

К. Э. Деккер

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2005



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.malk.ru>

XL

1965 **лет** 2005



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 2005 Январь–Февраль

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853X

Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
В.А. Верниковский, Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев,
А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Е.А. Константиновская,
Н.В. Короновский, К. Крук (Австралия), Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро,
В.Н. Шолпо, А.А. Щипанский

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, A.A. Shchipanskii, V.N. Sholpo,
V.A. Vernikovskii, Yu.A. Volozh

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.
Postmaster: “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научный редактор Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая

Адрес редакции: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Издательство “Наука”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2005

40 лет журналу “Геотектоника” <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Тектоническая расслоенность вдоль раздела кора–мантия в офиолитовых разрезах <i>А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин</i>	6
Регионально-геологические исследования как основа тектонического районирования океанского дна <i>Ю. М. Пуцаровский, С. Г. Сколотнев</i>	17
Проблема происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения <i>В. Е. Хаин</i>	40
Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли <i>В. В. Ярмолук, В. И. Коваленко, В. Б. Наумов</i>	45
Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона <i>Т. П. Иванова, В. Г. Трифонов</i>	64
Аккреционные орогены: эрозия и эксгумация <i>Е. А. Константиновская, Ж. Малаввей</i>	78
Перспективы нефтегазоносности континентальных склонов в Мировом океане: тектонический аспект <i>А. Забанбарк, А. И. Конюхов</i>	99

Хроника

Тектоника и геодинамика на 32 сессии МГК, Флоренция, Италия (обзор) <i>Е. А. Константиновская, А. А. Пейве</i>	107
---	-----

Contents

No. 1, 2005

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

<i>Geotektonika</i> Celebrates its Fortieth Anniversary <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Tectonic Delamination along the Crust–Mantle Boundary in Ophiolite Sequences <i>A. L. Knipper and A. Ya. Sharas'kin</i>	6
Regional Geological Studies as a Basis for Tectonic Demarcation of the Oceanic Floor <i>Yu. M. Pushcharovsky and S. G. Skolotnev</i>	17
The Problem of Origin and Age of the South Caspian Basin and Its Possible Solutions <i>V. E. Khain</i>	40
Geodynamics, Flows of Volatile Components, and Their Exchange between the Mantle and the Upper Earth's Shells <i>V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko, and V. B. Naumov</i>	45
Neotectonics and Mantle Earthquakes in the Pamir–Hindu Kush Region <i>T. P. Ivanova and V. G. Trifonov</i>	64
Accretionary Orogens: Erosion and Exhumation <i>E. A. Konstantinovskaya and J. Malavieille</i>	78
Petroleum Potential of Continental Slopes in the World Ocean: A Tectonic Aspect <i>A. Zabanbark and A. I. Konyukhov</i>	99

Chronicle

Tectonics and Geodynamics at the 32nd IGC Session, Florence, Italy: A Review <i>E. A. Konstantinovskaya and A. A. Peive</i>	107
--	-----

40 ЛЕТ ЖУРНАЛУ “ГЕОТЕКТОНИКА”

Первый номер нашего журнала увидел свет в январе 1965 г. Его учредителем был Президиум Академии наук СССР. Издание было регламентировано шестью выпусками в год. Необходимость издания диктовалась большим размахом тектонических исследований в стране, определившимися в середине прошлого столетия.

В состав первой редколлегии вошли: М.В. Муратов – главный редактор, М.С. Марков – ответственный секретарь, В.В. Белоусов, А.А. Богданов, Ю.А. Косыгин, Л.И. Красный, П.Н. Кропоткин, А.В. Пейве, Ю.М. Пуцаровский, В.Е. Хаин, Ю.М. Шейнманн, Н.А. Штрейс, А.Л. Яншин. В 1966 г. семеро из перечисленных лиц были членами Академии наук. В нынешнем составе их – 9.

М.В. Муратов являлся главным редактором до 1983 г. После его кончины в этой должности был утвержден автор этих строк.

В настоящее время состав редколлегии насчитывает 21 человека. В ней представлены ученые Геологического института РАН, Института физики Земли РАН, Геологического факультета МГУ, Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Института океанологии РАН, Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН. В редколлегию входят трое иностранных ученых: Э. Бонатти (Италия), Р. Колман (США) и К. Крук (Австралия). Из состава первой редколлегии свою деятельность продолжают лишь двое: В.Е. Хаин и главный редактор.

Журнал освещает проблемы строения, развития и движений земной коры и строения и геодинамики Земли в целом, т.е. фактически охватывает весь спектр главных задач, стоящих перед тектоникой, как наукой. Аналогичного журнала в мировой периодике не существует. С 1976 г.



М.Н. Шуплецова (заведующая редакцией), Ю.М. Пуцаровский (главный редактор), А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), В.С. Буртман (ответственный секретарь).

“Геотектоника” издается в английском переводе. До 1995 г. английская версия печаталась Американским геофизическим союзом, чему способствовал тогдашний его президент, известный американский геофизик д-р Дж. Максвелл. Последние десять лет английский перевод публикуется Международной академической издательской компанией – МАИК “Наука/Интерпериодика”. Распространяемость журнала за рубежом достаточно стабильна.

Интересно содержание первого выпуска “Геотектоники” (1965 г.). Приведу его по оглавлению: *М.В. Муратов. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры; А.В. Пейве. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности; Р.Г. Гарецкий, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин. Типы структур молодых платформ Евразии; Ю.А. Косыгин, Ю.А. Воронин. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии; А.С. Новикова. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое; Ю.М. Пушаровский. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца; Э.Н. Эрлих. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки; М.А. Камалетдинов. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных; П.Я. Авров и др. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсольевым отложениям. В кратких сообщениях печатались: В.Е. Бураковский, Б.Л. Гуревич. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря; В.Г. Гладков. Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне оловянинского надвина (Восточное Забайкалье). В разделе “Хроника”: сообщения о заседании Тектонического комитета и совещании “Вулканизм и тектоника”.*

Можно видеть, что направленность журнала и его построение практически сохранились в том же виде вплоть до настоящего времени. Но обратимся к современности.

В год в журнале печатается в среднем 44 статьи. Основной объем заполняют статьи по общей и региональной тектонике. Для них характерен тектоно-геодинамический подход к исследуемым вопросам. Редколлегия приветствует статьи, направленные на выяснение тектонических закономерностей размещения в земной коре полезных ископаемых, но они поступают нечасто. Статьи по структурной геологии и особенно экспериментальной тектонике редки. Традиционно публикуются информативные сообщения о тектонических совещаниях, рецензии, отмечаются юбилеи и памятные даты ученых.

Из фундаментальных тектонических исследований, опубликованных за последнее пятилетие,

назову следующие: основные циклы в тектонической истории Земли; геосферы мантии Земли, тектоносфера на больших глубинах; нелинейная геодинамика; планетарная трещиноватость; континентальный рифтогенез; аккреционная тектоника; постархейская тектоника кратонов; неотектоника Азии и Центральной Европы; плитная и блоковая тектоника Евразии; Палеоазиатский океан; лунно-земные приливные воздействия на тектонические процессы; главная структурная асимметрия Земли; движущиеся континенты; структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. Это не исчерпывающий перечень, но достаточный, чтобы составить представление о широте проблематики журнала.

Значительное место занимают публикации по тектонике океанов. Без этих знаний глобальная тектоническая мысль развиваться не может. Серьезное внимание уделяется континентальным окраинам России, с которыми, как известно, связываются богатые резервы различных видов минерального сырья.

Конкретные данные о количестве публикаций по рубрикам за период 2001–2003 гг. таковы:

Общие вопросы тектоники и геодинамики	13
Региональная тектоника и геодинамика континентов	57
Континентальные окраины	16
Тектоника и геодинамика океанов	14
Тектоника и геодинамика морей	8
Хроника	6
Рецензии и краткие информации	6
Юбилеи и памятные даты	12

Региональные работы касаются фактически всех крупных тектонических единиц территории России, но имеются также публикации и по тектонике зарубежных областей.

По континентальным окраинам основная часть работ освещает тектонику и геодинамику районов Северо-Востока и Дальнего Востока нашей страны.

Почти все статьи по океанам относятся к Атлантике. Одна из статей охватывает геологию и минерагению всех океанов. Что касается морских акваторий, то здесь речь идет о морях Черном, Каспийском, Баренцевом, Лаптевых и Центральном Средиземноморье.

Назову работы, удостоенные премий МАИК “Наука/Интерпериодика”, как лучшие работы года. 1996 г. “Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов”. 1997 г. Серия статей по тектонике, геодинамике и напряженному состоянию земной коры древних платформ. 1998 г. Серия статей по тектонике докембрия. 1999 г. Серия статей по глубинной тектонике Земли (главная премия). 2000 г. Серия статей по

магматизму и глубинной геодинамике Земли. 2001 г. Серия статей “Геодинамические обстановки формирования офиолитов и океанической литосферы”. 2002 г. Серия статей “Постархейские деформации и геодинамика Балтийского щита”. Выдвижение работ на премии происходило на заседаниях редколлегии. Во всех случаях мнение было общим.

Нельзя сказать, что журнал охватывает все актуальные проблемы современной геотектоники и геодинамики. Например, явно недостаточно освещается весьма важный период в тектонической истории планеты, охватывающий ранний–средний протерозой. Отсутствуют специальные публикации по синтезу и анализу данных GPS. Хотелось бы видеть материалы о тектоническом воз-

действии сталкивающихся с Землей астероидов, особенно космических пришельцев крупных размеров; вообще разработки о воздействии на тектогенез космических факторов.

Десять лет тому назад, также по случаю юбилея, приходилось писать, что не следует рассматривать “новую глобальную тектонику” как учение незыблемое. Ее мобилистское начало, и это показывают многие современные работы, в науке сохранится, но широко распространенное ныне понимание мобилизма определенно претерпит значительные изменения. Журнал, конечно же, не будет в стороне от новых тектонических веяний и поисков.

