 млн. лет назад, что, по-видимому, нашло отражение и в строении центральной части зоны спрединга (см. ниже).

На исследованном полигоне параллельно с эхолотной съемкой проведена и магнитометрическая. Результаты ее интерпретации позволили выделить серию изохрон (рис. 2), отвечающих времени 0,97; 1,66; 1,87 и 2,47 млн. лет (данные И. И. Беляева и А. А. Шрейдера). Средние цифры по полигону согласуются с другими магнитными исследованиями в оценке скорости спрединга, которая составляет на этой широте около 2 см/год. Одной из особенностей магнитного поля в пределах изученного детального полигона является то, что выделенные изохроны рисуются в виде коротких, нередко смещенных по простиранию линий. При этом ширина зоны наращивания коры (относительно некоторой условной осевой линии) для различных поперечных сечений рифта оказывается различной. На отдельных участках фиксируются смещения магнитных блоков (изоаномал) по типу сдвигов, но нигде эти поперечные нарушения не являются сквозными. В пределах днища долины особенно отчетливы блоки максимально намагниченных пород, соответствующие двум основным вулканическим грядам.

РАЗВИТИЕ РИФТОВОЙ ЗОНЫ РЕЙКЬЯНЕСА И ИСЛАНДСКАЯ «ГОРЯЧАЯ ТОЧКА»

Хребет Рейкьянес — во многих отношениях своеобразная структура. При малой скорости раскрытия в своей северной части он морфологически больше напоминает быстро разрастающиеся хребты и только южнее

60° имеет отчетливую рифтовую долину. В этом плане выбранный полигон интересен как переходный участок между столь резко различающимися областями. Как показали проведенные работы, район этот необычен прежде всего в отношении магматической деятельности. Нигде в низкоскоростных спрединговых зонах нет столь мощных вулканических построек, вершины которых поднимаются даже над нижними уступами рифтовой долины. Хребет Рейкьянес в районе 58° с.ш. представляет собой нечто среднее между структурами, которые принято считать типичными для медленных и быстрых океанических зон спрединга. В настоящее время нет единства во взглядах на глубинную природу различий в формах проявления раздвига и новообразования океанической коры в срединных хребтах разного типа. И все же большинство исследователей склоняется к тому, чтобы объяснять эти различия зависимостью, с одной стороны, от толщины литосферы в оси рифта, а с другой — от характера магматического очага [18, 29, 31]. Предполагается, что при малых скоростях раскрытия решающее значение имеют процессы, связанные с неуравновешенностью литосферы (которая в таких условиях существенно мощней, чем при быстрых скоростях раздвижения). Магматические очаги при этом имеют ограниченные размеры и обычно дискретны. В отличие от этого в быстрораздвигающихся хребтах кора в оси может быть в изостатическом равновесии над постоянным и достаточно обширным очагом.

Уже давно считалось, что под северной частью хр. Рейкьянес существует мощный и устойчивый магматический очаг, в значительной мере и определяющий природу тектонических процессов над ним [23]. Правда, пока, несмотря на явные признаки повышения изотерм, нет прямых подтверждений того, что непосредственно в районе 58° такой очаг существует [10]. Во всяком случае особенности магматизма явно свидетельствуют о весьма обильном поступлении материала, который, изливаясь на поверхность, давал не только привычные трубчатые и шаровые формы, но и покровные потоки в небольших отстойных зонах. Специфика Рейкьянеса состоит в том, что здесь мощные излияния сочетаются с очень небольшой скоростью раздвижения плит и это приводит к заполнению всех приоткрывающихся трещин. Вероятно, поэтому зоны трещинной тектоники развиты здесь столь незначительно.

Одна из наиболее интригующих черт строения рифтовой зоны хр. Рейкьянес заключается в уже отмечавшемся различии в ориентировке молодых вулканических гряд и основных сбросовых уступов как по краям рифтовой долины, так и за ее пределами. В работе Р. Серла и А. Лаутона [27], где особенно четко показана эта особенность, дается и ее трактовка. На взгляд этих авторов, вулканические гряды соответствуют открытым трещинам отрыва, а уступы ориентированы в соответствии с тенденцией увеличения мощности литосферных плит. Эти явления возникают как следствия косога спрединга. Действительно, есть все основания говорить о том, что направление вулканических построек перпендикулярно растягивающим силам, и это в целом находится в соответствии с тем полюсом вращения Евразийской и Северо-Американской плит, который определен по мгновенным движениям на их границе [20]. Непосредственные наблюдения на дне позволили установить, что трещины отрыва имеют простирания, близкие к направлению вулканических гряд. Детальные работы на полигоне показывают, что гряды по простиранию не заходят одна за другую, а прерываются со смещением в одну сторону. В зоне такого отскока на полигоне выделяется система изолированных возвышенностей. По всем признакам это несколько более древние вулканические постройки в сравнении с двумя центральными грядами. Самые молодые вулканические сооружения могут пересекать различные по возрасту области внутреннего рифта. Если судить по строению осадочного чехла в пределах рифтовой долины, как это показано Ю. А. Богдановым и М. И. Кузьминым, участки разновозрастной коры располагаются относительно зон молодого вулканизма не всегда симметрично. Даже по простиранию некоторых депрессий происходит иногда изменение в мощности

и полноте осадочного разреза. Положение зоны разрыва и новообразования вулканического сооружения могут оказаться также совершенно случайными, никак не связанными с местом развития предшествующего магматического импульса. В этом отношении весьма интересен факт нахождения самых свежих базальтовых лав вблизи северо-западного борта долины, в глубокой депрессии, поверх достаточно мощного осадочно-покрова. Нельзя трактовать эти данные иначе, чем зарождение свежей трещины, служащей магмоподводящим каналом. Все эти данные согласуются с тем, что наблюдалось при детальном работах и в других рифтовых зонах. Так, в районе работ FAMOUS установлен импульсный магматизм с миграцией зоны экструзий в пределах 1—2 км [8, 22]. Такого же рода смещения оси отмечались и в Красноморском рифте [2, 6]. На полигоне Рейкьянеса картина особенно четкая, поскольку здесь выделяются не изолированные вулканические постройки, а протяженные гряды, вытянутые от одного борта долины к другому.

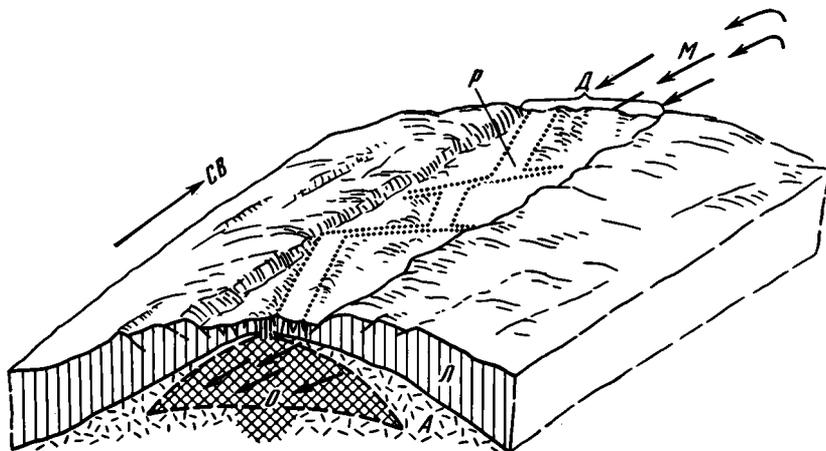


рис. 7. Схема строения осевой зоны Рейкьянеса
 р — рифт до перестройки, д — современная долина, м — мантийный материал, о — очаг, л — литосфера, а — астеносфера

На Рейкьянесе раскрытие, направленное под углом к оси рифта, представляет собой, по-видимому, явление достаточно устойчивое, длительное. Это подтверждается и ориентировкой вулканических гряд не только в самой рифтовой долине, но и за ее пределами. Косвенным доводом могут служить также и данные по строению хребта в районе его пересечения с разломом Курчатова [26].

Наличие некоторой аномальной астеносферной зоны под Рейкьянесом вполне логично связывать с влиянием подтока материала из района Исландии. После работ Дж. Шиллинга, в которых детальными геохимическими методами было показано несомненное изменение состава базальтов срединного хребта с приближением к Исландскому региону, такой вывод кажется вполне обоснованным. Очевидно, влиянием близлежащей Исландии можно объяснить и пикообразную форму хребта в его северной части. Веерообразное расхождение отдельных хребтов и эскарпов некоторые исследователи также связывают с потоком материала низкой вязкости, поднимающимся где-то под юго-восточной и центральной Исландией [33, 35].

Облик линейных магнитных аномалий свидетельствует, по-видимому, о существенных преобразованиях в структуре хр. Рейкьянес, на что обращалось внимание и раньше [34]. Наиболее поразительны различия в рисовке 13-й и более молодых аномалий (рис. 1). Ломаные очертания аномалии 13, отражающие, по всей видимости, значительные смещения оси по трансформным нарушениям, установлены на обоих флангах хребта. Они очень хорошо совмещаются из полюса вращения $68,4^\circ \text{ N}$ и $133,8^\circ \text{ E}$ [36], который чрезвычайно близок к современному полюсу рас-

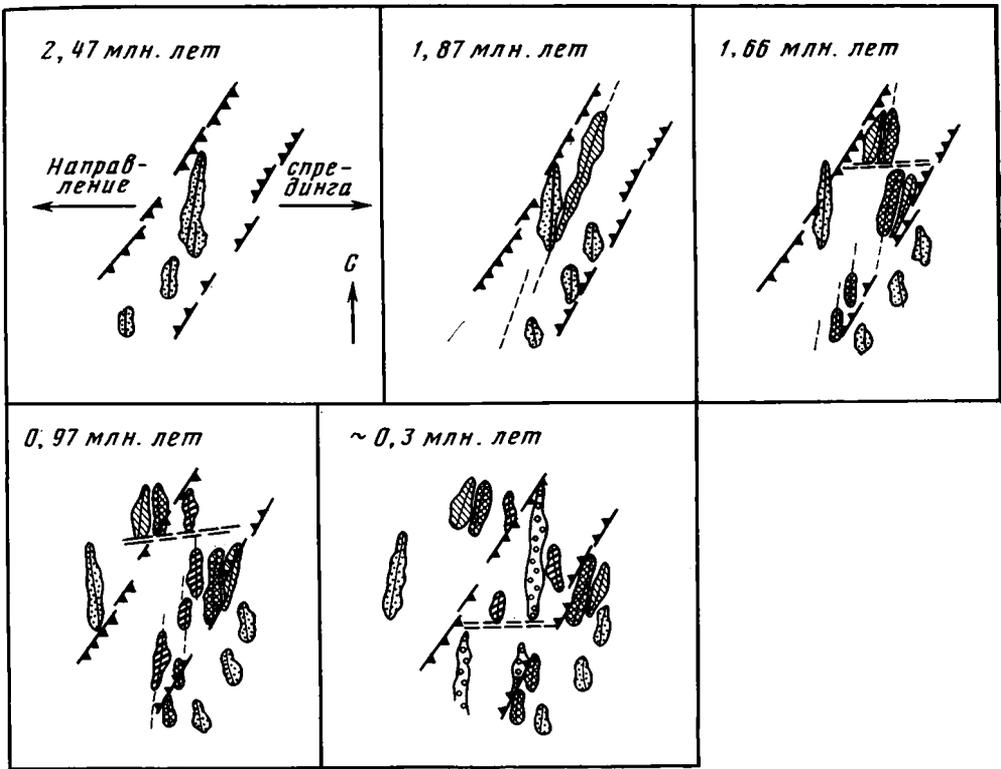


Рис. 8. Схема развития рифтовой зоны Рейкьянеса на основе данных по линейным магнитным аномалиям (предполагается, что каждому отрезку аномалии соответствует линейная вулканическая постройка)

крытия. Это, видимо, свидетельствует о том, что сколько-нибудь серьезной перестройки в кинематике плит на протяжении последних 30—35 млн. лет здесь не было.

Вероятно, некоторая реорганизация спрединга была связана с изменением активности «горячей точки», тем более что в соответствии с моделью Дж. Шиллинга [24, 25] она имеет импульсный характер и на время 13-й аномалии как раз приходится период «затишья». Можно представить себе, что вместо коленчатой системы смещенных отрезков долины, возникшей в такой спокойный период, при возобновлении активности Исландской аномалии, заложилась некая единая депрессия, как бы сгладившая изломы прежней конфигурации зоны спрединга, но ориентированная в целом параллельно той же системе (рис. 7). Мощный поток разогретого вещества, устремившегося с севера на юг, «проточил» под хребтом широкий канал, над которым и оформилась необычно крупная долина, аналогов которой не известно нигде. Подводные работы показали, что во всю ширину этого огромного днища происходят смещения осей магматической активности, а следовательно, логично видеть здесь и более широкий, чем обычно, очаг.

Каким же образом на этом фоне развивается косоориентированный спрединг? Очевидно, трудно представить себе, что трещинные структуры, отвечающие положению вулканических гряд, могут жить достаточно долгое время. Их расширение, а соответственно и удлинение неизбежно должно было бы привести не только к «выплескиванию» вулканитов за пределы рифтовой долины, но и вообще к полному диссонансу между положением оси рифта и областью магматической активности. Само сигмоидальное простираание эффузивных построек с характерными изгибами вблизи краевых стенок — это явное свидетельство того, что зияющие разрывы приурочены строго к рифтовой долине, не выходя за ее пределы. Представить себе процесс развития такого рифта во времени без посто-

льной перестройки оси спрединга, перескоков зон максимального раскрытия трещин в пределах днища долины просто невозможно. Магмоподводящие трещины, образующие кулисную систему, протянувшись наискось от уступа к уступу, очевидно, прекращают удлиняться. Следующий импульс разрядки напряжений должен привести к появлению раздвиговых структур и гряд где-то в промежутке между ними. При этом смещение кулис произойдет уже в другом месте. Возникшие при этом частные мелкие сдвиги меняют свое положение, как это показано на рис. 8. Известно, что в любом океанском рифте происходят спорадические смещения экструзивной зоны. В данном же случае этот процесс постоянен и специфичен из-за косога раскрытия. Следствием «блуждающего» спрединга можно считать и отсутствие на Рейкьянессе трансформных разрывов.