Ю.М. Пуцаровский

УДК 551.24 05

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ВДОЛЬ РАЗДЕЛА КОРА–МАНТИЯ В ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗАХ

© 2005 г. А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин

Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, Москва, 119017

Поступила в редакцию 10.09.2004 г.

В офиолитах складчатых зон фанерозоя зафиксированы последовательные этапы их формирования, которые протекали неодинаково в разных регионах. В Лигурийских Альпах и Гималаях они характеризуют начальные стадии раскрытия океанического бассейна, а именно процесс эксгумации мантийных пород из-под континентальной коры, выведение их в сферу размыва и отложение горизонта офиолитокластовых брекчий, которые затем были перекрыты толщей пиллоу-лав с чехлом глубоководных осадков на раннем этапе спрединга. В офиолитах Шигазе (Гималаи) к тому же устанавливается, что после выведения на верхние уровни литосферы мантийные ультрамафиты были прорваны мощной серией долеритовых силлов, внедрение которых, очевидно, происходило на уровне субгоризонтального расслоения (деламинации) литосферы палеобассейна. Другие офиолитовые разрезы (Оман, Ньюфаундленд) формировались на стадиях развитого спрединга, которые сопровождалась тектоническим течением вещества вдоль границы раздела пластичной и вязкой сред, отвечающей зоне перехода от мантийных тектонит-перидотитов к магматическим комплексам пород океанической коры. Развитие зон деламинации в литосфере фанерозойских океанов явилось причиной того, что древние мантийные (вплоть до докембрийских) и более молодые коровые комплексы пород оказались совмещенными в единых офиолитовых разрезах, наблюдаемых в континентальных складчатых поясах.

ВВЕДЕНИЕ

Мантийные и коровые части офиолитовых разрезов традиционно рассматриваются как две комплементарные составляющие генетически единой последовательности пород, в которой реститы после выплавления базальтовых расплавов из вещества мантии перекрыты магматической ультрабазит-габбровой серией, дайковым комплексом и подушечными лавами [9]. При этом вся совокупность плутонических и вулканических пород относится к продуктам кристаллизации расплавов, экстрагированных из мантии, в результате чего над мантийными ультраосновными породами после этапов (этапа?) сложных тектонометаморфических преобразований формируются два нижних слоя океанической литосферы, образующих фундамент ее осадочного чехла.

Концепция петрологической взаимосвязанности всех комплексов пород, слагающих офиолитовые массивы, давала возможность судить о происхождении всей ассоциации на основании индикаторных признаков, характеризующих любую часть разреза, и сыграла ключевую роль в развитии современных представлений о природе офиолитов и геодинамических обстановках их формирования.

Именно концепция единой петрологической связи при формировании пород офиолитового комплекса привела к представлению о том, что неоднородности в составе мантии океанов возникают в процессе спрединга и в значительной мере

связаны со скоростью этого процесса. Быстрый спрединг приводит к сильному деплетированию мантии и формированию рестита гарцбургитового состава, в то время как медленный спрединг сопровождается слабым истощением, при котором остаток от плавления мантии сохраняет лерцолитовый состав [32, 34]. Из этого постулата следует, что образование мантийных неоднородностей, если их рассматривать в пространстве и во времени, происходило в разное время в процессе возникновения и развития спрединговых систем, и если так, то состав мантии Тихого океана (быстрый спрединг) должен отличаться от состава мантии Атлантики (медленный спрединг). Принятие этой концепции одновременно означает, что чередование гарцбургитовых и лерцолитовых массивов вдоль простирания какого-либо офиолитового пояса связано с изменением скорости раздвижения.

Однако целый ряд данных о строении, составе и возрастных соотношениях офиолитовых комплексов плохо укладывается в это предположение. В первую очередь, это касается возраста ультраосновных пород (тектонит-перидотитов, или метаморфических перидотитов, или альпинотипных перидотитов и др.). Многие исследователи, особенно в середине прошлого столетия, считали их блоками древней мантии, тектонически перемещенными в верхнюю часть коры континентов. Существенные геохимические отличия между тектонит-перидотитами и магматическими сериями офиолитов, позволяющие говорить о разном

возрасте соответствующих частей разрезов, подчеркивал и Р. Колман [13]. Если такие взгляды правомерны, то необходимо понять, каким образом более молодые комплексы пород коры оказались совмещенными в единых разрезах с более древними мантийными породами и даже попали в сферу размыва, как, например, в Срединно-Атлантическом хребте или в Альпах. Разные аспекты этой проблемы уже рассматривались в ряде работ [1, 5, 6, 15, 42], в которых показана возможность использования модели простого сдвига [28, 45, 46] в процессе подъема мантийного диапира, в результате чего происходит отслоение (деламинация) коровой оболочки от мантийного субстрата [1–3, 5, 6]. В данной работе мы попытались выявить признаки тектонической расслоенности вдоль границы кора/мантия в нескольких разновозрастных разрезах офиолитов, в которых зона перехода от мантийных к коровым породам имеет разное строение и литологический состав.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ “М”

Впервые выделенная югославским геофизиком А. Мохоровичичем в 1909 г. эта граница отвечала резкому скачку в скоростях распространения сейсмических волн и широко применялась при геофизических исследованиях. Впоследствии под аббревиатурой “Мохо”, или раздел “Мохоровичича” (Moho discontinuity), данный термин приобрел геологический смысл. Под ним стали понимать границу раздела ультраосновных пород мантии и основных пород корового происхождения, глубина залегания которой вычисляется геофизическими методами.

В конце 60-х–начале 70-х годов прошлого века интенсивные исследования дна океанов и пород офиолитовых ассоциаций континентов показали, однако, что среди ультраосновных пород офиолитовых последовательностей присутствуют и коровые образования (ультраосновные кумуляты) и, таким образом, граница кора/мантия проходит не вдоль границы основных и ультраосновных пород, а внутри ультрабазитов. Эта граница не устанавливается геофизическими методами и может быть обнаружена лишь в результате петрологических исследований. Как следствие в противоположность первоначальному геофизическому термину (геофизическое Мохо) появился новый термин “петрологическое Мохо”, под которым понимается раздел, отделяющий тектонит-перидотиты (мантийные реститы) от кумулятивных ультрабазитов магматического происхождения. В таком понимании “петрологическое Мохо” должно располагаться ниже “геофизического Мохо”.

Дальнейшие исследования показали, что в офиолитовых разрезах раздел кора/мантия не является резкой границей, разделяющей породы

разного состава с разными плотностными характеристиками, а представляет собой зону, которая сложена чередованием (иногда очень частым) пород мантии (тектонит-перидотитов) и коры. Немалая роль среди последних принадлежит и породам ультраосновного состава. Мощностью этой зоны колеблется в широких пределах – от первых метров до первых километров¹. В литературе она получила название мантийной переходной зоны (Mantle Transition Zone, сокращенно MTZ) [27] или просто переходной зоны (Transition Zone) [10, 32].

При дальнейшем изложении под MTZ мы, как и многие другие авторы [10, 22, 27, 29, 32, 43], будем понимать зону раздела, отделяющую в разрезах офиолитовой ассоциации породы, на 100% состоящие из тектонит-перидотитов, от непрерывных разрезов магматических пород основного состава. Основная задача данной работы состояла в том, чтобы на примере хорошо изученных офиолитовых разрезов рассмотреть ряд контрастно построенных зон перехода кора/мантия, систематизировать данные по их структуре и составу, определить суть явлений, контролировавших развитие данных зон, и обсудить некоторые тектонические следствия, вытекающие из рассмотренных материалов.

СТРОЕНИЕ РАЗДЕЛА “М” В НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗАХ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

В случае его справедливости предположение об отсутствии временных и как следствие прямых генетических связей между мантийной и коровой частями офиолитовых разрезов [2, 3] может существенно изменить уже ставшие традиционными воззрения на историю формирования древних и современных океанов.

Офиолитовые разрезы, в которых отсутствует MTZ

Лигурия, Альпы. Офиолитовые разрезы этой части Альпийского складчатого пояса прошли длительный, полициклический и сложный этап формирования. Сложность его заключается в том, что мантийные и коровые породы офиолитов Лигурии возникли в разное время и были объединены в единую офиолитовую последовательность лишь на конечном этапе ее формирования – в начале средней юры [7]. Согласно рассчитанному модельному возрасту, тектонит-лерцолиты, слагающие мантийную часть офиолитового разреза, являются докембрийскими образованиями [35, 36]. Эти породы прошли как минимум два этапа метаморфизма, сначала в шпинелевой, а затем в плагиоклазовой фациях глубинности (таблица). В ранней

¹ Ниже мы вернемся к этому вопросу при описании офиолитовых разрезов комплекса Бей оф Айлендс Ньюфаундленда и Семайл Омана.

Обстановка, характер и возраст деформаций мантийных и коровых пород в Лигурийских Альпах

Режим	Деформации	Возраст	Внешние Лигуриды		Зона Ивреа-Вербано	
			Внутренние Лигуриды	Мантийные породы		Коровые породы
км 0	Хрупкие	J ₃	Перекрытие мантийных и коровых комплексов базальтами и/или радиоляритами		161 млн. лет	
		J ₂₋₃	Формирование офикальцитовых брекчий, серпентинитовых милонитов, а также внедрение диабазовых даек и небольших массивов габбро параллельно с образованием сдвигов в низкотемпературных условиях	Формирование серпентинитовых милонитов, внедрение диабазовых даек параллельно с образованием сдвигов в низкотемпературных условиях	Полифазные хрупкие деформации	208
		T	Формирование амфиболсодержащих минеральных ассоциаций параллельно с образованием сдвигов в среднетемпературных условиях 228 млн. лет			
	4-5	Пластические	P	Формирование сдвигов в высокотемпературных условиях сначала шпинелевой, а затем плагиоклазовой фаций глубинности	Формирование сдвигов в условиях гранулитовой фации глубинности	245
			Этап деплетирования (290–270 млн. лет)	Этап деплетирования отсутствует	Формирование габброидных интрузий и их кристаллизация в условиях гранулитовой фации вблизи границы кора-мантия. Контаминация породами коры	290
≈25						

перми (позднем карбоне?) лерцолиты были прорваны коронитовыми габбро, которые кристаллизовались в условиях гранулитовой фации глубинности [35, 39], т.е. в пределах нижней коры. Эти габбро прорвали также кинциты – метаморфические породы сиалического ряда. К началу средней юры подъем мантийного диапира привел к срыву сиалической покрывки и эксгумации лерцолитов [2], в результате чего мантийные породы оказались выведенными в сферу размыва на дно океанического бассейна, где они были перекрыты офиолитокластовыми брекчиями, базальтами и глубоководными осадками. В это время (в начале средней юры) и был окончательно сформирован офиолитовый разрез Лигурид и, соответственно, раздел кора/мантия в том виде, в котором мы его видим в настоящее время.

Гималаи. В восточной части Тибета офиолитовые массивы Шигазе располагаются вдоль сутуры Индус–Ярлунг–Цангбо, которая отделяет блок Лхасы от Тетис-Гималаев на юге [18]. Кристаллические породы массивов стратиграфически перекрыты радиоляритами верхнего альба–сеномана, чем определяется верхний возрастной предел их формирования [30]. Описание массивов дано в работах [19, 20, 32], согласно которым внутри офиолитовой последовательности выделены коровая, корово-мантийная и мантийная части разреза (рис. 1).

Коровая часть разреза состоит (сверху вниз) из радиоляритов и толеитовых базальтов (500 м). Главную часть корового разреза составляют силлы и, реже, дайки долеритов, общая мощность которых в разных массивах колеблется от 2000 до 2500 м.

Корово-мантийная часть разреза (название по [19], не путать с МТЗ) представлена полностью серпентинизированными ультрабазитами и пронизана силлами долеритов, процентное содержание которых достигает 50%. Общая мощность серпентинизированных ультрабазитов (без долеритов) равна 1000–1500 м. Породы габброидного ряда (изотропные габбро и/или полосчатое габбро) составляют ксенолиты внутри долеритов. Сохранившиеся первичные взаимоотношения внутри ксенолитов говорят о том, что габбро прорывают ультраосновные породы. Лишь в массиве Ангрэн комплекс ритмично расслоенных, кумулятивных габбро достигает мощности 2500 м [37].

Мантийная часть разреза располагается ниже и представлена серпентинизированными тектонит-гарцбургитами, остаточными дунитами и серпентинизированными лерцолитами (массив Ликю).

Таким образом, в разрезе офиолитовой последовательности Шигазе раздел кора/мантия проходит внутри толщи серпентинитов и мощной магматической серии пород, которая, по аналогии с комплексом “дайка в дайке”, может быть названа

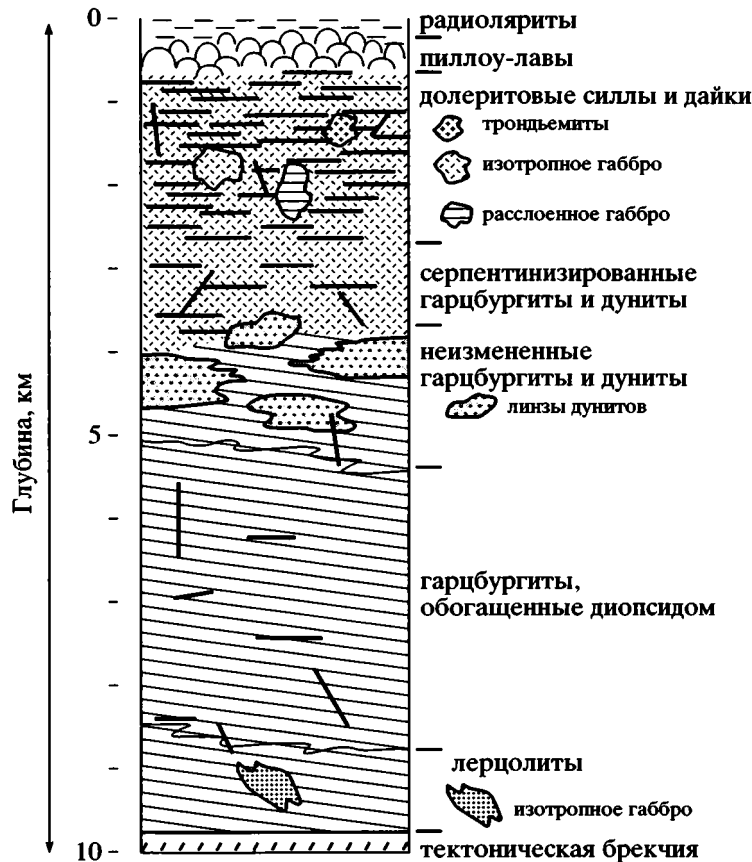


Рис. 1. Схематизированная последовательность комплексов пород в офиолитах Шигазе, по данным [19]

комплексом “силл в силле” [23]. Внедрению силлов предшествовал этап серпентинизации, который происходил или до внедрения габбро [19, 20], или после него [32]. Этот факт говорит о том, что перед внедрением долеритовых силлов ультраосновные породы были выведены (подняты) на уровень верхней коры в область температурной устойчивости хризотила и лизардита. Исходя из мощности верхнего комплекса (радиоляриты, базальты и силлы долеритов), породы которого, видимо, сингенетичны, можно предполагать, что его основание располагалось на глубине порядка 1000 м. Однако не исключено, что местами мантийные породы были выведены на поверхность дна морского бассейна и в данном регионе. На это указывают офикальциты и офимагнеситы, возникшие в результате размыва пород офиолитовой ассоциации и присутствующие среди обломков в верхнемеловых осадочных брекчиях в Гималаях Западного Ладака (западное продолжение сутуры) [42].

Офиолитовые разрезы, в которых присутствует MTZ

Оман. Разрез офиолитов Омана считается наиболее полным и мощным на земном шаре. По-

роды офиолитовой ассоциации слагают здесь почти непрерывную цепь относительно слабо деформированных массивов, которые протягиваются на расстояние в 600 км при ширине выходов до 150 км [21]. Начиная с 1969 г. [40], эти массивы детально изучались геологами разных стран (американскими, английскими, французскими, швейцарскими и др.), опубликовавшими большое количество работ, посвященных этому региону, ссылки на многие из которых приведены ниже.

В целом породы офиолитовой ассоциации слагают в Омане тектоническую пластину (покров Семайл), мощность которой достигает 12–15 км. Породы покрова шарьированы в позднем мелу на преимущественно осадочные серии континентальной окраины (пермь – нижний мел), которые слагают как автохтонные и параавтохтонные комплексы, так и нижние части разреза аллохтона. Последние выделяются под названием “серия Хавасина” [21].

Разрез офиолитового покрова Семайл в целом может быть разделен на коровую (верхнюю), мантийную (нижнюю) и переходную от мантийной к коровой части. Последняя, как уже отмечалось, и носит название MTZ (Mantle Transition Zone) [27].

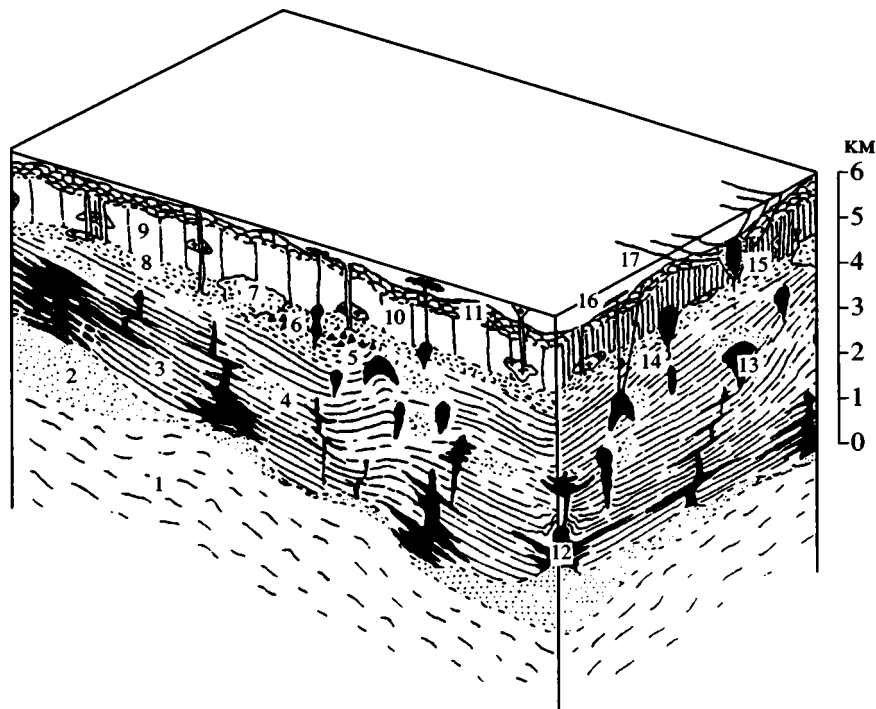


Рис. 2. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение разреза офиолитов Семайл и различные взаимоотношения между комплексами пород, описанными в тексте, по данным [26]

Цифры на рисунке обозначают: 1 – мантийный разрез: гарцбургиты, дуниты; 2 – переходная зона: остаточные дуниты, импрегнированные клинопироксеном и плагиоклазом; 3–11 – первичный разрез коры (стадия аккреция): 3 – слоистые габбро, 4 – перекристаллизованные изотропные габбро, 5 – расслоенные габбро-нориты, 6 – магматические брекчии, 7 – интрузивные тела изотропного габбро, 8 – “верхние” изотропные габбро, 9 – комплекс “дайка в дайке”, 10 – плагиограниты, 11 – нижние лавы, V_1 ; 12–17 – вермитовые интрузии и продукты дифференциации (12–15 – V_2): 12 – местами слоистые дунит-верлитовые лакколлиты и силлы, 13 – интрузивные тела верлитов, 14 – пикритовые дайки, 15 – дифференцированные интрузивные тела (верлиты, габбро, плагиограниты), рои диабазовых и пикритовых силлов, 16 – верхние лавы, V_3 , 17 – базальты, обогащенные клинопироксеном, и верлиты

Коровая часть. Ее верхи представлены вулканитами, в которых выделяются три разновозрастные толщи (V_1 , V_2 , V_3) [8, 17], причем вулканиты V_3 располагаются с перерывом на вулканитах V_2 . Общий диапазон возраста вулканитов сеноман – ранний турон [44]. Вулканогенные серии вниз по разрезу сменяются породами комплекса “дайка в дайке”, а затем “изотропным” габбро [32].