Литература

1. Альмухамедов А. И., Зоненшайн Л. П., Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В., Сборщиков И. М. Подводные вулканы Красноморского рифта.— Океанология, 1981, т. XXI, в. 3, с. 495—498.
2. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
3. Исландия и срединно-океанический хребет (геоморфология и тектоника). М.: Наука, 1979. 216 с.
4. Мирлин Е. Г. Геоморфологические особенности осевых зон срединно-океанических хребтов.— Океанология, 1969, т. VII, вып. 1, с. 77—83.
5. Мирлин Е. Г., Попов К. В., Фингер Д. Л. Возраст океанского ложа в Исландском регионе.— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 6, с. 1052—1058.
6. Сборщиков И. М., Литвин В. М. Структурные проявления растяжения в Красноморском рифте.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 1, с. 95—103.
7. Трифонов В. Г. Поперечные зоны разрывов Исландии.— Геотектоника, 1977, № 2, с. 24—39.
8. Ballard R. D., Van Andel T. H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50' on the Mid-Atlantic Ridge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 4, p. 507—529.
9. Bram K. New heat flow observations on the Reykjanes ridge.— J. Geoph., 1980, v. 47, p. 86—90.
10. Bunch A. W., Kennett B. L. The crystal structure of the Rejkanes ridge at 90°30'N.— Geoph. J. R. Astron. Soc., 1980, v. 61, p. 141—166.
11. Cochran J. R., Talwani M. Gravity anomalies, regional elevation and deep structure of the North Atlantic.— J. Geoph. Res., 1978, v. 83, p. 4907—4924.
12. Einarsson T. Submarine ridges ad an effect at stress field.— J. Geoph. Res., 1968, v. 73, p. 7561—7576.
13. Einarsson P. Seismicity and earthquake focal mechanisms along Atlantic plate boundary between Iceland and the Azores.— Tectonophysics, 1979, v. 55, p. 127—153.
14. Francheteau J., Juteau T., Rangin C. Basaltic pillars in collapsed lava-pools on the deep ocean floor.— Nature, 1979, v. 281, № 5728, p. 209—211.
15. Johannesson H. Quaternary volcanic systems in western Iceland and their tectonic setting. Abstracts. Generations of major basalt types. Iceland, 1982, p. 38.
16. Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J., Needham D. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21° N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers.— Oceanolog. acta, 1980, v. 3, № 4, p. 487—503.
17. Laughton A. S., Searle R. C., Roberts D. G. The Rejkjanes Ridge crest and the transition between its rifted and non-rifted regions.— Tectonophysics, 1979, v. 55, p. 173—177.
18. Lonsdale P. Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: East Pacific rise near 3°25 S.— Mar. Geoph. Res., 1977, v. 3, № 3, p. 251—294.
19. MacDonald K. C., Atwater T. M. Evolution of rifted ocean ridges.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, p. 319—327.
20. Minster J. B., Jordan T. H. Present-day plate motions.— J. Geoph. Res., 1978, v. 83, p. 5331—5354.
21. Pitman W. C., Talwani M. Sea floor spreading in the North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, № 3, p. 619—646.
22. Ramberg J. B., Gray D. F., Raynold R. G. Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic ridge lat. 37°20 N.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 5, p. 609—620.
23. Rosendahl R. B. Evolution of oceanic crust. Constraints, implications and inferences.— J. Geoph. Res., 1976, v. 81, p. 5305—5314.
24. Shilling J.-G. Iceland mantle plume, geochemical evidence along Reykjanes Ridge.— Nature, 1973, v. 242, № 5998, p. 565—571.
25. Shilling J.-G., Meyer P. S., Kingsley R. H. Evolution of the Iceland hotspot.— Nature, 1982, v. 296, № 5855, p. 313—320.
26. Searle R. C., Laughton A. S. Sonar studies of the Mid-Atlantic ridge and Kurchatov fracture zone.— J. Geoph. Res., 1977, v. 82, № 10, p. 5313—5328.
27. Searle R. C., Laughton A. S. Fine-scale sonar study of tectonic and volcanism on the

- Reykjanes Ridge.—26 Int. Geol. Congr. Oceanologica acta suppl. ann., 1981, № 4, p. 5—13.
28. *Shin G. S., Atwater T., McNutt M.* A near-bottom geophysical traverse of the Reykjanes Ridge.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, p. 75—83.
 29. *Sleep N., Rosendahl B.* Topography and tectonic of Mid-Oceanic ridge axes.— J. Geoph. Res., 1979, v. 84, № B12, p. 6831—6839.
 30. *Talwani M., Windisch C. C., Langseth M. G.* Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical survey.— J. Geoph. Res., 1971, v. 76, p. 473—517.
 31. *Tapponnier P., Francheteau G.* Necking of the lithosphere and mechanics of slowly accreting plate boundaries.— J. Geoph. Res., 1978, v. 83, № B8, p. 3955—3970.
 32. *Vogt P. R.* Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 13, p. 153—160.
 33. *Vogt P. R.* Plumes, subaxial pipe flow and topography along Mid-Oceanic ridge.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 29, p. 309—325.
 34. *Vogt P. R., Johnson G. L.* Transform faults and longitudinal flow below the midocean ridge.— J. Geoph. Res., 1975, v. 80, № 11, p. 1399—1428.
 35. *Vogt P. R., Johnson G. L., Kristjansson L.* Morphology and magnetic anomalies north of Iceland.— J. Geoph., 1980, p. 67—80.
 36. *Voppel D., Rudolf R.* On the evolution of the Reykjanes ridge south of 60° N between 40 and 12 m. y. b. p.— J. Geoph., 1980, v. 47, p. 61—66.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
21.XI.1983

УДК 550.834.5 : 551.462.2

КОГАН Л. И., ЗОНЕНШАЙН Л. П., СОРОХТИН О. Г.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ АТЛАНТИКИ И ТИХОГО ОКЕАНА (ПО ДАННЫМ ГСП — МОВ)

Разработка и внедрение в практику исследований геологического строения дна океанов многоканального (глубинного) сейсмического профилирования (ГСП—МОВ) позволили получить в 1973—1979 гг. новые данные об инфраструктуре океанской земной коры в зонах наиболее выраженных крупных разломов Атлантического (Атлантис, Вернадского, Романш) и Тихого (Меррей, Хейзена, Императорский) океанов.

Было установлено, что при формировании инфраструктуры океанской земной коры в зонах трансформных разломов Атлантики преобладают раздвиговые усилия, приводящие к появлению тектонических элементов (сбросовых ступеней, подъему к поверхности дна мантийных интрузивов, вспучиванию бортов сброса и образованию приразломных хребтов), характерных для океанических рифтовых зон. В зонах трансформных разломов Тихого океана (Меррей, Хейзена) преобладают элементы структур сжатия (надвиги). Императорский разлом представляет собой гигантский грабен, где подъема глубинных мантийных пород в оси разлома не наблюдается, что приводит к отсутствию приразломных хребтов.

Зоны глубинных разломов океанов охватывают огромную площадь и протягиваются на тысячи километров.

Однако до самого последнего времени эти тектонические элементы оставались слабо изученными. По теоретическим представлениям трансформные разломы возникают за счет сдвигов, поэтому следовало бы ожидать простую картину: два блока океанской коры должны разделяться линией разлома, причем тот блок, где кора более древняя, будет опущен относительно блока с более молодой корой [7, 23, 26, 27].

Выполненные в 1973—1979 гг. исследования ГСП—МОВ разломов Вернадского [10, 11, 14], Романш [10, 15], Хейзена [13, 20], Меррей и Императорского [22] показали, что наблюдаемая тектоническая обстановка значительно отличается от теоретически предсказанной.

Данные многоканального (глубинного) профилирования (ГСП—МОВ), проведенного на указанных разломах, позволили сделать вывод о существовании раздвиговой и сдвиговой компонент их формирующих.

ГСП—МОВ выполнялось в двух модификациях. В первой—с двумя 4-канальными параллельно буксируемыми установками, каждая с длиной активной части 400 м и удалением от судна на 200 м. База группы канала приемной установки составляла 90 м, число приборов—45 шт. ПДС-7 [18, 19]. Возбуждение упругих волн осуществлялось через каждые 12 с (25; 50 м) пневматическим источником «Импульс-1» с объемом камеры 2×3 дм³, что обеспечивало 8- или 16-кратное перекрытие наблюдений [1, 11, 18]. Во второй модификации использовалась 24-канальная приемная установка с длиной активной части 1200 м и низкочастотные излучатели ПИ-5 (2×30 дм³). Регистрация первичных данных осуществлялась системой ГРАД в формате и на носителях ЭВМ «Минск-32» и ЕС [11].

Обработка первичных данных на ЭВМ ИВЦ ПО Южморгеология (г. Геленджик) включала стандартные процедуры с предварительным использованием асинхронного накопления сигналов симметричных каналов двух параллельно буксируемых приемных установок [2, 3, 11, 18, 30]. Для расчета скоростных характеристик среды и построения разре-

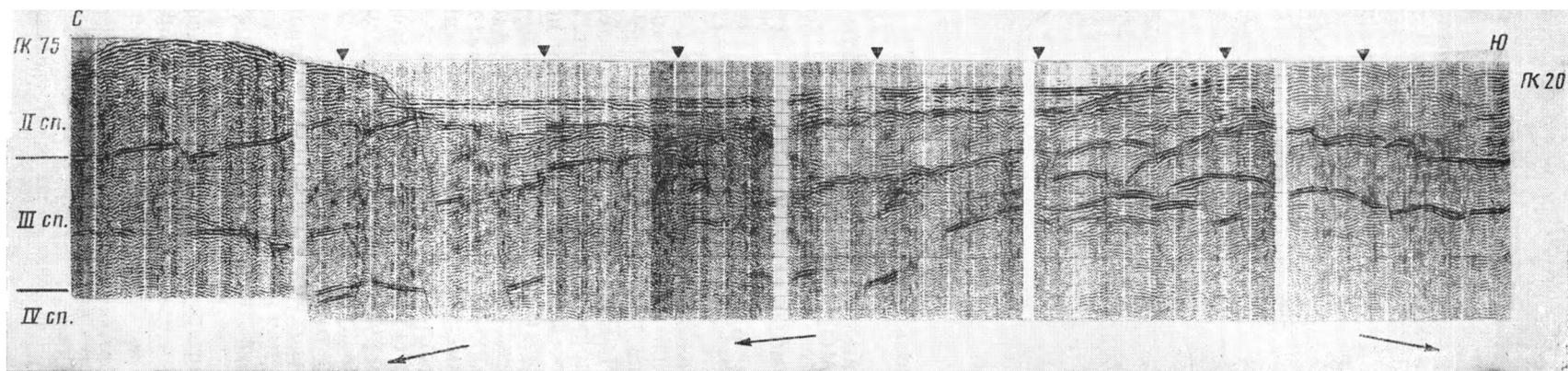


Рис. 1. Фрагменты временных сейсмических разрезов ГСП—МОВ в зонах трансформных разломов: Атлантического (а) и Тихого (б) океанов а — разлом Вернадского, профиль 3/73; сбросы, проявляющиеся на разрезе субвертикальными смещениями отражающих площадок и их наклонным падением по обе стороны от оси разлома; ось разлома здесь смещена относительно оси

ущелья; б — разлом Хейзена, профиль 3/77; видны надвиги, проявляющиеся на разрезе вертикальными смещениями и хаотическими наклонами отражающих площадок, с преобладанием падения в сторону оси разлома на северном крыле и восстания к оси разлома на южном крыле. ПК — пикетаж в километрах от начала профиля

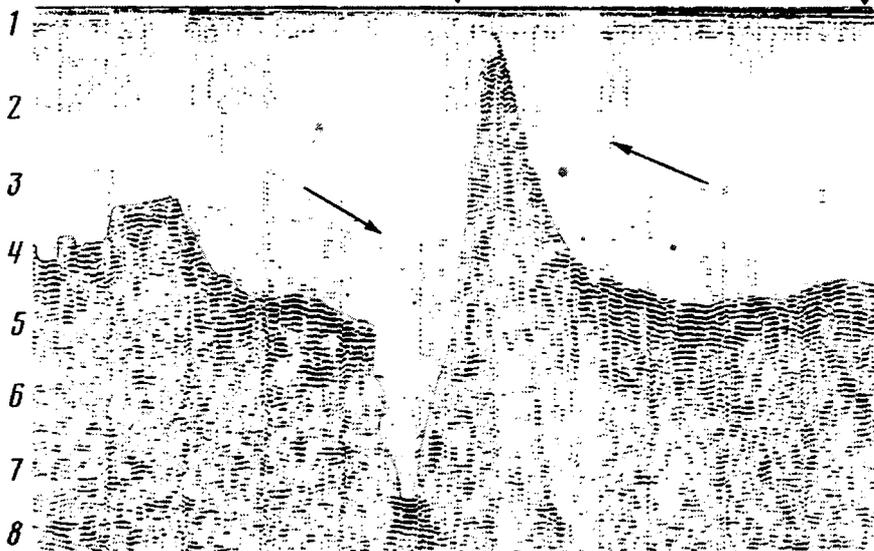


Рис. 1(б)

зов в масштабе глубин использовались переборы ОГТ [2, 8, 30] и данные ГСЗ [21].

На рис. 1 в качестве примера приведены фрагменты временных разрезов по профилям ГСП — МОВ.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ АТЛАНТИКИ

А. Разлом Атлантис

Разлом Атлантис изучался на полигоне размером 100×100 км, в координатах $28^{\circ}20' - 29^{\circ}20'$ с. ш. и $34^{\circ}20' - 35^{\circ}20'$ з. д., где по прямоугольной сети отработано порядка 1222 пог. км профилей по первой модификации ГСП — МОВ [11, 20]. Ниже приводится характеристика сейсмогеологического разреза на примере профиля 5/77¹ (рис. 2).

Осадочная толща мощностью 0,2 км на изученном полигоне, по данным ГСП — МОВ, практически обнаружена только в «карманах» и в глубоких прогибах рельефа дна, где мощность осадков достигает 0,8 км. Можно предполагать, что тонкий слой осадков имеет место во всех углублениях рельефа дна (фундамента), однако не обнаруживается из-за малой разрешающей способности ГСП — МОВ, не меньшей 0,2 км.