Нижняя часть разреза представлена преимущественно габброидами, структурные особенности и петрографический состав которых существенно изменяются в латеральных направлениях и по вертикали [41]. Сложность строения коровой части разреза усугубляется присутствием в ней бесчисленного количества силлов верлитового состава, слагающих от 20 до 40% объема ее пород. Корни силлов находятся в МТЗ, откуда они внедрялись в верхние части разреза, вплоть до вулканитов V_2 (рис. 2) [17, 26, 41].

До 80-х годов верлиты включались в состав кумулятивной серии основания корового разреза. На основе радиологических и фаунистических данных возраст верлитовых интрузий датируется

поздним сеноманом – ранним туроном [44]. Как мы увидим ниже, внедрение силлов существенным образом усложнило строение границы “М” и затруднило понимание последовательности образования ее пород.

Мощность нижнекоровой части разреза варьирует от 0 до 6 км. Эта часть разреза представлена, главным образом, оливиновыми или оливин-клинопироксеновыми габбро, в том числе и кумулятивными [26]. В низах слоистого габбро присутствуют прослои и линзы ультраосновных пород, приуроченные к основанию слоев с магматической градационной слоистостью, мощность которых изменяется от дециметра до первых метров.

Мантийная часть разреза весьма гомогенна по составу, и ее петрографические характеристики мало меняются в вертикальном разрезе и по латерали. Повсеместно это тектонит-гарцбургиты, испытавшие высокотемпературные пластические деформации (1200–900°C) в условиях умеренных давлений. Одни исследователи считают этап деформаций непрерывным [4], другие предполагают, что деформации развивались в две стадии [32]. Ниже мы еще вернемся к обсуждению

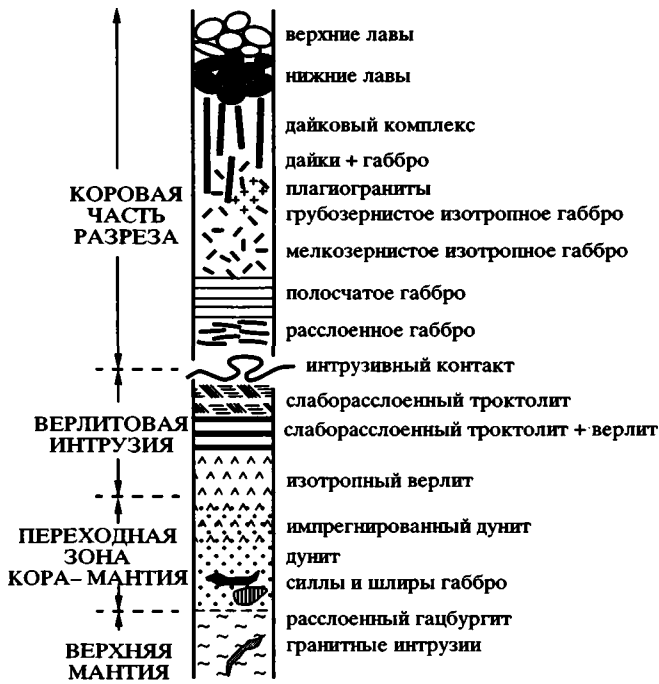


Рис. 3. Строение офиолитового разреза в южной части блока Fizh покровы Семайл в Омане, по данным [26]

этого вопроса, который имеет прямое отношение к проблеме формирования дунитов, слагающих протяженные плитообразные тела и горизонты вдоль основания MTZ.

Мантейная переходная зона (MTZ) офиолитов Омана представляет собой, по существу, гигантское по протяженности пластообразное тело четковидной формы, которое располагается параллельно или почти параллельно зоне раздела ультраосновных тектонит-гарцбургитов и габ-

бро. От этого тела отходит бесчисленное количество верлитовых интрузий, вертикально уходящих вверх и прорывающих всю коровую часть офиолитового разреза (см. рис. 2) [26]. Видимая протяженность тела около 600 км, а мощность его меняется от 1–2 до 1200 м. Специфическая структура тела обусловлена сложным переслаиванием пород основного и ультраосновного состава.

Сильно варьирует и объем тех или иных пород, входящих в состав MTZ. В базальной части разреза MTZ широко распространены тела дунитов, часто импрегнированных полевым шпатом, которые вверх по разрезу начинают переслаиваться, порой тонко, с хромититами, верлитами и троктолитами. Некоторые разрезы MTZ содержат прерывистые слои и линзы габбро и/или пироксенитов. Переход от базальных дунитов к нижележащим тектонит-гарцбургитам иногда резкий, но чаще постепенный и происходит на расстоянии в несколько десятков метров [10] (рис. 3).

В противоположность этому верхний контакт MTZ с габбро всегда резкий, а верлитовые силлы, прорывающие габбро (рис. 4), маскируют первичные взаимоотношения пород коры и мантии, существовавшие до их внедрения. В тех редких случаях, где верлитовые интрузии отсутствуют (районы Djabal Dum и Wadi Bani Kharus) и в которых, казалось бы, вскрыт непосредственный контакт пород мантии (тектонит-гарцбургиты) и коры (габбро), вдоль границы располагаются плитообразные тела дунитов, мощность каждого из которых равна первым метрам [10, 32]. Эти базальные остаточные дуниты, относимые к MTZ, несут следы высокотемпературных пластических деформаций. Уплощенность и линейность в них параллельны или почти параллельны уплощенности и линейности в тектонит-гарцбургитах и магматической слоистости в габбро [10]. Этот

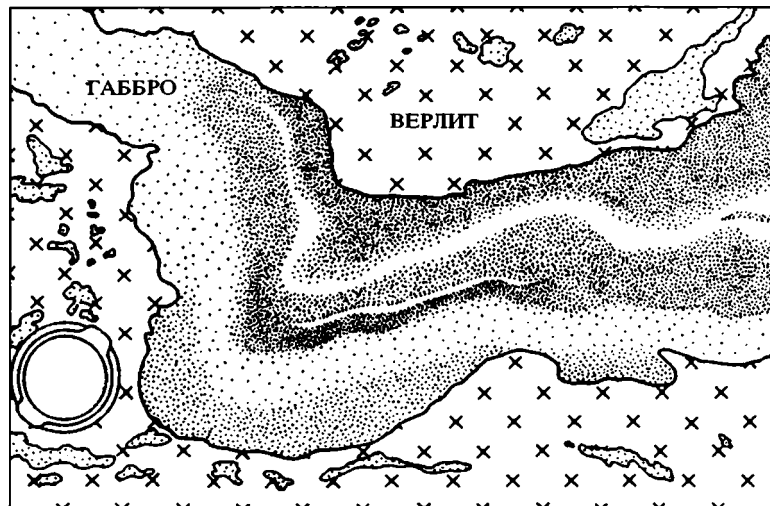


Рис. 4. Ксенолит слоистого габбро внутри верлитовой интрузии. Слоистость деформирована на стадии вязких деформаций перед окончательной консолидацией габбро (репродукция зарисовки из работы [26])

тип деформаций исчезает в импрегнированных дунитах, залегающих на том уровне, на котором пластические деформации в более верхней части MTZ сменяются вязкими [10, 32, 33]. Тела верлитов, которые широко распространены, встречаются в ассоциации с подчиненными дунитами и плагиоклазовыми лерцолитами, троктолитами и оливиновыми габбро. Эта группа пород возникла из верлитовой магмы в результате кристаллизационной магматической дифференциации [26]. Вблизи основания корового разреза породы “верлитовой серии” слагают крупные несогласные интрузивные тела или мощные согласные лакколиты, внедренные в габбро (см. рис. 2). Верлитовые интрузии корнями связаны с импрегнированными дунитами MTZ, которые обычно постепенно переходят вверх в мощные изотропные или иногда слоистые верлитовые тела [26]. Верлиты и недеформированные импрегнированные дуниты MTZ очень незначительно отличаются одни от других по текстурным особенностям и составу (обычно ~70–90% O1 + хромит ± интерстиционные Srx и Pl) [10, 25]. Сходство между импрегнированными дунитами MTZ и верлитами настолько поразительно, что трудно понять, где находится Мохо в районах с мощной MTZ и многочисленными верлитовыми телами в нижней коре [33]. Происхождение верлитовой магмы подробно рассматривалось в работе [10].

Принимая во внимание, что верлитовые интрузии очень близки импрегнированным дунитам MTZ по составу и текстуре, а также то обстоятельство, что их корни находятся в MTZ, можно полагать, что именно отсюда они внедрялись в вышележащие части офиолитового разреза Омана. Это подтверждается отсутствием верлитовых интрузий в гарцбургитах ниже уровня MTZ. Импрегнированные дуниты, взаимосвязанные с верлитами, формировались в результате реакций гарцбургитов с базальтовым расплавом, который, продвигаясь наверх, захватывал ксенокристы оливина и хромшпинели [12]. Смесь кристаллов и расплава затем была уплотнена в результате динамики мантийного потока [38].

Таким образом, особенности строения и состава MTZ в офиолитах Омана позволяют сделать следующие выводы:

1. Вкрест пологой зоны раздела кора/мантия (MTZ) в офиолитах Омана устанавливается смена пластических деформаций на вязкие.

2. В условиях раздвижения (при спрединге) смена пластических деформаций на вязкие приводила к относительному смещению частей разреза, находящихся ниже и выше MTZ [10, 25, 38], и, соответственно, к тектонической расслоенности.

3. Образование MTZ привело к развитию минеральной линейности и уплощенности в дунитах ее нижней части. Этот этап тектонических деформаций наложен на более ранние проникаю-

щие деформации, характерные для оливинов тектонит-гарцбургитов [32].