Акустический фундамент (второй слой) на всех профилях имеет идентичное строение. Верхняя толща второго слоя (2А) мощностью от 0,5 до 1,5 км представлена чередованием линзовидных тел протяженностью до 4,5—8,0 км². Подошва этой толщи фиксируется повсеместно условным горизонтом 1, состоящим из отдельных площадок, протяженностью до 10 км, разделенных зонами нарушений. На участках с повышенным рельефом дна наблюдается увеличение мощности верхней толщи второго слоя до 2 км.

В зонах прогиба, и в частности в осевой зоне трансформного разлома, мощность верхней толщи второго слоя (2А) уменьшается до 0,5 км или он вовсе исчезает.

¹ При построении схематизированных сейсмогеологических разрезов и проведении условных горизонтов использовалась методика статистического моделирования [4, 5, 12].

² Здесь и ниже первая цифра — значения по широтным профилям, вторая — по меридиональным.

Нижняя часть второго слоя (2Б), подошва которой условно выделяется горизонтом 2, достигает мощности 1,5—3,0 км, увеличиваясь в зонах поднятий рельефа и уменьшаясь в осевой части трансформного разлома, где он выходит на поверхность дна. Вертикальными нарушениями типа сбросовой ступени слой 2Б разбит на блоки при средних значениях длины блока 2,2 км на субширотных профилях и 3,5 км на субмеридиональных профилях при максимальной протяженности до 10 км.

Третий слой. Условный горизонт 3 выделяет верхнюю часть третьего слоя (3А), мощность которой изменяется в пределах 1—3 км. В осевой зоне трансформного разлома эта толща поднимается к поверхности дна, залегая на глубине 0,5—2 км под дном.

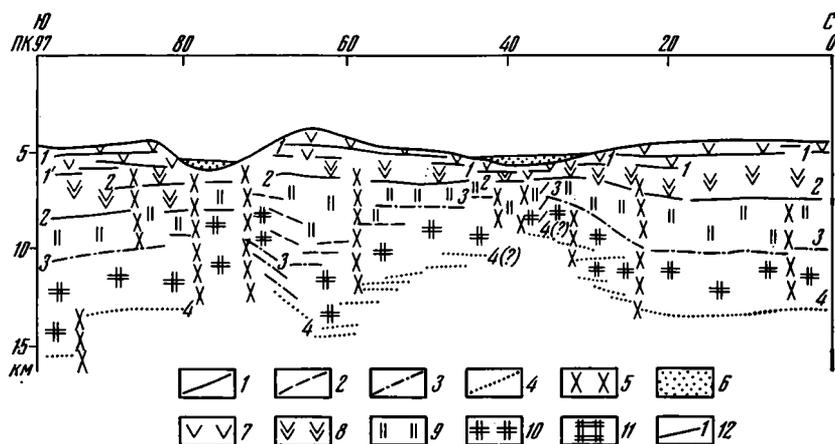


Рис. 2. Схематизированный сейсмогеологический разрез по профилю ГСП—МОВ 5/77 на полигоне разлома Атлантис

Пр. 14 — точка пересечения с пр. 14/77; ПК10 — 10 км от начала профиля; 1 — условная отражающая граница — подошва верхней толщи второго слоя, проведенная по вступлениям интенсивных отраженных волн; 2 — условная граница 2 — подошва второго слоя, проведенная по отдельным вступлениям отраженных волн; 3 — условная граница 3 — подошва верхней толщи третьего слоя, проведенная по отдельным вступлениям отраженных и дифрагированных волн; 4 — условная граница 4 — подошва коры (граница М), проведенная по изменению интенсивности сейсмической записи и вступлениям отдельных низкочастотных волн; 5 — зоны нарушений; 6 — осадочная толща; 7 — верхняя толща второго слоя; 8 — нижняя толща второго слоя; 9 — верхняя толща третьего слоя; 10 — нижняя толща третьего слоя — верхи мантийных слоев; 11 — мантия; 12 — первая отражающая граница (горизонт 1)

Толща 3А имеет блоковое строение, максимальная протяженность блоков 5 км, средняя 1,6—1,7 км. В области поднятий рельефа дна наблюдаются максимальные мощности верхней части третьего слоя (3А), достигающие 3,5 км. Мощность нижней толщи (3Б) третьего слоя 3—4 км. Подошва третьего слоя выделяется условным горизонтом 4, залегающим на глубине 12—14 км.

В осевых зонах прогибов наблюдается подъем горизонта 4 до глубины 9—11 км, а мощность земной коры уменьшается до 4—5 км.

Из рассмотрения разреза и мощности слоев (см. рис. 2) видно, что в осевых зонах трансформного разлома Атлантис происходит дробление земной коры на мелкие блоки протяженностью до 2 км и подъем к поверхности дна глубинных масс. На исследованной площади трансформного разлома Атлантис выделяются две такие зоны — главная (центральная), идущая примерно по широте 28°55' с. ш. и южная на широте 28°35', причем южная зона выражена значительно слабее. Учитывая блоковую структуру основных слоев земной коры, наличие ступенчатых субвертикальных сбросов, разделяющих блоки, и подъем глубинных границ в оси трансформного разлома, можно предполагать, что в формировании изученного участка разлома Атлантис раздвиговые составляющие играют определяющую роль.

Б. Разлом Вернадского

В зоне разлома Вернадского (6—9° с. ш. и 32—38° з. д.) глубинное сейсмическое профилирование было выполнено в экваториальной зоне центральной части Срединно-Атлантического хребта по четырем профилям общей протяженностью 847 пог. км [10, 11, 14] и получены непрерывные разрезы земной коры, определены средние и пластовые скорости ее основных слоев.

Строение коры на обработанных профилях имеет общие особенности. Приводим описание наиболее интересного профиля 2/73, пересекающего как зону разломов, так и рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта. Протяженность профиля 362 км. Условно весь профиль может быть разделен на три зоны: северо-восточная (СВ) предгребневая зона в интервале ПК 0—200; центральная зона гребня хребта ПК 200—280; юго-западная (ЮЗ) предгребневая зона ПК 280—362. В СВ предгребневой зоне глубина океана на сравнительно коротких интервалах 25—30 км меняется от 5200 до 4100 м. Зоны поднятий и прогибов чередуются и имеют плавный переход. Вершины поднятий сглажены, а прогибы достаточно пологие и заполнены осадками, залегающими горизонтально, без видимых несогласий (рис. 3).

Осадочная толща. Мощность рыхлых осадков достигает 0,8—1 км. В осадках I слоя можно выделить две толщи — верхнюю, горизонтально залегающую, и нижнюю, более деформированную.

Акустический фундамент (второй слой). Судя по резко изрезанной акустической кривой, представляет чередование пластов с различной акустической жесткостью. Максимальная протяженность отдельных пластов не превышает 15 км и осложняется нарушениями. Следует отметить, что мощность пород фундамента увеличивается с северо-востока на юго-запад от 2,5—3,8 до 5 км. Условно породы фундамента можно разбить на две толщи: верхнюю и нижнюю. В верхней толще отдельные отражающие горизонты прослеживаются на 5—10 км.

В нижней толще второго слоя протяженность отражающих границ уменьшается, достигая средних значений 3—4 км. Подошва пород фундамента залегает на гипсометрической глубине 6,4—8,8 км.

В зонах поднятий рельефа дна общая мощность пород фундамента увеличивается до 5 км и глубина залегания основания фундамента составляет 7,5—7,8 км, а в зонах прогибов мощность второго слоя уменьшается до 0,5 км.

Третий слой. В нем отсутствуют отражающие границы, в то время как интенсивные дифрагированные волны свидетельствуют о наличии вертикальных неоднородностей. Модели блокового типа наиболее соответствуют наблюдаемой здесь волновой картине [12, 14]. Можно предполагать, что блоки сами по себе акустически однородны, неоднородности в основном обусловлены зонами сочленения блоков.

Мощность пород третьего слоя составляет 6—7 км. К оси рифтового ущелья третий слой может быть разделен на верхнюю и нижнюю толщи. Мощность первой составляет 2,0—4,0 км, мощность второй — 5—6 км. Подошву пород слоя удается условно проследить только на отдельных участках. Глубина залегания его подошвы составляет на северо-восточном участке 14—16 км. Следует отметить, что в отличие от второго слоя мощность пород третьего слоя увеличивается в зонах прогибов рельефа дна до 10 км. Здесь, как правило, наблюдаются нарушения, сопровождающиеся, вероятно, интрузиями.

Судя по характеру дифрагированных волн, геометрически нарушения представляют сбросы амплитудой до 1,5—2 км. Эти крупные нарушения, охватывающие второй и третий слои, образуют осевые зоны трансформного разлома. К юго-западу мощность третьего слоя уменьшается, и его подошва (граница М) поднимается к своду Атлантического хребта на гипсометрический уровень 7—8 км. В центральной зоне профиля, пересекающей гребень Срединно-Атлантического хребта (ПК 200—250), глубина океана меняется на сравнительно коротких участках от 2,6—2,8 до

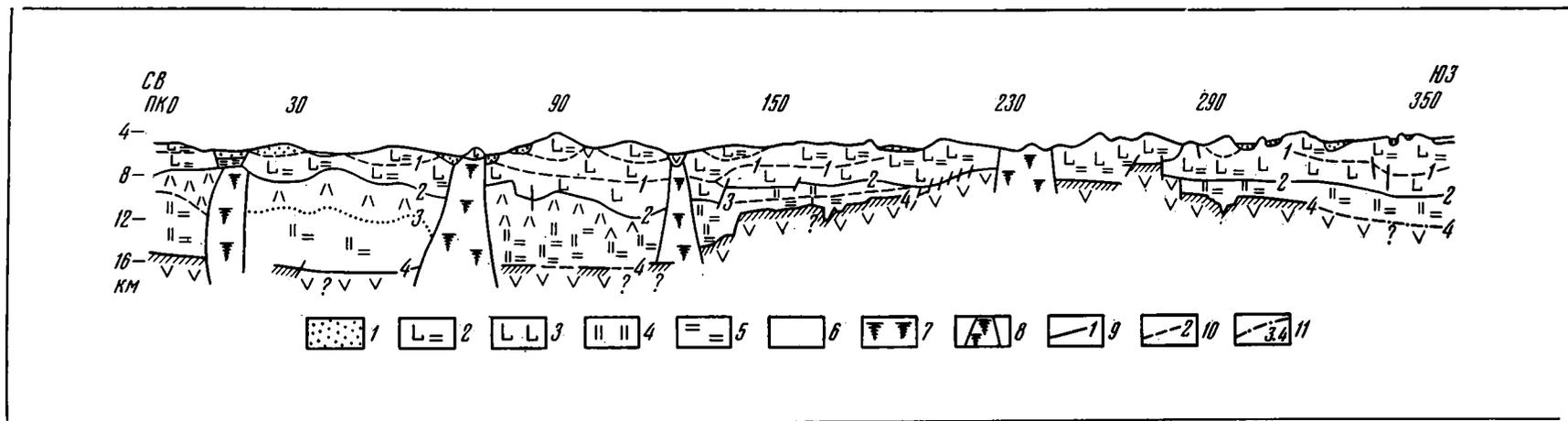


Рис. 3. Схематизированный сейсмогеологический разрез по профилю ГСП—
 МОБ 2/73 в зоне разлома Вернадского [по 14]

1 — рыхлые осадки (I слой), $V_{пл} = 1,8-2,0$ км/с $\pm 15\%$; 2 — верхняя часть акустического фундамента (II слой), $V_{пл} = 3,5-4,4$ км/с $\pm 10\%$; 3 — нижняя часть фундамента (второй слой), $V_{пл} = 5,4-6,0$ км/с $\pm 8\%$; 4 — верхняя часть третьего слоя, $V_{пл} = 6,7-7,4$ км/с $\pm 7,2\%$; 5 — нижняя часть третьего слоя, $V_{пл} = 7,4-7,6$ км/с $\pm 16\%$; 6 — IV слой, $V_{пл} = 7,6-8,4$ км/с $\pm 30\%$; 7 — интрузии;

8 — нарушения, сопровождающиеся интрузиями; 9 — граница 1, проведенная по интенсивным вступлениям отраженных волн (уверенная); 10 — граница 2, проведенная по отдельным вступлениям отраженных волн средней интенсивности (менее уверенная), 11 — граница 3, 4, проведенная по отдельным вступлениям отраженных и дифрагированных волн слабой интенсивности и изменениям волновой картины, ПК — пикетаж (в км) от начала профиля

4,0—4,2 км. В зонах прогибов мощность осадков составляет всего 0,3—0,6 км, а в своде хребта рыхлые осадки отсутствуют. Мощность пород акустического фундамента (второго слоя) здесь первоначально увеличивается, составляя 4—5 км в районе ПК 200—230, а затем уменьшается до 3 км. В интервале ПК 240—250 происходит разрыв второго слоя и выход к поверхности более глубоких комплексов. Мощность третьего слоя к своду хребта уменьшается. Подошва его (граница М) подымается к своду гребня хребта с глубины 12—15 до 5—6 км. В интервале ПК 235—250 в осевой части рифтовой долины, вероятно, глубинные породы выходят на поверхность дна океана. В юго-западной зоне (ПК 280—362) рельеф дна имеет более высокие гипсометрические отметки, чем в северо-восточной части профиля. В главных чертах строения юго-западная зона разлома аналогична ранее описанной северо-восточной зоне.

Резюмируя изученность зоны разлома Вернадского методом ГСП—МОВ, отметим, что на всей исследованной площади наиболее характерны нарушения типа вертикальной ступени (сбросы), сопровождающиеся интрузиями глубинных масс, которые обуславливают сложноблоковое строение консолидированной коры и подчеркивают сходство тектонического строения трансформных разломов и рифта в этой зоне. Судя по характеру нарушений и наличию глубинных интрузий в осевых зонах трансформного разлома Вернадского, следует считать, что в его формировании раздвиговые усилия играли определяющую роль.

В. Разлом Романш

Зона разломов Романш разделяет две крупнейшие котловины Атлантического океана: к северу располагается котловина Сьерра-Леоне, к югу — Бразильская [29] (рис. 4).

Через глубоководную котловину было отработано четыре субмеридиональных пересечения в центральной части разлома (Романш-1), один субширотный и четыре субмеридиональных профиля в западной части разлома общей протяженностью 1745 км (Романш-2) [15].