4. Соответственно, зона раздела кора/мантия формировалась в офиолитах Омана в два этапа. На первом этапе, во время внедрения габбро, раздел Мохо в соответствующем палеобассейне был представлен границей габбро/гарцбургит, а во время второго произошло образование MTZ.

Бей оф Айлендс. Офиолиты комплекса Бей оф Айлендс (Bay of Islands Complex, далее BOIC) Ньюфаундленда описаны в работах канадских и американских геологов. В этом районе они слагают массивы Тейбл Маунтин, Норт Арм, Блоу ми Даун и Левис Хилз (рис. 5), цепь которых протягивается с севера на юг на расстояние порядка 100 км при ширине выходов в 20 км [27]. На западе по вертикальному разлому эти массивы граничат с офиолитами так называемого Берегового Комплекса (Coastal Complex), который, как предполагается, был сформирован в зоне трансформного разлома [11] и в настоящей статье не рассматривается.

Офиолиты BOIC представляют собой разрозненные остатки офиолитового покрова, шарьированные в середине ордовика [14] на отложения пассивной континентальной окраины атлантического типа [47, 48]. Возраст самих офиолитов несколько древнее. Он или аренигский [16], или тремадокский [24, 31].

Разрез офиолитовой последовательности достаточно полон и представлен (сверху вниз) следующими комплексами пород: пиллоу-лавы, комплекс параллельных даек, изотропные габбро, слоистые габбро, переходная зона с телами дунитов и остаточные ультраосновные тектонит-гарцбургиты. Как мы увидим ниже, MTZ в этом разрезе очень близка по строению к соответствующей зоне в офиолитовых разрезах Омана.

Разрез офиолитов BOIC показан на рис. 5 [27]. Его нижняя часть сложена, главным образом, мантийными тектонит-гарцбургитами. Лерцолиты встречены лишь в самом основании обнаженной толщи ультраосновных пород [32]. В деплетированных тектонит-гарцбургитах хорошо проявлена полосчатость. Она выражена в чередовании слоев, в большей или меньшей степени обогащенных ортопироксеном относительно оливина. Контакты между слоями двух разновидностей пород постепенные, а их мощность колеблется от нескольких сантиметров до первых метров.

Вверх по разрезу среди тектонит-гарцбургитов появляются тела дунитов, мощность которых иногда достигает 3 км (массив Блоу ми Даун). В этом массиве Дж. Карсон и его соавторы отнесли тела дунитов к коровым образованиям, не включая их в состав MTZ, несмотря на то, что в находящемся в непосредственной близости разрезе массива Левис Хилз они же включили дуниты в состав MTZ, что, на наш взгляд, более корректно.

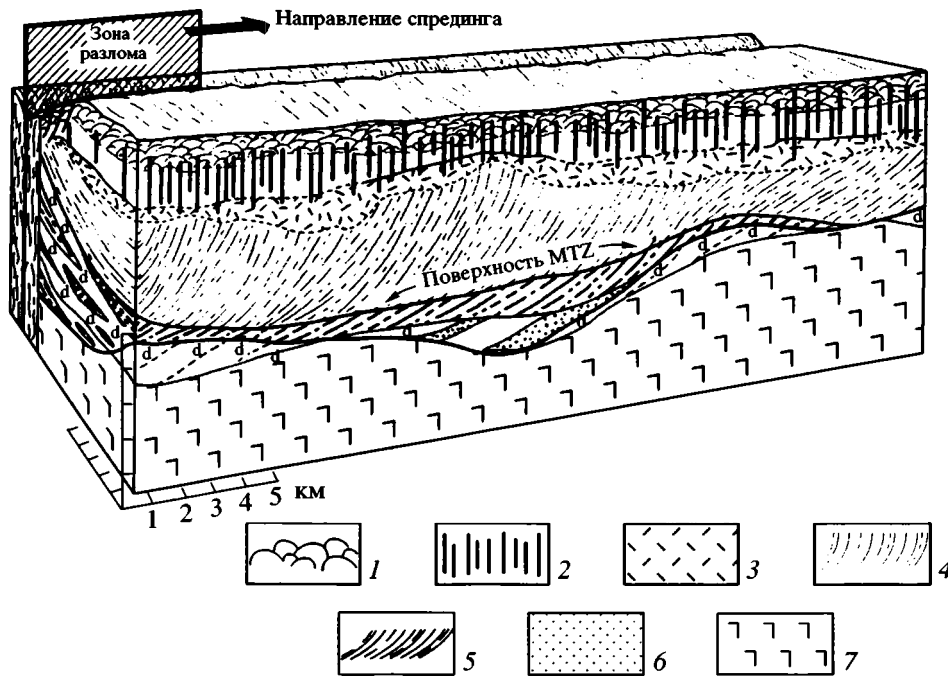


Рис. 5. Схематическая блок-диаграмма, показывающая внутреннее строение океанической литосферы, – реконструкция на основе офиолитового комплекса Bay of Islands [27]. Видна различная природа контактов между разными комплексами пород, прерывистость отдельных комплексов по простиранию, непостоянство их мощности по латерали, присутствие мегалинз с высокими и низкими плотностями внутри комплексов и ундулирующий характер большинства границ. Жирные линии ограничивают MTZ, мощность и литологический состав которой непостоянны
 1 – базальтовые пиллоу-лавы; 2 – диабазовый комплекс “дайка в дайке”; 3 – изотропное габбро; 4 – слоистое габбро; 5 – переслаивающиеся основные и ультраосновные кумуляты; 6 – слоистые ультраосновные кумуляты; 7 – гарцбургит-тектониты; d – массивные кумулятивные дуниты

Зона раздела между породами основного и ультраосновного состава в офиолитах ВОИС (см. рис. 5) описана в работе [27] следующим образом. “... Это ограниченный интервал постепенного перехода вниз по разрезу от 100% пород основного состава к 100% ультраосновных пород. Общая мощность интервала от 50 м до 1 км и больше. Вкрест его, при переходе от основных к ультраосновным породам, с глубиной постепенно увеличиваются пропорции и мощности ультраосновных слоев по отношению к слоям основного состава. Комплекс пород, наиболее обычный для данной зоны, включает в себя дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, анортозиты, оливиновые габбро и габбро. В масштабе обнажения эти типы пород часто и сложно сочетаются. В обнажениях протяженностью в несколько сотен метров они слагают мегалинзы, в которых преобладают основные или ультраосновные породы” [27, с. 6131]. В некоторых местах мегалинзы резко выклиниваются вдоль простирания, в других переходят в область переслаивания пород основного и ультраосновного состава, относительные пропорции которых весьма различны. В целом разрез MTZ представляет собой как бы слоенный пирог, состоящий из частого чередования разных по мощности слоев и слоев разного состава. К этому следует

добавить, что все породы MTZ несут, как и в Омане, следы высокотемпературных твердопластических деформаций, которые исчезают при приближении к ее кровле.

Массив Левис Хилз отличается по строению переходной зоны кора/мантия от всех других массивов Ньюфаундленда. Вместо постепенного, направленного увеличения объема ультраосновных пород вниз по разрезу здесь наблюдается серия мегалинз с переслаиванием ультраосновных и основных пород, которые включены в мощную (~3 км) толщу дунитов.

Как мы видим, офиолиты ВОИС и Омана весьма близки по многим особенностям строения и состава коровых и мантийных частей разрезов. MTZ в обоих случаях прекрасно выражена, и слагающие ее породы обнаруживают отчетливые следы высокотемпературных твердопластических деформаций. Как и в Омане, пластичные деформации характерны для низов MTZ, которая в разрезе офиолитов ВОИС имеет мощность до 3 км, и в верхах зоны они сменяются вязкими деформациями. Отличием от Омана является то, что на Ньюфаундленде тела дунитов, залегающие в зоне перехода от мантийных к коровым породам, в одних разрезах отнесены к MTZ, а в других исследователи помещают их ниже нее [27, fig. 7].

ОБСУЖДЕНИЕ

Строение рассмотренных офиолитовых разрезов внутриконтинентальных складчатых областей позволяет говорить о том, что граница кора/мантия (“палео-Мохо”) отвечает в них сложно построенной зоне переменной мощности, строение которой в разных районах неодинаково. В одних случаях (Лигурия, Западные и Центральные Альпы, банка Гориндж к западу от побережья Португалии) эта граница отделяет резко разновозрастные образования. Мантийная часть офиолитов Лигурид (лерцолиты) имеет древний (докембрийский или, во всяком случае, допермский) возраст, тогда как нижнекоровая (гранулитовые габбро) возникла в ранней перми. При этом верхняя часть офиолитового разреза, представленная главным образом базальтами, глубоководными осадками и офиолитокластовыми брекчиями, располагается со стратиграфическим контактом прямо на мантийных и нижнекоровых образованиях. Существенно разновозрастные комплексы пород объединились в Лигуридах в единую офиолитовую последовательность (лерцолит–габбро–базальты–глубоководные осадки) лишь в средней–поздней юре, в процессе эксгумации мантийных и нижнекоровых пород и выведения их в сферу размыва. В результате столь длинной и сложной истории развития первоначальные взаимоотношения между мантийными и нижнекоровыми породами были искажены и частично утеряны под влиянием разновозрастных тектонических и магматических процессов. Фактически трудно сказать что-либо конкретное о строении раздела “М” в начале ранней перми. Можно лишь утверждать, что геологические соотношения лерцолитов с коронитовыми габбро и кинцигитами говорят о том, что лерцолитовая мантия располагалась под корой континентального типа, которая была удалена с нее в процессе поздне триасового–раннеюрского рифтогенеза [2].