Область глубоководной впадины (Романш-1) представляет собой систему узких хребтов и межгорных прогибов субширотного простирания, в центральной части которой располагается самая глубокая точка Атлантического океана с отметкой 7758 м [16, 29].

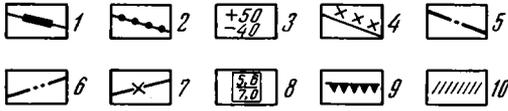
Зона разлома Романш является сложным геологическим объектом для сейсмопрофилирования. Резко расчлененный рельеф, большие углы наклона геологических границ раздела, большое количество тектонических нарушений создают трудные условия для проведения ГСП—МОВ [6, 15]. При построении разрезов использовались скоростные параметры среды по данным ГСЗ [6].

Осадочная толща. В районе глубоководной впадины (Романш-1) и на западном участке полигона (Романш-2) обнаружен ряд межгорных впадин, частично выполненных осадками мощностью 0,2—0,8 км, реже до 1 км и более. Эти впадины имеют ровное, почти плоское дно. В некоторых впадинах осадочная толща разделяется на два слоя, в этом случае нижний слой, как правило, слабо дислоцирован, но в осадках четко видна слоистая структура.

В глубоководной впадине Романш-1 осадки, вероятно, имеются лишь

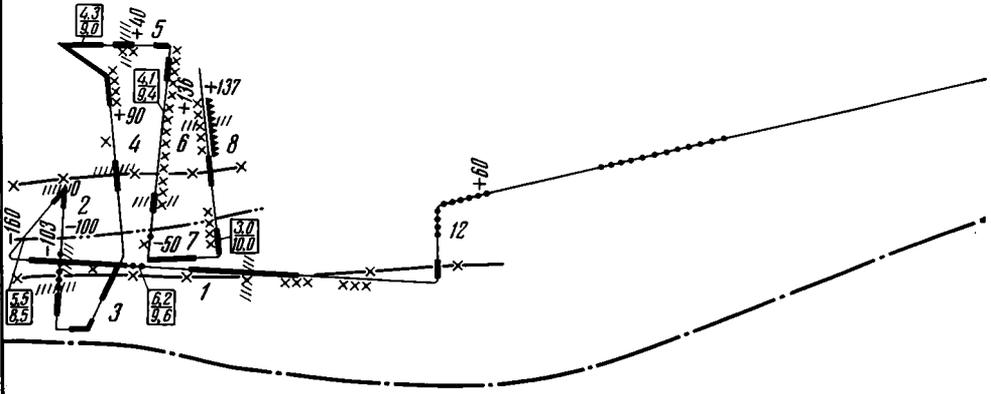
Рис. 4. Схема расположения профилей и результаты сейсмических исследований разлома Романш [по 15]

1 — рыхлые осадки (по данным ГСП—МОВ); 2 — выровненные участки дна (по данным промера), где возможно наличие рыхлых осадков; 3 — значение аномального магнитного поля; 4 — участки, где получены данные о структуре 2-го и 3-го слоев; 5 — граница раздела между котловинами Сьерра-Леоне и Бразильской; 6 — оси хребтов и гряд; 7 — оси межгорных впадин; 8 — мощность (км) второго (числитель) и третьего (знаменатель) слоев (по данным ГСП—МОВ); 9 — возможные выходы глубинных пород на поверхность дна; 10 — предполагаемые разломы, секущие всю земную кору, в осях которых наблюдается подъем глубинных масс



Романш 2

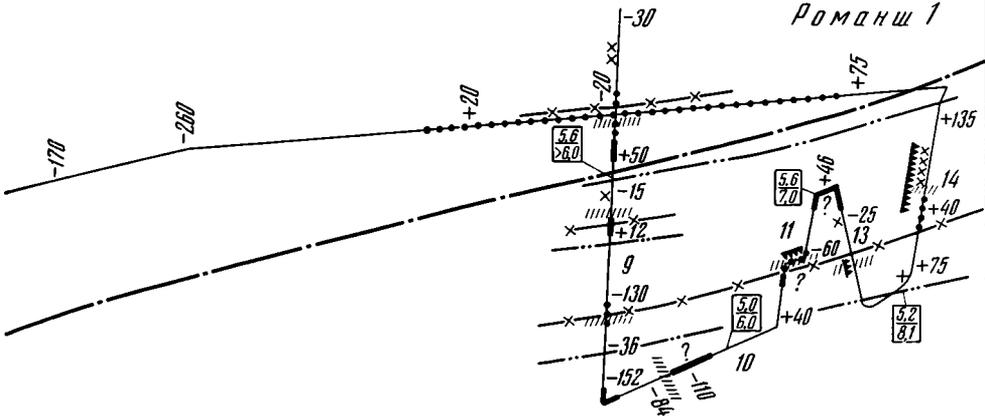
Котловина



Бразильская котловина

Сьера - Леонке

Романш 1



в самой ее глубоководной части [9, 30]. На записях эхолотов дно котловины этих участков ровное, как во впадинах с установленным наличием осадков. Однако, по данным ГСП — МОВ, мощность осадочного слоя здесь установить не удалось.

В западной части полигона (Романш-2) сейсмические профили пересекают несколько межгорных впадин, частично заполненных осадками. Одна из них пересечена всеми меридиональными профилями. Глубина этой впадины изменяется от 4865 до 4950 м. Мощность осадков в ней 0,5—1,2 км, а их уровень находится на максимальной глубине. В других впадинах выровненное осадками дно располагается на меньших глубинах: в северных котловинах — на глубине 4450—4465 м, в южных около 4000 м. Перепад в уровнях заполнения осадками межгорных впадин составляет более 0,8 км, в то же время в пределах отдельной впадины, особенно в ее глубоководной части, глубина ровного дна изменяется в пределах первых десятков метров, лишь вблизи склонов более 100 м. Эти данные свидетельствуют о том, что основной объем осадочного материала составляют переотложенные образования, по-видимому, продукты обвалов, оползней и мутьевых потоков. По данным Л. Сайкса [25, 29], почти все эпицентры землетрясений трансформного разлома Романш располагаются в районе нашего полигона. Землетрясения создают благоприятные условия для накопления такого типа отложений. Различный уровень заполнения осадками межгорных впадин указывает на их изолированность друг от друга.

На профилях 1, 3, 4, 5 и 8/76 (рис. 4) осадочные отложения обнаружены на пологих склонах. Мощность их сравнительно небольшая (0,3—0,6 км). Максимальные мощности до 1,5—2,0 км приурочены к углублениям и карманам фундамента.

Во втором слое на полигоне Романш-1 выделяются две границы, соответственно на глубинах 1,4—2,0 и 4,0—5,0 км. Морфология границ очень сложная. Они разбиты многочисленными тектоническими нарушениями и смещены относительно друг друга по глубине. Блоково-линзовидная модель для верхней толщи второго слоя, с телами 5—7 км протяженностью, лучше всего соответствует наблюдаемой волновой картине [15].

Нижняя толща второго слоя имеет блоковое строение. Размеры блоков различаются в меридиональном и широтном направлениях, составляя 3,7 и 2,5 км соответственно. Общая мощность второго слоя колеблется от 2,5 до 5,2 км при средней мощности 4,0 км, выклиниваясь в глубоких котловинах.

Гипсометрически второй слой залегает в интервале средних глубин 4,5—8 км, выходя на поверхность дна на склонах котловин и на хребтах. Максимальную мощность до 6 км второй слой имеет в зонах поднятий.

Третий слой представляет, вероятно, акустически однородную среду, разбитую множеством разломов на отдельные блоки протяженностью от 1 до 4—5 км.

По приближенным оценкам он расположен в интервале глубин от 8—10 до 14—16 км при средней мощности 6—8 км. На склонах глубоких впадин породы третьего слоя выходят на поверхность дна. В зонах поднятий слой погружается на максимальные глубины, а мощность его достигает 10 км. Во впадинах мощность второго слоя уменьшается вплоть до выхода к поверхности дна пород третьего слоя в наиболее глубоких участках прогибов.

Резюмируя результаты ГСП — МОВ по трем крупнейшим разломам земной коры Центральной и Экваториальной Атлантики, можно сделать следующие выводы:

- 1) тектоническое строение трансформных разломов имеет большое сходство со строением рифтовых зон;
- 2) выявлены интенсивные нарушения и дислокации типа ступенчатых сбросов с амплитудой до 2—3 км, захватывающие второй и третий слои земной коры, разбивающие ее на отдельные блоки;

3) наблюдается увеличение мощности земной коры в зонах поднятий и уменьшение в зонах прогибов, где оси впадин (оси трансформных разломов) интрузии глубинных пород разрывают второй слой и выходят на поверхность дна или приближаются к нему, залегая на глубине 2—3 км под дном;

4) установлено сложное строение второго слоя (представленного чередованием линзовидных тел протяженностью 6—8 км в верхней 0,5—1,5-км толще и блоков размерами 2,4—3,5 км в нижней 2—3-км толще) и уменьшение его мощности в осях разломов.

Указанные черты строения земной коры зон трансформных разломов Атлантик, Вернадского, Романш позволяют считать, что теоретические выводы [7, 23, 27—29] о существенном влиянии раздвиговых составляющих на формирование главных трансформных разломов Атлантики нашли свое экспериментальное подтверждение.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ТИХОГО ОКЕАНА

А. Разлом Хейзена в зоне разломов Элтанин

Зона разломов Элтанин расположена в котловине Беллинсгаузена и разделяет Южно- и Восточно-Тихоокеанские поднятия.

В зоне разломов Элтанин изучен разлом Хейзена, где на полигоне размерами 100×100 км в координатах 54°40' ю. ш. и 124°30'—127° з. д. по прямоугольной сетке было отработано 800 км первой модификации ГСП—МОВ. На временных разрезах по отдельным отражающим площадкам протяженностью не более 10 км во втором слое и до 5 км в третьем слое удастся провести условные отражающие горизонты 1, 2, 3, 4, которые выделяют толщи пород, отличающиеся по своим акустическим свойствам и строению (см. рис. 1). Скоростные характеристики разреза земной коры дна юго-восточной части Тихого океана получены по среднестатистическим данным ГСЗ [8, 21, 23].

Первый слой (осадочный) по данным ГСП—МОВ выделить не удалось (рис. 5).

Второй слой. На профилях субширотного простирания, параллельных оси разлома, повсеместно уверенно выделяется верхняя толща второго слоя, мощностью от 0,3 до 2,2 км, выходящая непосредственно на поверхность дна океана, средняя глубина которого здесь составляет 3,5 км. Судя по характеру волнового поля, эта толща представлена чередованием линзовидных тел протяженностью до 5—7 км. Мощность нижней толщи второго слоя изменяется в пределах от 1,1 до 2,5—3,0 км при средней мощности 2,0 км и глубине залегания 5,0—6,5 км. Нижняя толща второго слоя имеет блоковое строение при средних размерах блоков до 2,5 км. Блоки разделены зонами нарушений типа вертикальной ступени с амплитудами от 0,5 до 1,5 км.

Третий слой разделяется на верхнюю и нижнюю толщи. Мощность верхней толщи третьего слоя (3А) изменяется в пределах от 1,5 до 2,5—3 км. Зонами субвертикальных нарушений слой (3А) разбивается на микроблоки протяженностью 1,0—2,0 км. Гипсометрически подошва верхней толщи третьего слоя залегают на глубине 7—8,5 км.

Подошва третьего слоя выделяется горизонтом 4 (граница М). На временных разрезах эту границу уверенно удастся проследить только на отдельных участках профилей. В основном эта граница проведена условно, по отдельным вступлениям отражений, коррелирующихся на интервалах не более 5 км. Мощность нижней части третьего слоя изменяется в пределах от 2 до 4 км при средних значениях 3,2 км. Резкие изменения мощности третьего слоя на сравнительно коротких интервалах (15—20 км) весьма характерны на всех субширотных разрезах. Подошва третьего слоя гипсометрически залегают на глубинах 8—11 км. Причем изменение глубины залегания границы М происходит скачками с амплитудами 1—3 км.

Нарушения здесь охватывают все слои, что и определяет блоковое строение земной коры в зоне разлома Хейзена. Размеры блоков составляют 2,0—2,5 км во втором слое и 1,0—1,5 в третьем. Залегание границ внутри блоков субгоризонтальное.

На субмеридиональных разрезах наблюдается более сложная картина строения земной коры, особенно в оси трансформного разлома, где даже в рельефе дна перепад глубин составляет более 5 км, а разница в гипсометрических уровнях северного и южного бортов 1,5 км (рис. 5).

В общих чертах на периферии от оси трансформного разлома строение нормальной земной коры аналогично вскрытому на субширотных разрезах. Однако наблюдается увеличение мощности консолидированной земной коры на северном борту разлома, где она составляет 9—

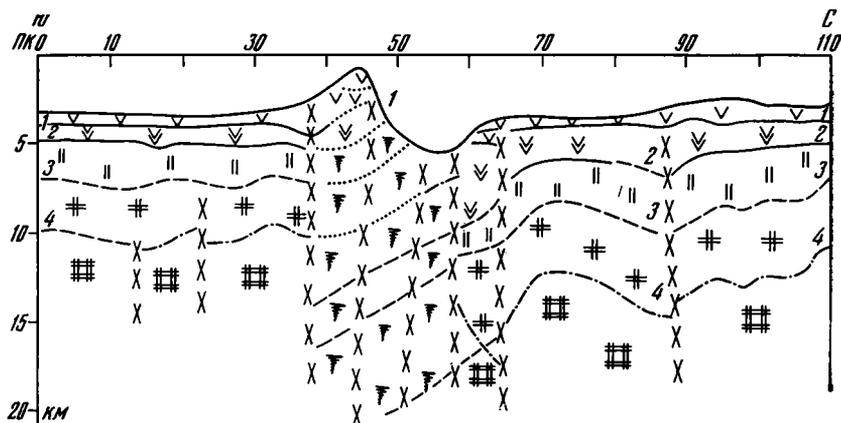


Рис. 5. Схематизированный сейсмогеологический разрез по профилю ГСП—МОВ 3/77 в зоне разлома Хейзена (обозначение см. рис. 2)

10 км, в то время как на южном борту ее средняя мощность не более 7 км. По мере приближения к оси разлома наблюдается гофрировка всех границ земной коры, амплитуда которой увеличивается в нижней толще второго и третьего слоев. Нарушения дробят земную кору на блоки, протяженность которых не превышает 1,5 км. В зоне трансформного разлома Хейзена наблюдается типичная картина сжатия, при которой земная кора южного борта дислоцируется и надвигается на северную, воздымаясь в виде 3-км вала (см. рис. 5).

В оси ущелья земная кора северного борта прогибается под тяжестью надвига южного крыла, поддвигаясь под него, и здесь в рельефе дна образуется прогиб с амплитудой 1,5—2 км. Здесь следует ожидать максимальной суммарной мощности земной коры. В оси разлома наблюдается выход к поверхности дна глубинных пород вздернутого южного крыла и пород меланжа [9, 20]. В общих чертах вся тектоническая обстановка здесь весьма характерна для поясов сжатия. Поднятие драгированием метаморфизованных амфиболитовых сланцевых пород в основании южного склона разлома Хейзена хорошо подтверждает этот вывод [9].

Резюмируя исследование разлома Хейзена, можно заключить, что при его формировании в изученной ГСП—МОВ зоне компоненты сжатия играют существенную роль в образовании локальных структур земной коры.

Б. Императорский разлом

Зона Императорского разлома расположена в северо-западной части Тихого океана, простираясь на протяжении 2500 км, имея ширину порядка 150 км. Эта резко выраженная линейная тектоническая структура состоит из узких, протяженных и глубоких впадин и отдельных гребней, расположенных чаще всего кулисно. Глубина дна в главном ущелье достигает 8 км при ширине в несколько километров и крутизне бортов до

20° и более [22]. Методом ГСП — МОВ второй модификации [11] Императорский разлом изучался по 100-км профилю 4, проходящему нормально к генеральному направлению разлома и отработанному в координатах 38°06'—37°34' с. ш. и 176°12'—177°03' з. д. (рис. 6).

Весь разрез земной коры разделяется на три зоны: северо-восточный борт, центральное ущелье и юго-западный борт.

На северо-восточном борту в интервале ПК 0—30 глубина океана изменяется в пределах от 4,9 км в зонах поднятия акустического фундамента до 5,6 км в зонах прогибов, заполненных осадочной толщей мощностью до 0,3 км.

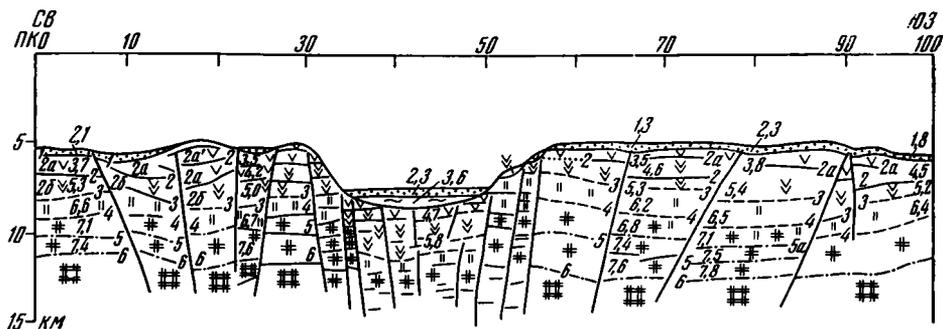


Рис. 6. Схематизированный сейсмогеологический разрез по профилю 4/79 в зоне Императорского разлома (обозначения см. рис. 2)
7,6 — пластовая (интервальная) скорость в км/с

Второй слой выделяется серией отражающих границ, которые группируются в две толщи (2а и 2б), разделенные условным горизонтом 2. Верхняя толща, мощностью до 1 км, с пластовыми скоростями 3,7—4,5 км/с, нижняя с изменяющейся мощностью от 1,0 до 1,5 км при пластовых скоростях 5,0—5,5 км/с. В зонах поднятий суммарная мощность второго слоя увеличивается до 3,6 км за счет появления нового промежуточного слоя 2а со скоростью 3,5 км/с.

Третий слой представлен тремя толщами мощностью от 1,0 до 1,5 км каждая, разделенными условными границами 4, 5, 6. Условные горизонты проведены по отдельным отражающим площадкам протяженностью от 1,5 до 5,0 км. Общая мощность третьего слоя составляет 3,5—4,0 км при скоростных параметрах 6,6—7,7 км/с.

Общая мощность твердой земной коры северо-восточного борта составляет 5,8—7,2 км при максимальных значениях мощности в зонах поднятий. Земная кора северо-восточного борта имеет блоковое строение. Блоки шириной от 5 до 10 км разделены зонами нарушений (сбросами), захватывающими все слои земной коры. По мере приближения к ущелью ширина блоков уменьшается с 10 до 3 км и менее, а их амплитуда увеличивается с 0,5—1 до 2,0—2,5 км, достигая в зоне ущелья 3,0—3,5 км по отношению к поднятым блокам борта. На склоне северо-восточного борта обнажаются породы второго слоя и верхней толщи третьего.

В зоне ущелья (ПК 37—51) при глубине океана 7,5 км горизонтально залегающие осадки мощностью до 0,5 км подстилаются породами второго слоя, представленного здесь двумя толщами (2а и 2б) мощностью 0,8 и 1,8 км при пластовых скоростях 3,6 и 4,7 км/с. Ниже удается провести уверенно только одну условную границу, отделяющую подошву 2-км верхней части третьего слоя с пластовой скоростью 5,8 км/с. Раздробленность коры на мелкие блоки протяженностью 1,5—3 км, особенно в нижней части разреза на глубинах 11—13 км в толще третьего слоя, не позволили выделить здесь его подошву (границу М). Тем не менее вскрытая в ущелье 6—7-км толща земной коры имеет близкое (или аналогичное) строение с корой северо-восточного борта.

Склон юго-западного борта ущелья более пологий, чем северо-восточный. Здесь выделяется несколько ступеней, образованных серией

сбросов с юго-западным наклоном плоскости скольжения, на которых обнажаются породы всего разреза второго слоя и верхней толщи третьего. Глубина океана в зоне юго-западного борта разлома плавно увеличивается с 5,0 до 5,6 км. В разрезе земной коры выделяется осадочная толща, мощностью 0,2—0,5 км, облекающая кристаллический фундамент. Скорость сейсмических волн в осадочной толще составляет 1,8—2,3 км/с. Залегание осадков горизонтальное. Земная кора юго-западного борта имеет строение, идентичное с корой северо-восточного борта при несколько большей мощности.

Таким образом, ГСП — МОВ установлены следующие особенности строения зоны Императорского разлома: уменьшение протяженности блоков от 15 до 0,5 км по мере приближения к оси разлома при увеличении амплитуды смещений по сбросам, разделяющим блоки, в направлении к оси разлома с 0,2 до 1,0 км и более; идентичность строения земной коры в оси разлома (в ущелье) и по бортам, за исключением мощности осадочного слоя и вулканогенных пород, достигающих соответственно 0,5 и 0,7 км в оси разлома; в отличие от разломов Атлантис, Вернадского, Романш более глубокое положение границы М в оси Императорского разлома.

Исходя из этого, можно предполагать, что Императорский разлом является серией гигантских грабенов, обусловленных региональным растяжением земной коры, и не является трансформным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГСП — МОВ

Подводя итог исследованиям разломов Атлантики и Тихого океана, выполненным в 1973—1979 гг. методом ГСП — МОВ, можно отметить следующие установленные здесь особенности тектонического строения земной коры:

1. Наличие трех типов разломов, отличающихся по своему строению.

В разломах первого (атлантического) типа преобладают раздвиговые составляющие, обуславливающие доминирующее значение сбросовых структур и наличие глубинных интрузий в строении земной коры. Ко второму (тихоокеанскому) типу относятся разломы, где преобладают структуры, обусловленные компонентами сжатия (взбросы, надвиги), и, возможно, как следствие, образование сланцевых метаморфизованных пород в зонах меланжа (разломы Хейзена, Меррей, Клиппертон).

К третьему типу относится Императорский разлом, где компоненты растяжения приводят к образованию структур типа сбросовой тектонической ступени (грабенов), но подъема глубинных границ в оси разлома здесь не наблюдается.

2. Наличие резких (до 5 км) перепадов глубин в рельефе дна — высоких хребтов и глубоких ущелий.

3. Сложное строение второго слоя, представленного почти повсеместно двумя толщами. Верхняя, мощностью 0,5—1,5 км, в виде линзовидных тел, протяженностью от 5 до 15 км; нижняя — в виде блоков, протяженностью от 2 до 5 км, мощностью 1—3 км. Уменьшение мощности второго слоя в осевых зонах разломов атлантического типа.

4. Сравнительная однородность третьего слоя, мощностью от 5 до 9 км, разделяемого условно на нижнюю и верхнюю толщи. Раздробленность третьего слоя на блоки протяженностью до 6—7 км с уменьшением их размеров к оси разлома до 0,5 км.

5. Дробление земной коры в осевой зоне разломов на мелкие блоки (1—3 км), наличие здесь интрузий глубинных пород (в зонах растяжения) и пород меланжа (в зонах сжатия).

Наличие компонент сжатия и растяжения, играющих существенную роль при формировании трансформных разломов, согласно гипотезе Таркота [28], может быть обусловлено для Атлантики общим смещением в более высокие широты литосферных плит — Африканской, Южно-Американской и Северо-Американской при формировании Атлантического океана (послеюрское время), что вызвало изменение (растяжение) их

поверхностей в связи с изменением (уменьшением) радиуса Земли при переходе от низких широт в высокие. Аналогичным, но обратным по результату фактором — уменьшением поверхности литосферных плит при их движении из высоких широт в низкие может быть объяснено наличие компонент сжатия в зоне трансформных разломов в юго-восточной части Тихого океана.

С позиций гипотезы Таркота наличие структур растяжения в зоне Императорского разлома также можно объяснить дрейфом западной Тихоокеанской плиты из низких (экваториальных) широт в высокие и изменением (растяжением) поверхности литосферных плит с уменьшением радиуса Земли.

Однако объяснение гигантских локальных структур сжатия или растяжения в зоне трансформных разломов только с позиций гипотезы Таркота (изменением поверхности литосферных плит при их дрейфе из высоких широт в низкие или наоборот) является односторонним.

Расчеты показывают [7, 23, 24, 28, 29], что усилий растяжения или сжатия, возникающих за счет изменения радиуса Земли при дрейфе плит в меридиональном направлении, недостаточно для образования гигантских тектонических структур, наблюдаемых в зонах трансформных разломов. Существуют другие факторы, приводящие к появлению указанных характерных особенностей строения земной коры в зонах разломов, которые в каждом конкретном случае могут быть обусловлены совокупностью особенностей строения литосферной плиты и геодинамических процессов. Остановимся на этих факторах более подробно.

Как было показано выше, зоны трансформных разломов обладают рядом общих черт. Им, как правило, свойственны глубокие ущелья, дно которых опускается значительно ниже среднего уровня срединно-океанических хребтов и их осевых долин: глубины разломных ущелий составляют 5—7 км, тогда как гребни хребтов находятся на глубине 2,5—3, а рифтовые долины — на 3 км. Следовательно, существует перепад рельефа в 2—4 км. Более того, многие трансформные разломы сопровождаются по одному из бортов крупными хребтами, почти достигающими уровня океана, т. е. поднимающимися от средней поверхности океанического дна на 2—2,5 км. В целом размах рельефа ущелий трансформных разломов может достигать 5—6 км. Рассмотренные нами разломы Элтанин в Тихом океане или Романш в Атлантическом являются лучшими тому примерами.

Согласно классической теории тектоники плит [23, 24, 26], поскольку трансформные разломы представляют собой сдвиги, то теоретически следовало бы ожидать простую картину: два блока океанской коры должны разделяться линией разлома, причем тот блок, где кора более древняя, был бы опущен относительно блока, где кора более молодая, в силу закона погружения океанической коры пропорционально корню квадратному из ее возраста. Но такой идеальной картины мы нигде не наблюдаем. Возникающие аномалии рельефа и глубинного строения трансформных разломов представляются в связи с этим вполне закономерными и требуют объяснения.

Материалы глубинного сейсмического профилирования позволяют, как нам кажется, дать оценки динамических моделей, обуславливающих особенности строения трансформных разломов.

Обратим в первую очередь внимание на то, что мощность второго слоя океанической коры во многих разломах резко понижена. Это лучше всего видно в разломе Атлантис, где на подходе к обеим составляющим его ущельям мощность второго слоя уменьшается с 3 до 1 км. Мощность третьего слоя остается практически неизменной, а суммарная мощность коры снижается за счет утонения второго слоя. В той же Северной Атлантике в разломе Кэйн по результатам зондирования методом преломленных волн установлено аналогичное сокращение мощности земной коры (до 3 км) в узкой, шириной 10 км, зоне под разломом, причем уменьшение мощности коры происходит в основном за счет утонения второго слоя. Такого рода утонение является общим свойством всех изученных

разломов атлантического типа. Оно обнаруживается как на активных отрезках разломов, заключенных между смещенными участками оси срединных хребтов, так и на ныне уже пассивных отрезках, т. е. консервируется и сохраняется в геологической истории. Ясно, что большие глубины ущелий трансформных разломов прямо коррелируются с аномальным глубинным строением: с редуцированностью второго слоя коры. Нетрудно заметить, что дно ущелий трансформных разломов опущено примерно на 2—3 км ниже, чем «нормальная» океаническая кора, т. е. настолько, насколько сокращен второй слой.

За счет чего происходит сокращение мощности второго слоя и коры в целом? Можно, видимо, отдать предпочтение той модели, которая предполагает, что при подходе к зоне трансформного разлома магматические очаги в мантии, питающие зону излияний в оси срединных хребтов, выклиниваются или резко сокращаются в объеме, количество излияний уменьшается, т. е. становится меньше базальтов — главных составляющих второго слоя коры. Вместе с тем при раздвижении литосферных плит постоянно генерируется зияние, которое в этом случае не заполняется или не полностью заполняется базальтами снизу. Не случайно со стенок ущелий трансформных разломов Атлантики обычно драгируются породы третьего слоя коры и мантии в виде габбро и гипербазитов.