Первоначальное строение раздела кора/мантия может оставаться неизвестным и в силу других причин. Выше мы уже говорили о том, что в офиолитах Шигазе этот раздел проходит внутри мощного (1000 м) комплекса “силл в силле”. Гарцбургиты и лерцолиты, вмещающие силлы, серпентинизированы, а ксенолиты габбро, встреченные внутри диабазов, родингитизированы. В то же время в долерит–диабазовых силлах низкотемпературные изменения отсутствуют, и соответственно можно предполагать, что ультраосновные породы и габбро находились уже в обстановке верхней коры в момент внедрения долеритов комплекса “силл в силле”. Кроме того, присутствие в Западном Ладаке верхнемеловых офикальцитовых и офимагнетитовых брекчий говорит о том, что в это время ультраосновные породы были выведены в сферу размыва [42]. Таким образом, в Гималаях, как и в Альпах, формированию верхнекоровой части офиолитовой по-

следовательности предшествовал подъем пород верхней мантии и нижней коры.

Разрезы офиолитовой последовательности, в которых первичные взаимоотношения между породами коры и мантии сохранились наиболее полно, вскрыты в Омане и на Ньюфаундленде. В обоих регионах протяженная пологоволнистая MTZ разделяет породы с твердопластичным типом деформаций (тектонит–гарцбургиты и дуниты) от пород с вязким стилем деформаций (импрегнированные дуниты). При раздвижении (спрединге?) разница в физических свойствах пород приводила к разной скорости их перемещения выше и ниже MTZ [10, 25, 32, 38], порождая тектоническое расслаивание вдоль этой зоны. Мощность MTZ колеблется в широких пределах от 1–2 и 100 м в центральной части Омана до 1200 м в Арабских Эмиратах и достигает 4.5 км в массиве Левис Хилз Ньюфаундленда. Процесс тектонического расслоения в MTZ происходил в условиях высоких температур и средних по величине давлений, приводя к формированию минеральной уплощенности и линейности в деформированных породах (в том числе и в дунитах MTZ). Импрегнация пород MTZ базальтовым расплавом обуславливала развитие в них магматической линейности и уплощенности [10, 26, 32, 41].

Таким образом, MTZ в офиолитах Омана и Ньюфаундленда характеризуют уровень тектонической расслоенности в литосфере, масштабы горизонтальных смещений вдоль которого по существу неизвестны. В ряде публикаций предполагается, что смещение было относительно невелико, сопоставимо по масштабу с размером мантийных диапиров (первые десятки километров), закартированных в Омане с помощью петроструктурного анализа [10, 26, 32, 41]. В Альпийской складчатой области (Кипр, Оман, Гималаи), где офиолиты имеют близкий возраст формирования (середина мела), можно предполагать глобальный масштаб данного явления, приуроченного к австрийской фазе складчатости, во время которой происходила почти повсеместная перестройка конвективных ячеек в мантии.

В заключение следует подчеркнуть, что в офиолитах складчатых зон фанерозоя зафиксированы последовательные этапы их формирования, которые протекали неодинаково в разных регионах. Офиолиты Лигурид характеризуют начальные стадии раскрытия океанического бассейна. Эти стадии включали процесс эксгумации мантийных пород из-под континентальной коры, выведение их в сферу размыва с отложением горизонта офиолитокластовых брекчий и перекрытие последних толщей пиллоу–лав с чехлом глубоководных осадков на раннем этапе спрединга. Признаки аналогичных стадий частично сохранились и в офиолитах Шигазе (Гималаи), где к тому же устанавливается, что после выведения на верхние уровни литосферы мантийные ультрамафиты

были прорваны мощной серией долеритовых силлов, внедрение которых, очевидно, происходило на уровне субгоризонтального расслоения (деламинации) литосферы палеобассейна. Другие офиолитовые разрезы (Оман, Ньюфаундленд) формировались на стадиях развитого спрединга, которые сопровождалась тектоническим течением вещества вдоль границы раздела пластичной и вязкой сред, отвечающей зоне перехода от мантийных тектонит-перидотитов к магматическим комплексам пород океанической коры. С развитием этой зоны в офиолитах Омана связано формирование интрузивных тел верлитового состава, которые прорывают плутонические и нижние вулканогенные комплексы пород в верхних частях разреза. Одним из следствий развития зон деламинации в литосфере фанерозойских океанов явилось то, что в единых офиолитовых разрезах оказались совмещенными древние мантийные (вплоть до докембрийских) и более молодые коровые комплексы пород. В связи с этим можно предполагать, что вещественная неоднородность мантии (гарцбургиты и лерцолиты) характеризует в основном не различие скоростей спрединга в океанах фанерозойского периода, а процессы дифференциации вещества в докембрийской мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64142) и Программы № 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер", проект "Офиолитовые ассоциации как ключ к анализу тектонических и геодинамических событий у границы раздела океанической коры и мантии".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Книппер А.Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное образование офиолитового комплекса // *Геотектоника*. 1978. № 2. С. 50–66.
2. *Книппер А.Л., Шараськин А.Я.* Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // *Геотектоника*. 1998. № 5. С. 19–31.
3. *Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.* Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // *Геотектоника*. 2001. № 4. С. 3–21.
4. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
5. *Шараськин А.Я., Книппер А.Л.* О природе границы кора/мантия в офиолитовых разрезах // *Докл. РАН*. 2001. Т. 380. № 3. С. 380–383.
6. *Шараськин А.Я., Книппер А.Л.* Современные представления о деплетированной мантии и геодинамические факторы эволюции ее состава // *Геотектоника*, в печати.
7. *Abbate E., Bortolotti V., Conti M., Marcucci M., Principi G., Passerini P., Treves B.* Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys // *Mem. Soc. Geol. It.* 1986. Vol. 31. P. 23–44.
8. *Alabaster T., Pearce S.A., Malpas J.* The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolite complex // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. Vol. 81. P. 168–183.
9. *Anonymous.* Penrose field conference in ophiolites // *Geotimes*. 1972. Vol. 17. № 12. P. 24–25.
10. *Benn K., Nicolas A., Reuber I.* Mantle-crust transition zone and the origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P. 75–85.
11. *Casey J.F., Karson J.A.* Magmatic chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex: implications for crustal level magma chambers at mid-oceanic ridges // *Nature*. 1981. Vol. 292. P. 295–301.
12. *Ceuleneer G., Nicolas A.* Structures in podiform cromite from the Muqsad district (Sumail ophiolite, Oman) // *Mineral Deposita*. 1985. Vol. 20. P. 177–185.
13. *Coleman R.G.* Ophiolites – Ancient oceanic lithosphere? // *Minerals and Rock*. Springer-Verlag, 1972. Vol. 12. 229 p.
14. *Dallmeyer R.D., Williams H.* ⁴⁰Ar/³⁹Ar release spectra from hornblende from the Bay of Islands metamorphic aureole the Western Newfoundland. Their bearing on the timing of ophiolite obduction at the Ordovician continental margin of Eastern North America // *Can. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12. P. 1685–1690.
15. *Decandia F.A., Elter P.* La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e Monte Zatta (Liguria Or.) // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1972. Vol. 11. P. 503–530.
16. *Dunning G.R., Krogh T.E.* Tightly clustered precise U/Pb (zircon) ages of ophiolites from the Newfoundland, Appalachians // *Geol. Soc. Am. Abstr. Program*. 1983. Vol. 15. № 3. 136 p.
17. *Ernewein M., Pflumio C., Whitechurch H.* The death of an accretion zone as evidence by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman) // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P. 247–274.
18. *Gansser A.* The Great Suture zone between Himalaya and Tibet: a preliminary account // *Coll. Int. Ecologie et Geologie de l'Himalaya*. C.N.R.S. 1977. 268 p.
19. *Girardeau J., Mercier J.-C.C., Yougnog Z.* Origin of the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo suture zone, Southern Tibet // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 119. P. 407–433.
20. *Girardeau J., Mercier J.-C.C., Yougong Z.* Structure of the Xigaze ophiolite Yarlung, Zangbo suture zone, Southern Tibet, China: genetic implications // *Tectonics*. 1985. Vol. 66. P. 86–104.
21. *Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hughes-Clark M.W., Moody-Stuart M., Pilar W.F.H., Reinhardt B.M.* Geology of Oman Mountains // *Kon. Ned. Geol. Mijnbouwka. Genoot. Verh.* 1974. 421 p.
22. *Greenbaum D.* Magmatic process in ocean ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature. Phys. Sci.* 1972. Vol. 238. P. 18–21.
23. *Hopson C.A., Frano C.J.* Igneous history of the Point Sal ophiolite, Southern California // *North American ophiolites. Oregon. Dept. Geol. Mineral. Indus Bull.* 1977. Vol. 95. P. 161–183.
24. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of Bay of Islands Ophiolite Complex and the evolution of the source of mid-oceanic ridge basalts // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 7429–7445.
25. *Jousselin D., Nocolas A.* The Moho transition zone in the Oman ophiolite – relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle // *Marine Geophys. Res.* 2000. Vol. 21. P. 229–241.