Другую проблему представляет образование хребтов вдоль трансформных разломов. Наиболее распространена сейчас точка зрения, что приразломные хребты или изолированные горы отвечают протрузиям серпентинитов: вода, циркулируя по трещинам, проникает до гипербазитов, вызывает (при температуре меньше 500°) их серпентизацию, объем породы увеличивается (она «разбухает») и в результате поднимается вверх [28]. Действительно, ряд приразломных хребтов, как в разломе Вима в Экваториальной Атлантике или Мария Целеста в Индийском океане, до самого верха сложены серпентинитами и вполне имеют протрузивное происхождение. Но значительная часть хребтов с поверхности покрыта базальтами, и более того, на их обрывах вскрывается полный разрез океанической коры, как, например, в разломе Элтанин [9, 20].

В разломе Романш наблюдается примерно симметричный гипсометрический профиль, оба борта вздернуты примерно на 1—1,5 км над смежными котловинами, а дно разломного ущелья напоминает грабен. По данным ГСП — МОВ, при подходе к зоне разлома слои коры выклиниваются и вырисовывается подъем к поверхности глубинного, возможно, астеносферного вещества (см. рис. 2). Есть все основания предполагать, что разлом Романш (и ему подобные) находится в обстановке растяжения, вернее, что вдоль него помимо сдвига есть также компонента раздвига. В пользу растяжения говорит обнаружение в разломе щелочного габбро с нормативным нефелином [16, 29].

Другая картина наблюдается в разломе Элтанин. Хребет прослеживается здесь лишь по одному борту. Самое примечательное, что слои океанической коры повторяют поверхностный рельеф ложа и избираются параллельно, образуя вдавленный в них корень. В этом случае можно говорить об обстановке или компоненте сжатия. В соответствии с этим находится присутствие сильнодинамометаморфизованных амфиболитов в подошве стенки трансформного разлома [9].

Таким образом исследования ГСП — МОВ внутренней структуры консолидированной земной коры в зоне глубинных разломов позволило более подробно осветить их строение и генезис.

Литература

1. Балашканд М. И., Ловля С. А. Пневматические излучатели для сейсмических работ на экваториях.— В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974, с. 528—534.
2. Варганов С. П., Левянт В. Б., Мешбей В. И., Табаков Г. Т. Система алгоритмов и программ для обработки данных метода ОГТ на ЭВМ.— В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974, с. 48—53.
3. Воюцкий В. С. Метод и аппарата асинхронного накопления сейсмических сигналов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 1, с. 52—64.

4. Гольмшток А. Я., Коган Л. И. О выделении боковых волн при сейсмическом профилировании МОВ океанского дна.— Океанология, 1981, № 5, с. 921—926.
5. Гольцман Ф. М. Статистические модели интерпретации. М.: Наука, 1971. 327 с. с ил.
6. Ельников И. Н., Лунарский Г. Н. Сейсмические исследования впадины Романш и Гвинейского залива в первом рейсе НИС «Академик Курчатов».— Океанология, 1970, № 5, с. 36—44.
7. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, с. 310.
8. Зверев С. М., Косминская И. П., Непрочнов Ю. П., Рыкунов Л. Н. Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры и верхней мантии в океане.— В кн.: Морские геофизические исследования океанов. М.: Наука, 1974, с. 5—24.
9. Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанн (Тихий океан) по петрографическим данным.— Океанология, 1976, т. XVIII, № 1, с. 64—70.
10. Коган Л. И., Маловицкий Я. П. Глубинное сейсмическое профилирование в экваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977, с. 23—24.
11. Коган Л. И., Маловицкий Я. П., Удинцев Г. Б. Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) при исследовании земной коры океана.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1976, № 86, с. 71—86.
12. Коган Л. И., Маловицкий Я. П. О дискретности отражающих границ океанской земной коры.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 2, с. 332—337.
13. Коган Л. И., Корсаков О. Д., Мамаева Н. Р., Греку Р. Х., Сырский В. Н. Результаты глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (ГСП—МОВ) в 7-м рейсе НИС «Академик Вернадский».— В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: Изд-во МГИ АН УССР, 1975, с. 45—58.
14. Коган Л. И., Маловицкий Ч. П., Сорохтин О. Г. Некоторые результаты применения глубинного сейсмического профилирования МОВ для изучения геологического строения центральной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1979, с. 82—88.
15. Коган Л. И., Москаленко В. Н., Евсюков Ю. Д. Результаты комплексных геофизических исследований трансформного разлома Романш.— В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны преокеана. М.: Наука, 1980, с. 140—148.
16. Лавров В. М. О тектонической природе впадины Романш.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3, с. 346—348.
17. Лавров В. М., Сырский В. Н. О продолжении элементов структуры Западной Африки на дно океана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 452—457.
18. Маловицкий Я. П., Коган Л. И., Мистрюков Ю. М. и др. Морские геофизические исследования. М.: Недра, 1977, с. 364.
19. Мерклин Л. Р., Гагелъганц А. А. Приемные устройства и некоторые виды помех в морской сейсмозаписке.— ОЦНТИ ВИЭМС. Разведочная геофизика. М.: Недра, 1975, с. 64.
20. Непрочнов Ю. П. 24-й рейс НИС «Академик Курчатов».— Океанология, 1978, т. XVIII, № 5, с. 160—163.
21. Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976, с. 276.
22. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 3—18.
23. Сорохтин О. Г. Геофизика океана. Океанология, т. II. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 415.
24. Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа слоев океанической земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 50—58.
25. Сырский В. Н. О строении зон разломов экваториальной Атлантики (на примере разлома Романш).— В кн.: Морские гидрофизические исследования. № 3(59). Севастополь: Изд-во МГИ АН УССР, 1972.
26. Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 1. М.: ВИНТИ, 1974, с. 267.
27. Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 3. М.: ВИНТИ, 1978, с. 271.
28. Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 4. М.: ВИНТИ, 1979, с. 222.
29. Хейзен Б., Трап М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 157.
30. Цифровая обработка сейсмических данных/Ред. Козлов Е. А. М.: Недра, 1973, с. 310.

Институт океанологии
им. П. П. Ширишова
г. Москва
Южное отделение Института
океанологии им. П. П. Ширишова
г. Геленджик

Поступила в редакцию
22.III.1983

УДК 551.24(477.6)

СМИШКО Р. М.

ГЛАВНЫЕ РАЗЛОМЫ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ СДВИГИ

Характер тектонических деформаций осадочной линзы Донецкого бассейна указывает на значительную роль в их формировании горизонтальных движений. Масштабы и формы их проявления различны: от региональных межблоковых глубинных разломов до мелких трещин скалывания, развитых в пределах отдельных пластов или пачек пластов.

На основании изучения зон региональных глубинных разломов установлены разрывы и складки, формирующие специфический структурный рисунок региона, который указывает на наличие сдвигов. Это своеобразные виргации в пределах Южно-Донецкого, Централно-Донецкого и Северного продольных глубинных разломов; смещения структур по зоне Дзержинского поперечного и Южно-Донецкого продольного глубинных разломов и другие проявления.

Исследования последних лет все полнее раскрывают роль разрывных дислокаций в формировании структуры земной коры, ее осадочной оболочки. Выясняется влияние разрывов на формирование различных типов дислокаций, формы и условия передачи усилий, необходимых для образования тех или иных тектонических элементов в пределах отдельных регионов и структур.

Наименее изученной формой разрывов являются сдвиги и генетически связанные с ними разнообразные структурно-морфологические проявления. Сдвиги непосредственно отражают горизонтальные движения отдельных блоков земной коры. Горизонтальные движения имеют различный масштаб и охватывают разнообразные элементы как континентальных, так и океанических блоков, особенно активно проявляясь на границе различных структурных зон. Их проявления имеют разнообразный характер и выступают в форме многокилометровых шарьяжей геосинклинальных областей, сдвигов по зонам глубинных разломов, зияющих раздвигов, а также трещин скалывания в зонах сжатия, не выходящих за пределы отдельных слоев или пачек слоев.

Рассматривая сдвиги как своеобразный структурно-морфологический элемент земной коры, следует отметить, что они, как правило, имеют и вертикальную составляющую. Следовательно, сдвиги — это разрывные дислокации со смещением крыльев, в которых величина горизонтальной составляющей в плоскости разрыва превышает вертикальную.

Одна из форм проявления горизонтальных движений, играющих исключительно важную роль в истории развития земной коры, — сдвиги по зонам глубинных разломов. Они во многом определяют характер и морфологию целых геоструктурных областей.

В настоящей работе рассмотрены различные по форме и времени проявления сдвиги в пределах отдельных тектонических зон Донецкого бассейна. В основу изучения сдвиговых дислокаций положена методика, предложенная группой сотрудников Геологического института АН СССР [2] и полностью оправдавшаяся при изучении тектоники Донбасса.

Анализ структурных планов палеозоя, изучение трещиноватости и мелких разрывов в пределах отдельных структур и шахтных полей, особенностей пространственного размещения и генетических связей складчатых и разрывных деформаций достаточно определенно указывают на значительное участие сдвигов в их формировании. Сдвиги отмечены как для крупных глубинных разломов [5], так и для мелких разрывных дис-

локаций, нередко связанных с трещиноватостью в границах отдельных слоев [9]. Естественно, что и все промежуточные формы в той или иной мере затронуты сдвигами.

Горизонтальные движения по зонам глубинных разломов получают достаточно четкое выражение в перекрывающих осадочных комплексах. С этой точки зрения для установления сдвигов в Донецком бассейне можно использовать два предложенных [2] способа: 1 — анализ комплекса тектонических структур, возникших в процессе сдвиговых перемещений и 2 — определение горизонтальных смещений по сдвигам каких-либо геологических тел, возраст которых древнее этого смещения. Правда, в пределах Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины и других регионов можно указать ряд структур, сформировавшихся после смещения, однако весьма четко его фиксирующих. Это сдвиг Дружковско-Константиновской антиклинали относительно Главной антиклинали по зоне Дзержинского поперечного глубинного разлома, а также смещение ряда куполов северо-западной окраины Донбасса вдоль поперечных разломов. До установления последних все указанные смещения рассматривались как кулисные антиклинали, что не всегда могло удовлетворительно объяснить их происхождение и структурное положение. Размеры горизонтальных смещений по зоне Дзержинского поперечного разлома увеличиваются от южного борта к северному, составляя 3—5 км на юге, 15—18 в зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома (Главная антиклиналь) и до 60—70 км¹ [4] у северного борта.

Для Донецкого бассейна сдвиги весьма распространенная морфологическая форма и хорошо фиксируются в зонах крупных продольных нарушений. Значительное развитие сдвигов отмечено в работе И. Р. Белоуса и В. А. Королева [1], где Южно-Донецкий, Центрально-Донецкий и Северный глубинные разломы в генетическом отношении рассматриваются как сколы, а по характеру смещения — как сбросо-сдвиги. Эта точка зрения представляется достаточно убедительной и подтверждается анализом структур, развитых в приразломных зонах. Таким образом, для изучения сдвиговых дислокаций в пределах Донбасса применим как первый, так и второй способы.

Второй способ определения смещений более простой и дает возможность относительно легко определить размеры горизонтального смещения. Однако он имеет сравнительно ограниченное применение, так как для его использования необходим ряд условий и в первую очередь надежные репера. Такие условия в определенной мере существуют в пределах зоны Южно-Донецкого глубинного разлома. Причем величина сдвига непосредственно может быть определена лишь для отдельных разрывов. Для глубинного разлома в целом она может быть вычислена только с учетом всех данных по структурам.

В пределах зоны Южно-Донецкого глубинного разлома обнажены древнейшие породы — комплексы кристаллического фундамента дорифейского возраста, а также наиболее ранние породы авлакогенового этапа развития. Они представлены девонскими осадочными и осадочно-вулканогенными породами, выполнявшими надразломный грабен. В тектоническом отношении территория имеет очень сложное строение. Здесь наблюдается сочетание складчатых и разрывных дислокаций, развитых в пределах грабена, формирование которого генетически связано с Южно-Донецким глубинным разломом. Последующие тектонические эпохи привели к разрушению грабена, и в настоящее время мы можем наблюдать только отдельные его реликты. Сдвиговые дислокации фиксируются по многим элементам структур. Наиболее характерны в этом отношении полукупола — структуры, как правило, незначительных размеров, одно из крыльев которых обычно срезано разрывом и даже при незначительной амплитуде вертикального смещения не фиксирующееся. Для более крупных разрывов значительные зоны дробления затрудняют опреде-

¹ Эта величина фиксируется по геофизическим данным и, по всей вероятности, представляет собой суммарную составляющую по нескольким сближенным поперечным разломам северо-западной окраины Донбасса.

ление величины смещения прямыми методами. Общее же горизонтальное перемещение по зоне Южно-Донецкого глубинного разлома определяется величиной порядка 5 км [5]. Морфологически разлом представляет собой правосторонний сбросо-сдвиг с хорошо развитой надразломной структурой в форме грабена. Величина вертикального смещения колеблется от 500 м до 2 км.

К западу разлом виргирует, разделяясь на ряд ветвей, отделяющихся от основной структуры в северном направлении. Как правило, в опущенных крыльях развиваются брахиформные складки, длинные оси которых ориентированы в направлении север — юг. Такое же направление отмечается и для ряда крупных дизъюнктивов в пределах южной части северо-западной окраины Донбасса. Здесь вместе с резким затуханием Южно-Донецкого разлома в связи с подходом его к Самарскому выступу Украинского щита наблюдается виргация в форме пучка крупных разрывов, расходящихся в сторону центральной части депрессии и формирующих структуру типа «конский хвост». Они пересекают всю моноклиналиную часть депрессии (южный моноклиналиный склон) вплоть до зоны Мушкетовского глубинного разлома, являющегося южным ограничением центрального грабена Донбасса [5].

Структурный рисунок такого типа формируется, как правило, в связи с горизонтальными смещениями. В рассматриваемом случае работал правосторонний сдвиг (рис. 1) по зоне Южно-Донецкого глубинного разлома. Не исключено, что северные продолжения отдельных виргаций переходят в пределы структуры Дзержинского глубинного разлома и генетически связаны со сдвиговыми движениями в плоскости этого дизъюктива. Тектонический рисунок на этом участке образует плавные дуги, формирующие «кольцевую» структуру, центральной частью которой выступает Волчанская синклинали. Формирование кольцевой структуры определялось взаимодействием системы разнонаправленных сдвиго-сбросов с мощными толщами осадочных комплексов. На юге — Южно-Донецкий глубинный разлом, выступающий в приповерхностных зонах в форме правостороннего сдвига. К западу разлом затухает с образованием веера виргационных структур, главным образом дизъюнктивов. С разворотом на север часть указанных разрывов трассируется вдоль зоны Дзержинского поперечного глубинного разлома (правосторонний сдвиг) и дальше соединяется со сдвигами по зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома. На востоке, в пределах Донецко-Макеевского углепромышленного района, выделяется система поперечных (северо-восточного направления) антиклиналь-флексур, генетически связанных с надвиганием восточного приподнятого блока Донбасса в сторону Волчанской синклинали. Надвигание отмечается по зоне Донецко-Макеевского поперечного глубинного разлома [6].

В замковой части Главной антиклинали развита система разрывов, которые обычно именуется надвигами. Как правило, плоскости смещения у них довольно крутые (больше 45°) и простираются под острым углом к оси складки. Длина их относительно незначительная: они прослеживаются на расстоянии до 8 км от оси антиклинали. По мнению В. В. Эза [7], «нет никаких оснований предполагать, что по этим разрывам произошли большие (несколько километров) смещения по вертикали, если тот же конечный результат можно объяснить небольшими (до сотен метров) смещениями в горизонтальном направлении... Таким образом, эти разрывы скорее всего являются сдвигами» (с. 262). Сама же Главная антиклиналь представляет собой надразломную складку, сформировавшуюся в пластической толще донецкого карбона в результате подвижек по зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома. Изучение структурного рисунка (рис. 2) размещения разрывов достаточно однозначно указывает на правосторонний сдвиг по зоне разлома, который развивался уже после формирования складки.

Наиболее сложно построенной и интересной является северная часть Донбасса, включающая и северную зону мелкой складчатости и краевую зону, связанную с Северным глубинным разломом. В осадочной толще

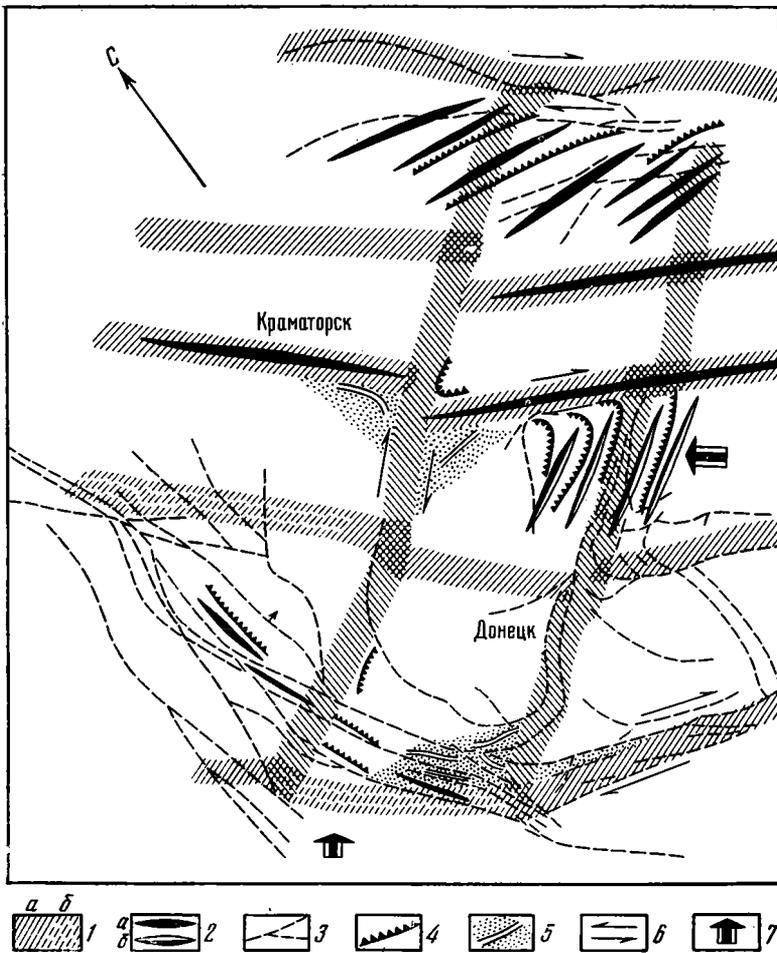


Рис. 1. Схема расположения основных структур западной части Донецкого бассейна, связанных со сдвиговой тектоникой
 1 — зоны глубинных разломов: *a* — выраженные по поверхности дорифейского фундамента; *b* — без смещения; 2 — складчатые структуры, генетически связанные с глубинными разломами: *a* — антиклинали; *b* — антиклиналь-флексуры; 3 — основные разрывы в осадочной толще; 4 — зоны сжатия; 5 — зоны растяжения; 6 — направления относительного перемещения по плоскостям разрывов; 7 — региональные движения блоков фундамента

здесь преобладают тектонические элементы, являющиеся производными от подвижек по глубинному разлому.

Характер размещения складок и разрывов здесь близкий к таковому на южной окраине Донбасса с обратным (зеркальным) расположением структур. К юго-западу и западу от Ворошиловграда наблюдается система складок и разрывов, ответвляющихся от основного Северного глубинного разлома под острым углом (см. рис. 1), и виргирующие в сторону центральной части депрессии. Эти складки являются надразломными структурами [7], сформировавшимися в результате подвижек по разломам фундамента.

Намечается определенная стадийность развития дислокаций: 1) формирование основной структуры глубинного разрыва, 2) сдвиг по зоне разрыва и образование вторичных разрывов — виргаций, 3) формирование надразломных антиклиналей в результате разнонаправленных подвижек по плоскостям разрывов.

Механизм образования надразломных антиклинальных складок представляется сходным: они развиваются в легко деформируемой пластической толще осадочных комплексов Донецкого карбона (в основном угле-

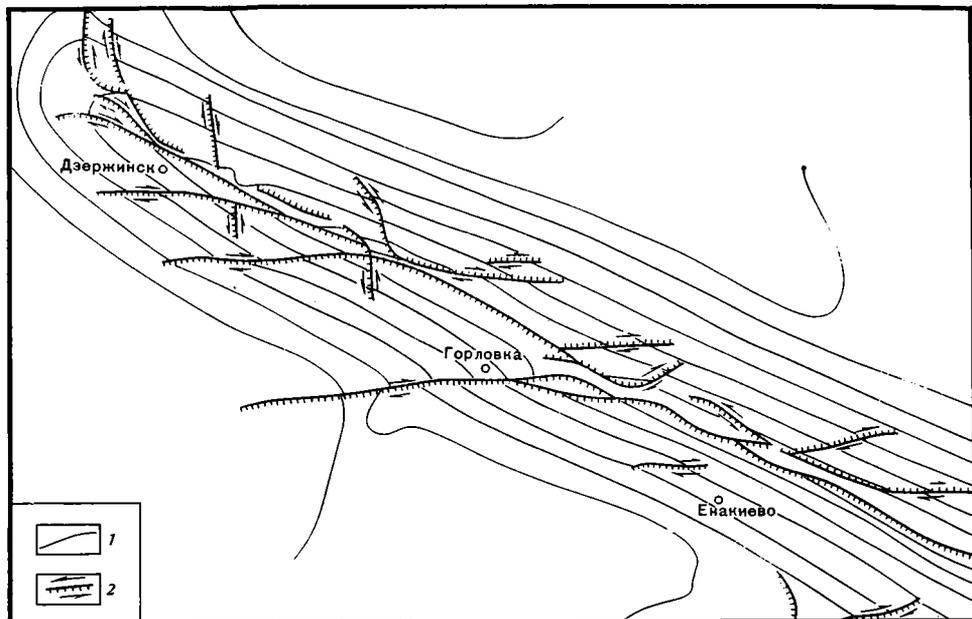


Рис. 2. Схема строения западной части Главной антиклинали (по В. В. Эзу [9])
 1 — границы свит карбона (гранчичные известняки); 2 — разрывные нарушения (стрелками показаны относительные горизонтальные смещения крыльев разрывов)

носная формация) вследствие выведения их из равновесного состояния при блоковых движениях в кристаллическом фундаменте. Детально механизм образования отдельных складок был разобран в предыдущих работах [5, 6] и здесь специально не рассматривается. Отметим лишь, что большинство разрывов, развитых в осадочной толще, являются производными и образовались в результате разгрузки внутренних напряжений при общем подъеме территории и денудации осадков. Исключение составляют лишь крупные разрывы, непосредственно связанные с фундаментом, а также дизъюнктивы в зонах незначительных мощностей осадочных толщ. Этим объясняется уменьшение амплитуды и полное затухание разрывов с глубиной, предполагаемое отсутствие значительного развития сети локальных разрывов на глубинах свыше 2—2,5 тыс. м, существование «слепых», не имеющих выхода на поверхность разрывов и затухающих с глубиной.

Анализ материалов геологических исследований Донецкого бассейна показал, что в его формировании значительную роль играют горизонтальные движения. В результате этих подвижек формировались разномасштабные как дизъюнктивные, так и пликативные структуры. Разрывы представлены крупными региональными сдвигами, разграничивающими различные геоструктурные элементы либо тектонические зоны в их пределах, с одной стороны, и фиксирующиеся в виде мелких трещин, не выходящих за пределы отдельных пластов, — с другой. Существуют, естественно, и промежуточные формы дислокаций. При этом следует отметить, что первичными, как правило, выступают дизъюнктивы, а пликативные дислокации — производные и развиваются в осадочной толще как надразломные либо приразломные структуры. И в том, и в другом случае на первый план выступает их тесная генетическая связь: движения по разлому в кристаллическом основании вызывают развитие складки в осадочной толще.

В пределах зон краевых глубинных разломов (сбросо-сдвигов) фундамента при сдвиговых движениях фундамента формируется специфический структурный рисунок типа «конский хвост», образующийся сочетанием разрывных и складчатых форм. Виргация происходит в сторону депрессии, что обусловлено направлением взаимного перемещения блоков и, вероятно, некоторым различием механических свойств приподнятого и

опущенного блоков фундамента. В последнем интенсивнее проявляется тенденция к складкообразованию. Наиболее полно виргации развиваются на переходных участках, в зонах изменения активности разломов. Одной из таких зон, выступающих в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, являются структурные виргации в пределах пересечения последнего с протерозойской структурой Орехово-Павлоградского линеймента, т. е. на участке перехода Донецкого кряжа в Днепровско-Донецкую впадину.

Изучение характера распределения горизонтальных напряжений при сдвиговых дислокациях имеет огромное значение не только в теоретическом аспекте, но чрезвычайно важно для практики безопасного и рационального ведения горных работ. Установлено [3], что в отдельных регионах, в условиях верхней части земной коры, на глубинах до 2000 м, горизонтальные напряжения могут значительно превосходить вертикальные, связанные с геостатическим давлением. Следовательно, они будут играть большую роль при возникновении выбросоопасных зон. С другой стороны, всякие тектонические подвижки будут либо увеличивать тектонические напряжения в горном массиве, либо снимать их (если энергия движения полностью реализуется в пластической или же разрывной деформации). Исследование характера протекания этих процессов является особенно актуальным для Донецкого бассейна, где горные работы давно перешагнули тысячеметровый рубеж и их глубина непрерывно увеличивается.

Литература

1. Белоус И. Р., Королев В. А. Блоковая тектоника Донецкого бассейна и ее влияние на размещение эндогенной минерализации.— *Геотектоника*, 1973, № 5, с. 94—106.
2. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн.: *Разломы и горизонтальные движения земной коры*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—33.
3. Марков Г. А. О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры.— *Геотектоника*, 1983, № 3, с. 32—41.
4. Рябов В. М., Самборский Н. А. Проявление горизонтальных движений в Днепровско-Донецкой впадине.— В кн.: *Дизъюнктивные дислокации Днепровско-Донецкой впадины*. Полтава, 1967, с. 20—21.
5. Смишко Р. М. Глубинное строение северо-западных окраин Донбасса в связи с нефтегазоносностью: Автореф. канд. дис. Львов, 1970. 21 с.
6. Смишко Р. М., Уженков Г. А. Эволюция осадочной толщи Донбасса и ее связь с тектоникой кристаллического фундамента.— В кн.: *Угольные бассейны и условия их формирования*. Ч. 1. Львов, 1980, с. 39—41.
7. Смишко Р. М. Природа и механизм образования складчатых деформаций осадочной толщи центральной части Донбасса.— *Геотектоника*, 1980, № 4, с. 37—43.
8. Ткаченко В. Ф. Особенности складчатости в северной части Донбасса.— *Сов. геология*, 1978, № 12, с. 87—99.
9. Эз В. В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой.— В кн.: *Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 250—264.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР
г. Львов

Поступила в редакцию
29.VIII.1983

ХРОНИКА

УДК 551.24(59)

**ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ
НА ПЯТОМ КОНГРЕССЕ ПО ГЕОЛОГИИ, МИНЕРАЛЬНЫМ
И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИМ РЕСУРСАМ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ
(КУАЛА-ЛУМПУР, АПРЕЛЬ 1984 г.)**

В г. Куала-Лумпур, Малайзия, 9—13 апреля 1984 г. состоялся пятый конгресс по геологии, минеральным и энергетическим ресурсам Юго-Восточной Азии (в прошлом эти мероприятия, которые проводятся начиная с 1972 г., назывались «Региональными конференциями»). В работе конгресса участвовали представители большинства стран региона (в который входят все зарубежные азиатские страны от Ирана на западе до Японии, Филиппин, Индонезии, Папуа-Новой Гвинеи на востоке), а также ряда европейских стран, США, Австралии и некоторых других; от СССР в работе конгресса участвовал автор данного обзора.

Программа конгресса включала большое количество докладов, распределенных по следующим секциям: а) геологическая эволюция (сюда входили тектоника, стратиграфия, региональная геология), б) экономическая геология (т. е. вопросы геологии минерального сырья), в) четвертичные процессы и события, инженерная геология.