26. *Juteau T., Ernewein M., Reuber I., Whitechurch H., Dahl R.* Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P 107–135.
27. *Karson J.A., Collins J.A., Casey J.F.* Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B7. P. 6126–6138.
28. *Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 246–250.
29. *Malpas J., Stevens R.K.* The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from Western Newfoundland // *Geotectonics*. 1977. № 11. P. 453–466.
30. *Marcoux J., De Wever P., Nicolas A., Girardeau J., Xiao Xuchang, Chang Chengfa, Wang Niawen, Zao Youagoung, Bassoullet J.P., Colchen M., Mascalet G.* Preliminary report on depositional sediments on top of volcanics member: Xigaze ophiolite (Yarlung Zangbo Zone) // *Ofioliti*. 1982. Vol. 2/3. P. 395–396.
31. *Mattison J.M.* Ages of zircon from the Bay of the Islands Ophiolitic Complex, Western Newfoundland // *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 393–394.
32. *Nicolas A.* Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989. P. 367.
33. *Nicolas A., Boudier E.* Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 6179–6197.
34. *Nicolas A., Jackson E.D.* Repartition en deux provinces des peridotites des chains alpines longeant de Mediterane: implication geotectonique // *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.* 1972. Vol. 53. P. 385–401.
35. *Piccardo G.B.* Oceanic nappes, fossils in the Alpine-Apennine system // *Abstracts. Ophiolite Symp. Pavia*, 1995. P. 119–120.
36. *Piccardo G.B., Rampone E., Robbiano A., Scambelutti M.* The Erro-Tobio peridotite unit of Western Liguria (Western Italian Alps) // *Abstracts Int. Ophiolite Symp. Pavia*, 1995. P. 121.
37. *Prinzhofer A., Allegre C.J., Bao Peishheng, Wang Xibin.* Magmatism in the Southern Tibet: trace element constraints // *Himalayan Geology. Chengdu Int. Symp.* 1984. Abstr. *Academica Sinica*, Beijing, 1984. P. 135.
38. *Rabinowich M., Ceuleneer G., Nicolas A.* Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers: evidence from Oman Ophiolite // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 3475–3486.
39. *Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vanucci R.* The Internal Liguride peridotites (Northern Apennines) represent the Permian depleted mantle of the Ligurian Tethys // *Abstracts Int. Ophiolite Symp. Pavia*, 1995. P. 126.
40. *Reinhardt B.M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1969. Vol. 49. P. 1–30.
41. *Reuber I.* Complexity of the crustal sequence in the northern Oman ophiolite (Fizh and Southern Aswad blocks) // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P. 137–165.
42. *Sinha A.K., Mishra M.* Ophicarbonates associated with the ophiolitic melange of Western Ladakh Himalaya – a possible genesis // *Ofioliti*. 1995. Vol. 20(1). P. 39.
43. *Smewing J.D.* Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman // *Ofioliti*. 1980. Vol. 2. P. 335–378.
44. *Tippit P.R., Pesagno E.A., Jr, Smewing S.D.* The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 2756–2762.
45. *Treves B.E., Harper G.D.* Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence faulting and hydro fracturing in the Northern Apennine ophicalcites // *Ofioliti*. 1994. Vol. 19b. P. 435–466.
46. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
47. *Williams H.* Bay of Islands map-area, Newfoundland // *Pap. Geol. Survey Can.* 1973. Vol. 72 (34). P. 1–7.
48. *Williams H.* Structural succession, nomenclature and interpretation of transported rocks in Western Newfoundland // *Can. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12. P. 1874–1894.

Рецензент: А.А. Пейве

Tectonic Delamination along the Crust–Mantle Boundary in Ophiolite Sequences

A. L. Knipper and A. Ya. Sharas'kin

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—Successive stages of Phanerozoic foldbelts formation recorded in ophiolites are not identical in different regions. In the Ligurian Alps and Himalayas, ophiolites characterize the initial stage of oceanic basin opening, that is, exhumation of mantle rocks from under the continental crust, their erosion on seafloor, and formation of ophicalcite breccia subsequently overlapped by pillow lavas and deep-water sediments. In addition, the Xigaze ophiolite in Himalaya shows that the mantle ultramafics had been removed to the upper lithosphere of paleobasin and then were intruded by a thick series of dolerite sills presumably at the level of nearly horizontal delamination. Other ophiolite sections, e.g., in Oman and Newfoundland, were formed at the stage of evolved spreading. The tectonic flow that accompanied this process was confined to the boundary between ductile and viscous materials corresponding to the transition zone between mantle peridotitic tectonite and igneous rock complexes of the oceanic crust. Development of delamination zones in the lithosphere of Phanerozoic oceans is a cause of juxtaposition of older (Precambrian included) mantle rocks and younger crustal complexes within the integral ophiolite sequences observable in continental foldbelts.

УДК 551.242.2

РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАК ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ОКЕАНСКОГО ДНА

© 2005 г. Ю. М. Пушаровский, С. Г. Сколотнев

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 14.04.2004 г.

В статье характеризуется геологическое строение ряда районов дна Атлантического океана под углом зрения его тектонического районирования. Объектами изучения были трансформные разломные структуры и гребневая полоса Срединно-Атлантического хребта. Работы выполнялись экспедициями Геологического института РАН, проводившими их в средних и крупных масштабах. Для типовых районов приводятся геологические и структурные карты. Данное направление исследований представляется исключительно важным для выявления естественных тектонических комплексов, определяющих строение океанского дна, а отсюда и его тектоническое районирование. В статье на конкретных примерах показано, что реализация данного направления открывает широкие возможности также для постановки и решения общих проблем тектоники, магматизма и металлогении океанского дна. Сложившаяся к настоящему времени ситуация такова, что темпы проведения регионально-геологических работ в океанах в средних и крупных масштабах крайне низкие. Соответственно, и сделано в этой области очень мало, что особенно наглядно видно из сопоставления общих площадей океанов и участков, где такие работы проведены. Увеличение объемов регионально-геологических работ представляет актуальнейшую задачу океанской геологии.

ВВЕДЕНИЕ

Проведение тектонического районирования той или иной области земной коры требует добротной регионально-геологической основы. На данном этапе важнейшим направлением работ является средне- и крупномасштабное тектоническое районирование, необходимое как для дальнейшего развития историко-геологических общетектонических и геодинамических представлений, так и для совершенствования научных основ поиска и прогноза полезных ископаемых. Связи последних со структурными формами и районами в практической геологии давно уже находятся на первом плане.

Что касается континентальных областей, то здесь тектоническое районирование привлекает достаточное внимание. Оно является обязательным заданием при проведении геологической съемки территорий. Публикаций на этот счет имеется множество. В основе наиболее ценных среди них лежат данные региональной геологии: стратиграфические, литологические, о магматизме, деформациях земной коры и др.

Совершенно иная картина наблюдается в океанах. Лишь в отношении мелкомасштабных работ можно сказать, что они относительно продвинуты. Об этом свидетельствуют обзорные тектонические карты мира, отдельных океанов или их обширных областей. На этот счет у разных авторов имеются методические разработки. Один из авторов данной статьи в разные периоды также

обращался к этой теме [12, 13, 17 и др.]. Мелкомасштабное тектоническое районирование выполнено им для всех четырех океанов Земли. Но если говорить о площадных среднимасштабных регионально-геологических исследованиях и соответственном тектоническом районировании, то публикации здесь крайне ограничены. С особой очевидностью это выступает при сопоставлении площадей, занимаемых океанами, с участками дна океанов, где соответствующие работы проведены. Вместе с тем, литература переполнена модельными геодинамическими построениями. Налицо громадный разрыв между геологической изученностью и компьютерными разработками. Доминирование геодинамического подхода породило иллюзию, что все основное в тектонике океанского дна уже выяснено или может быть выяснено моделированием. Это ошибочно. Геология не относится к числу тех наук, где решающее слово принадлежит числу. Ей прежде всего необходимы полноценные регионально-геологические описания.

В общем виде методические указания по картированию морского и океанского дна были изложены еще в 1988 г. в рекомендациях специальной комиссии, созданной 21-м Всесоюзным тектоническим совещанием [26]. В них было обращено внимание на большое практическое значение картирования для обнаружения рудных и горючих полезных ископаемых. Однако работы в этом направлении во все последующие годы развивались исключительно медленно. Не ускорило дело

и то обстоятельство, что каждая океанская экспедиция региональной направленности приносила существенные новые факты, причем влияющие в той или иной мере на общие геологические и геодинамические представления. Накопившихся материалов все еще немного, и пока не конкретизированы принципы и методы средне- и крупномасштабного тектонического районирования океанского дна. В предлагаемой статье авторы ставят своей задачей осветить некоторые стороны этой проблемы.

Исходными фактическими материалами будут служить данные, полученные экспедициями Геологического института РАН в Атлантическом океане в период двух последних десятилетий. Первоначально изучались зоны трансформных разломов. Новаторством здесь было геологическое и геофизическое изучение разломных структур вдоль их простирания на большом расстоянии, иногда превышающем 2000 км [21, 22 и др.]. В дальнейшем работы проводились в разных районах гребневой полосы Срединно-Атлантического хребта и на его южном окончании (район тройного сочленения Буве).

Перейдем к главным результатам проведенных регионально-геологических исследований.

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ

Зоны трансформных разломов представляют ярчайший феномен океанского дна. Они изучались в Приэкваториальной Атлантике, расположенной между 15°21' с.ш. и экватором. На этом пространстве наблюдается большое сгущение разломных структур (рис. 1). Основательные работы с проведением множества поперечных галсов (рис. 2) проведены вдоль разломов Зеленого Мыса (на протяжении 2200 км), системы Марафон–Меркурий (1200 км), Вима (250 км), Долдрамс (1500 км), Страхова (500 км), Романш (700 км).

Выяснилось, что строение разломных зон по простиранию изменчиво, что указывает на то, что геодинамические обстановки в океане очень различные и нестационарные. Многие разломные трогги сопровождаются поперечными хребтами. В ряде таких хребтов выявлены разрезы с опрокинутым залеганием пород: ультрабазиты перекрывают базальты. В таких местах драги поднимают также милониты, катаклазиты, породы с зеркалами скольжения. Это означает, что в океанской коре присутствуют надвиговые деформации, тектонические срывы и чешуи. Широкое распространение таких явлений позволило сделать принципиальный вывод о том, что тектоническая расслоенность свойственна не только континентальной, но и океанской литосфере, что противоречит постулату о жесткости и тектонической инертности океанского субстрата [13, 24, 25].

Принципиально важные результаты получены при изучении разломной зоны Романш [10, 34]. Она явилась тектонотипом для выделения категории океанских демаркационных разломных структур, разделяющих области океанского дна, существенно отличающиеся по строению и истории развития, а в некоторых случаях представляют тектонические разделы океанов [14]. Таковыми являются крупнейшие системы Принс Эдвард, разграничивающая Индийский и Атлантический океаны; Австрало-Антарктическая, разграничивающая на юге Индийский и Тихий океаны, Шпицбергенская, разделяющая Атлантический и Северный Ледовитый океаны. Внутриокеанскими демаркационными зонами являются Элтанин (Тихий океан), Амстердамская (Индийский океан), Агульяс-Фолклендская, Риу-Гранди, Романш, Чарли Гиббс (Атлантический океан) и некоторые другие. Все это структуры длительного развития, причем обнаружено, что между ними и границами литосферных плит совпадений очень мало. Этот факт требует большого внимания, и если ориентироваться на демаркационные разломы, то можно сделать определенный вывод об абстрактности ряда основных границ литосферных плит со всеми вытекающими отсюда следствиями.