При всем разнообразии содержания докладов, представленных на секции «Геологическая эволюция», выделяется ряд тем, которым было уделено особое внимание. К их числу относятся: а) палеотектоника и палеогеография палеозоя и вопросы соотношения Юго-Восточной Азии и Гондваны; б) строение и соотношение дуговых структур на границе Австралийской плиты с Тихоокеанской плитой и плитами и микроплитами Азии; в) закономерности развития осадочных бассейнов (и буквально в считанных докладах вопросы их нефте- и газосности); г) большая группа докладов была посвящена крупным и мелким вопросам региональной геологии, закономерностям строения и развития отдельных площадей и тектонических элементов. В данном обзоре я, естественно, могу остановиться на содержании лишь части докладов.

Большинство авторов, касавшихся вопросов палеотектоники и палеогеографии палеозоя, поддерживают идею о принадлежности в палеозое Юго-Восточной Азии (т. е. Индокитая и Индонезийской области) или ее части к Гондванскому суперконтиненту до его раскола в конце перми—триасе. Основанием служит сходство разрезов, фауны, флоры.

Для раннего палеозоя это показано в докладах К. Беррета и Б. Стейта (С. Burret, B. Stait; Австралия) и К. Бёртона (С. Burton; Сингапур). Анализ отложений и фаунистических комплексов нижнего палеозоя Таиланда, Малайзии, о-ва Тарутао и ряда других мест указывает на большое сходство между Юго-Восточной Азией и Австралией: Гондвана, по мнению К. Бёртона, протягивалась на территорию Таиланда.

Позднепалеозойская эпоха рассмотрена в нескольких докладах. Седиментологическое изучение пермских и триасовых карбонатных пород Малайзии, выполненное К. Рао (С. Prasada Rao; Австралия), привело его к заключению, что пермские породы накапливались в холодном и умеренном, триасовые — в более теплом, до тропического, климате. Условия перми согласуются, таким образом, с предположением, что западная часть Малайзии была в это время частью Гондваны. Интересные данные получены в итоге изучения отложений предположительно гляциальной природы; они были приведены в двух докладах — Р. Штауффера и Ли Чай Пенга (Р. Stauffer, Lee Chai Peng; США, Малайзия) и С. Бунопаса и П. Велла (S. Bunopas, P. Vella; Таиланд, Новая Зеландия). Авторы первого из этих докладов доказывают гляциально-морское происхождение верхнепалеозойских отложений с валунами из Малайзии (с-ва Лангави), Таиланда (район Фукет), Суматры, Южной Бирмы, нагорья Шан и других мест и делают на этом основании вывод, что в позднем палеозое Юго-Восточная Азия примыкала к Гондванскому континенту, охваченному оледенением.

Несколько отличается интерпретация приблизительно тех же исходных данных авторами второго доклада: толща с включениями грубых пород, в том числе с неокатанными глыбами экзотических гранитов (входящая в состав группы Фукет-Каенг Крачан Таиланда и Юго-Восточной Бирмы), содержащая холоднолюбивую флору нижней перми, рассматриваются ими как заполнение рифтовой впадины, образовавшейся на окраине Шан-Тайского микроконтинента при его отрыве от Гондваны и позже развившейся в океан Мезотетис. Экзотический материал, по их мнению, поступал с Австралийского континента и выносился айсбергами в пределы указанной впадины.

Более обстоятельно, но также с позиций идеи отрыва от Гондваны и перемещения к северу, рассматривалась история блоков с докембрийской континентальной корой в докладе Ю. Г. Гатинского (СССР) и Х. Хатчисона (Ch. Hutchison; Малайзия); с выводами этих авторов легко ознакомиться по публикациям Ю. Г. Гатинского. Палеогеографическая зональность Юго-Восточной Азии в позднем палеозое реконструирована.

И. Меткалфом (I. Metcalfe, Малайзия). Им выделяются четыре древних блока с разной историей: а) блок Сибумасу (Sibumasu), включающий район Шан в Бирме, Северо-Западный Таиланд, полуостровную часть Бирмы и Таиланда, Западную Малайзию, Суматру; б) блок Манабор (Manabor), включающий Восточную Малайзию, острова Натуна, юго-западную часть о-ва Калимантан; в) Индокитайский блок, включающий восток Таиланда, Лаос, Кампучию, Вьетнам к юго-западу от зоны Сонг-Ма-Сонг Даи; г) Южнокитайский блок, включающий территорию Северного Вьетнама и южных районов Китая. По заключению автора, блок Сибумасу в карбоне — ранней перми прилегал к австралийской части Гондваны; блоки Индокитайский и Манабор располагались, вероятно, севернее.

Вопросы строения и истории формирования дуговых структур, взаимодействия плит рассмотрены многими докладчиками. Интересные новые данные приводились по северной окраине Австралийской плиты. Основываясь на геофизических материалах и результатах геологической съемки на островах Тимор, Роти, Саву, Церам (Серам), М. Одли-Чарлз (M. Audley-Charles; Великобритания) пришел к выводу, что внешняя дуга Банда представляет собой деформированный континентальный склон Австралийской платформы (а не аккреционную призму, как принято думать), надвинутый к северу и перекрывающий зону Беньофа восточнее о. Сумба. Соответственно впадина к югу от Тимора рассматривается им не как часть преддугового желоба, а как передовой прогиб. С этой интерпретацией согласуются данные о триасовых турбидитах Э. Тимора, которые, по мнению С. Кука (S. E. Cook; Великобритания), накапливались у окраины Австралийского континента.

Зона контакта Австралийской и Тихоокеанской плит рассмотрена в докладах по территории о. Новая Гвинея (Иран-Джайя, Папуа-Новая Гвинея) и смежных районов. Н. Ратман и С. Атамвината (N. Ratman, S. Atmawinata, Индонезия) доложили о результатах картирования в зоне Япенского разрыва на о-ве Япен. Это часть Ирианской или Соронгской системы разрывов на границе Тихоокеанской и Австралийской плит, которая трассируется из Папуа-Новой Гвинеи в северную часть Ириан-Джайя и далее к западу до соединения с зоной разрывов Матано-Каро на о. Сулавеси. Центральная кордильера о. Новая Гвинея оказывается, таким образом, смятым и надвинутым к северу на океанскую кору краем Австралийской платформы. Ее формирование началось, по данным Д. Доу и У. Хартоно (D. Dow, U. Hartono; Индонезия) и Г. Фрэнсиса и др. (G. Francis et al.; Папуа-Новая Гвинея), в конце среднего—позднем миоцене и продолжалось до раннего плиоцена. К северу от кордильеры возникли впадины с мощностью верхнемиоценовых (пелагические мергели) и плиоцен-четвертичных (мелководных флювиальных и озерных) отложений до 10 км. Отмечается сложное тектоническое строение предгорных площадей, в том числе тех, которые, как, например, сложенная неогенно юго-восточная часть складчатого пояса Папуа, раньше считались почти недеформированными.

Обстоятельные доклады были посвящены геологической истории Индонезии (Н. Хартоно, S. Thokrosarotro; Индонезия), южной части Филиппин (С. Буртон, Сингапур), району Южно-Китайского моря (Ж. Летузе и др.; Франция). Для Филиппин можно отметить уточнения, касающиеся возраста морских впадин и хронологии процесса коллизии дуг: раскрытие морей Сулу и Целебес датируется олигоценом — миоценом; кора на юге Филиппин имеет меловой возраст; предполагается, что в мелу Филиппины ограничивались с запада древней зоной субдукции, при этом магматическая дуга шла от восточных районов о. Панай через юго-западную часть о. Негрос и далее в район Катабатона юге о. Минданао. По мнению К. Бёртона, сейчас продолжается развитие Филиппинского желоба к северу, так же как коллизия дуг Талауд (на востоке) и Сантхе (на западе). В докладе Ж. Летузе и др. показано значение среднемиоценового (зона 5) тектогенеза для перестройки прежней кинематики движений (сложившейся после раскрытия во время аномалий 34—37 бассейна с океанической корой вдоль субширотной оси спрединга) на современной дуге, в которой, в частности, дуга Палаван срезается активной ныне Филиппинской дугой. Тектогенез среднего миоцена отмечен здесь также следующими явлениями: в Центральном и Южном Палаване офиолиты и их осадочный (меловой) чехол надвинуты на осадки среднего миоцена; на о-ве Панай меланж с осадочным матриксом среднемиоценового возраста несогласно перекрыт более молодыми осадками миоцена; на юге Тайваня блоки офиолитов и пиллоу-лав с осадками среднего — верхнего олигоцена включены в обломочную толщу среднего — верхнего миоцена; на северо-западе о. Лусон серпентинитовый меланж несогласно перекрыт неритовыми известняками среднего миоцена; на о. Миндоро офиолиты среднего олигоцена надвинуты на осадки верхнего эоцена — среднего миоцена.

Для третичных бассейнов (впадин) региона Х. Хатчисоном (Ch. Hatchison; Малайзия) по-новому поставлен вопрос о происхождении перерывов. Он связывает их формирование не с тектоническими поднятиями и опусканиями, а с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (которые происходят в интервале приблизительно от +250 до —250 м). Эпохи регрессии, размыва, смены турбидитов на прибрежные и флювиальные отложения во многих бассейнах Юго-Восточной Азии коррелируются им с эпохами резкого падения уровня океана на рубежах около 29, 13, 9,8, 6,6 млн. лет. Деформацию слоев в бассейнах он объясняет не сжатием, а реакцией чехла на движение по сдвигам в фундаменте. Эта же мысль развивалась в докладе А. Барбера и Р. Мёрфи (A. Barber, R. Murphy; Великобритания). Ими, кроме того, предложена классификация бассейнов Юго-Восточной Азии с выделением четырех групп: а) преддуговые — бедны нефтью, но могут содержать значительные запасы газа; б) тыловые (бассейны Явы, Суматры и др.) — богаты нефтью и газом; в) внутриплатформенные (бассейны Тайский, Малайский, Баликпапан на Восточном Калимантане) — многочисленные (за счет

миграции) скопления углеводородов; г) континентальные краевые — нефти и газа много, но без крупных скоплений. Много нового по стратиграфии и тектонике третичных бассейнов области Барат на о-ве Калимантан содержалось в докладах группы индонезийских геологов — Д. Трэйла и др. (D. Trail et al.) и П. Уильямса и др. (P. Williams et al.). Ими, в частности, показано, что выступ фундамента Семитау (Semitau), разделяющий бассейны Мелави (на юге) и Кетунтау (на севере) оказался в действительности выходами мелового (моложе сеномана) меланжа с глыбами гранитов. Меланж, по мнению авторов, указывает на наличие здесь зоны субдукции середины мела (коллизия южной области с континентальной корой с микроконтинентом Санггау — Балаи-Себут). С движениями по ней связывают внедрение меловых гранитов в горном массиве Шванер.

Касаясь организационных вопросов, следует упомянуть, что во время работы конгресса было сообщено о решении, принятом геологическими обществами Индонезии, Малайзии, Таиланда и Филиппин об образовании Союза геологических обществ этих стран — SE Asian Union of Geological Societies (GEOSEA), президентом которого избран Дж. Катили (Индонезия). Цель Союза — координация геологических работ, обмен опытом, взаимные консультации и т. п.

Следующий — шестой конгресс по геологии, минеральным и энергетическим ресурсам Юго-Восточной Азии намечено провести в Индонезии в 1987 г.

Непосредственно перед конгрессом — 5—7.04.1984 г. — в Куале-Лумпуре было проведено еще одно совещание — подкомиссии по Юго-Восточной Азии Комиссии геологической карты мира (КГКМ). Созданная в 1973 г. подкомиссия курирует работу по составлению разных видов геологических карт, как международных, так отчасти и национальных, в странах Юго-Восточной Азии. В совещании участвовали представители Вьетнама, Индии, Индонезии, Ирана, Южной Кореи, Малайзии, Непала, Таиланда, Тайваня, Японии, Филиппин, а также ряда международных организаций (КГКМ, подкомиссии по Юго-Восточной Азии, подкомиссии тектонических карт, Экономической и социальной комиссии ООН по Азии и Тихому океану). На этом совещании среди прочего были обсуждены материалы и процедура завершения коллективных международных работ по составлению следующих карт: Геологической карты Ближнего и Среднего Востока, новой геологической карты Южной и Восточной Азии, метаморфической карты Южной Азии, сейсмотектонической карты территории Ирана — Афганистана — Пакистана, металлогенической карты Южной и Восточной Азии. Все перечисленные карты находятся в стадии завершения.

Леонов Ю. Г.

Редакционная коллегия:

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции:

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77**

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

ПОПРАВКА

В журнале «Геотектоника» № 1, 1985 г. в названии статьи Н. Л. Добрецова слово «тектоника» ошибочно заключено в кавычки.

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 07.01.85	Подписано к печати 11.02.85	T-00822	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отт. 19,2 тыс.	Уч.-изд. л. 11,8
		Тираж 1687 экз.	Бум. л. 4,0
		Зак. 4300	

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва. Шубинский пер., 6

В 115
ПЕСОЧНИЙ ПЕР Д 3 КВ 42
МАКАРИЧЕВУ П И
70228

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

В издательстве «Наука»

готовятся к печати:

**Живкович А. Е., Чехович П. А. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ И
ТЕКТНИКА УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА. 13 л. 2 р.**

В книге на примере Уфимского амфитеатра (западный склон Среднего Урала) рассмотрена геологическая эволюция сегмента ископаемой окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Приведены новые данные по стратиграфии и литологии формаций нижнего и среднего палеозоя, образующих два вертикальных ряда, соответствующих шельфу и континентальному склону. Предложена новая модель формирования структуры района и на ее основе поновому оценены перспективы бокситоносности центральной части Уфимского амфитеатра.

Работа предназначена для тектонистов, стратиграфов, литологов.

**Мазарович А. О. ТЕКТНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЮЖНОГО ПРИ-
МОРЬЯ В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ. (Труды Геологиче-
ского института. Вып. 392). 11 л. 1 р. 70 к.**

На основании детальных геологических исследований рассмотрена структурная эволюция во времени отдельных районов и региона в целом. Показано, что тектоническое развитие и структурное положение Южного Приморья в значительной степени определяются чешуйчато-надвиговыми структурами, которые начали формироваться в позднеюрское — раннемеловое время.

Книга рассчитана на геологов научных и научно-производственных организаций, специализирующихся в области тектоники и стратиграфии.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петро-заводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок Морской про-спект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, буль-вар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»