Разломная структура Романш позволила установить и другое важное явление – изменчивость во времени строения и соответственно структурного плана разломных зон, что открыло путь и их историко-геологическому изучению, в дополнение к господствующему геомеханическому анализу. Однако проблема историко-геологического подхода пока очень мало затронута, хотя ясно, что при ее разработке будут выяснены важнейшие закономерности в океанском тектогенезе. Например, неясным с геологической точки зрения является близкое соседство сложно развивавшихся разломных зон со столь же протяженными (тысячи километров) одинарными зонами в основном направленном линейном развитии.

Исключительно важные данные в отношении строения и состава низов океанской коры получены в разломной зоне Вима (11° с.ш.), где они вскрыты на протяжении 165 км [9]¹. Породы представлены мантийными гарцбургитами в ассоциации с габбро. Обнаружены участки первичных ненарушенных пограничных разрезов корамантия, что пока не вскрыто ни одной глубоководной скважиной океанского бурения. Установлены три вида контактов мантии и коры: а) интрузивные с обильными жилами габбро в перидотитах, б) интрузивные со структурами пластического течения в перидотитах и в габбро, в) сильно тектонизированные контакты.

¹ Экспедиция проведена совместно с Итальянским институтом морской геологии в 1999 г.

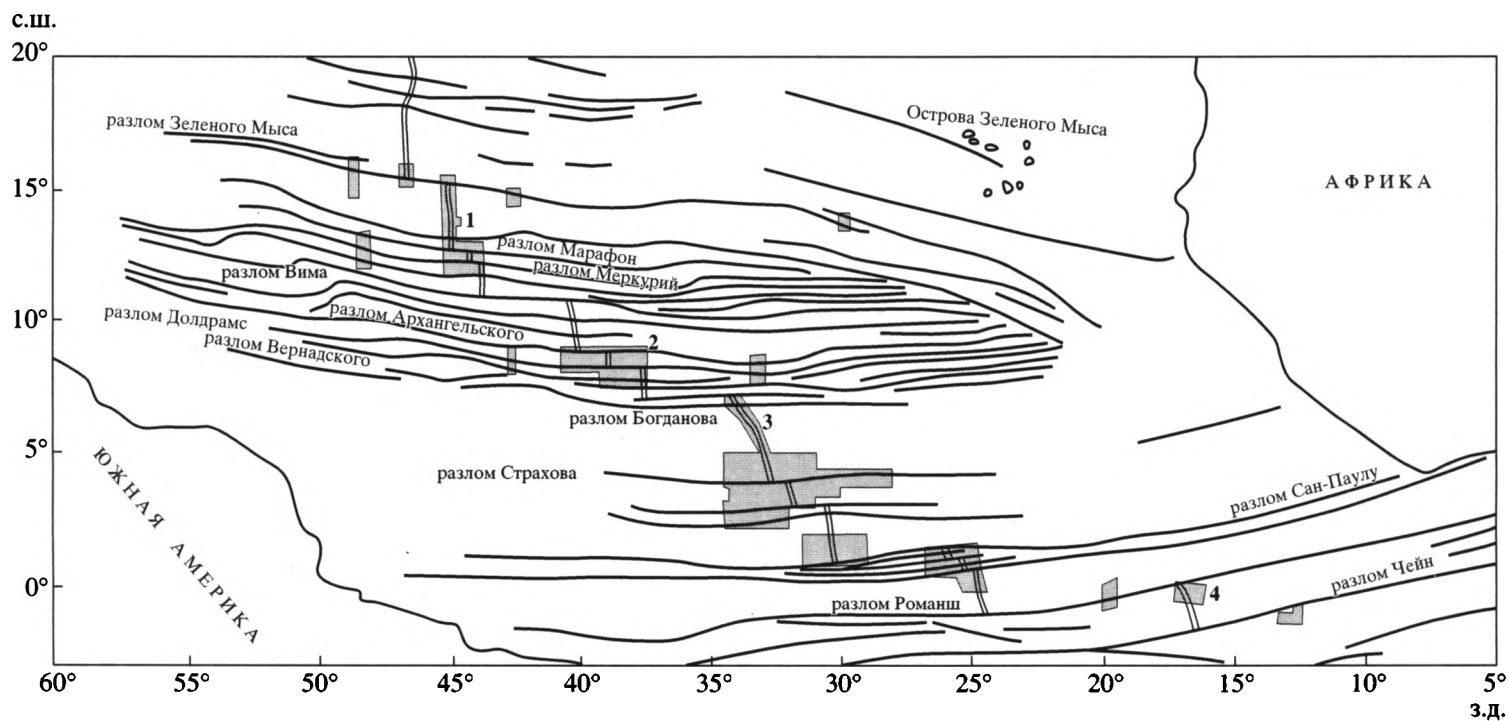


Рис. 1. Местоположение трансформных разломов и полигонов, где проводились площадные геолого-геофизические исследования экспедициями на НИС “Академик Николай Страхов” в Приэкваториальной Атлантике. По А.О. Мазаровичу и др. с упрощениями (http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html). Площади полигонов затенены. Цифрами обозначены полигоны, рассматриваемые в тексте

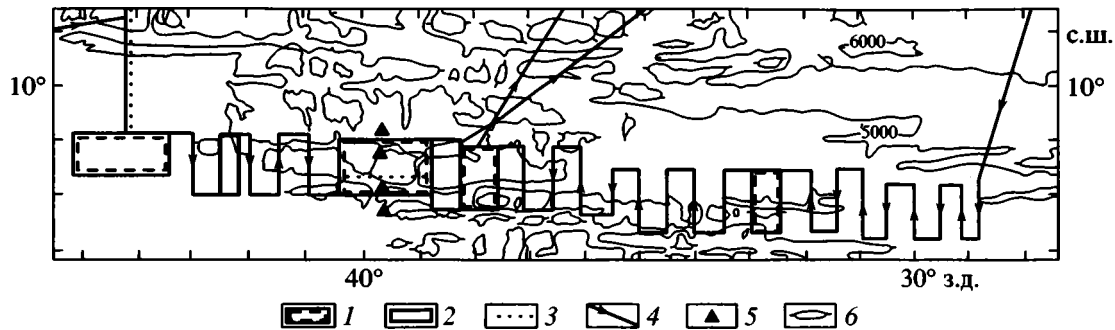


Рис. 2. Схема работ 6-го и 9-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» в районе разлома Долдрамс [22]
1, 2 – полигоны рейсов: 1 – 6-го, 2 – 9-го; 3 – профили МОВ ОГТ; 4 – галсы; 5 – станции МТЗ; 6 – изобаты, м

Во многих случаях трансформные разломы являются границами между сегментами срединного хребта, отличающимися морфоструктурными признаками, строением земной коры, а иногда и особенностями магматизма. Существует немало схем структурного районирования (сегментации) спрединговых хребтов, однако общепринятой делимости пока нет. Положенный в основу изучения разломных зон метод позволил с большой определенностью выявить во многих из них (разломы Зеленого Мыса, Долдрамс, Богданова, Страхова и др.) существенную изменчивость по простиранию общей ширины зоны деформаций; внутренней структуры разломных зон, то более, то менее сложной; глубины днища разломных трогов и ряда других характеристик. Это нашло объяснение в воздействии на структурообразование нелинейных геодинамических факторов [15]. Тем самым существенно расширилась фактическая основа нового направления в современной геодинамике – нелинейной геодинамики.

В целом можно констатировать, что, хотя и немало сделано в тектоническом изучении океанских разломных зон, многие стороны разломной тектоники остаются невыясненными. Восполнить пробелы призваны дальнейшие регионально-геологические исследования.

ПОЛИГОНЫ В СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ

Региональные исследования, о которых пойдет речь ниже, были проведены на 4 полигонах в Приэкваториальной Атлантике (0–15° с.ш.) и на 2 – в Южной. Все полигоны находятся в пределах гребневой зоны САХ. Приведем характеристику их основных геологических черт.

1. Наиболее северный полигон (см. рис. 1) располагается между разломом Зеленого Мыса (15°20' с.ш.) и разломной системой Марафон–Меркурий [21, 30]. Для этого полигона составлены батиметрическая карта, карта аномального магнитного поля и схема геологического строе-

ния в масштабе 1 : 250000. Для района, охватывающего центральный отрезок разлома Зеленого Мыса и прилежащий к нему с юга район рифтовой зоны САХ, построена геологическая карта в масштабе 1 : 200000 [11, 21]. При ее составлении широко использовались данные ступенчатых драгировок склонов различных морфоструктур в их нижних, средних и верхних частях. Выполнено 90 результативных драгировок.

На геологической карте (рис. 3) можно видеть, что долина разлома Зеленого Мыса и ее борта сложены ультраосновными породами. Южный борт долины осложнен разломами. В более южной области закартированного района выделены габбро-гипербазитовый, расслоенный и метагабброидный комплексы, но главным образом здесь распространены базальты. Последние по характеру вторичных изменений стекол расчленены на ряд групп: со свежим стеклом, которые приурочены только к рифтовой долине; с начальной степенью палагонитизации стекла, полной палагонитизацией, промежуточного типа и неравномерно проявленной палагонитизацией. Распространение этих типов и показано на карте. Такой метод картирования, примененный впервые, оказался эффективным для расшифровки геологического строения гребневой зоны хребта. Выявилась внутренняя структура района, где зоны разнотипных базальтов вытянуты в общем согласно с простиранием САХ. При этом более палагонитизированные и, по-видимому, более древние базальты распространены на наибольшем удалении от рифтовой долины по обе ее стороны. Характерна расчлененность области разломами того же простирания. Более подробные сведения о геологии района приведены в подрисуночной подписи.

Для сегмента САХ, заключенного между разломами Зеленого Мыса и Марафон, характерна специфика магматизма, состоящая в том, что здесь продукты обогащенного вулканизма преобладают над деплетированными толентами и даже встречены щелочные базальты [30]. Как видно на геологической схеме (рис. 4), максимум вулкани-

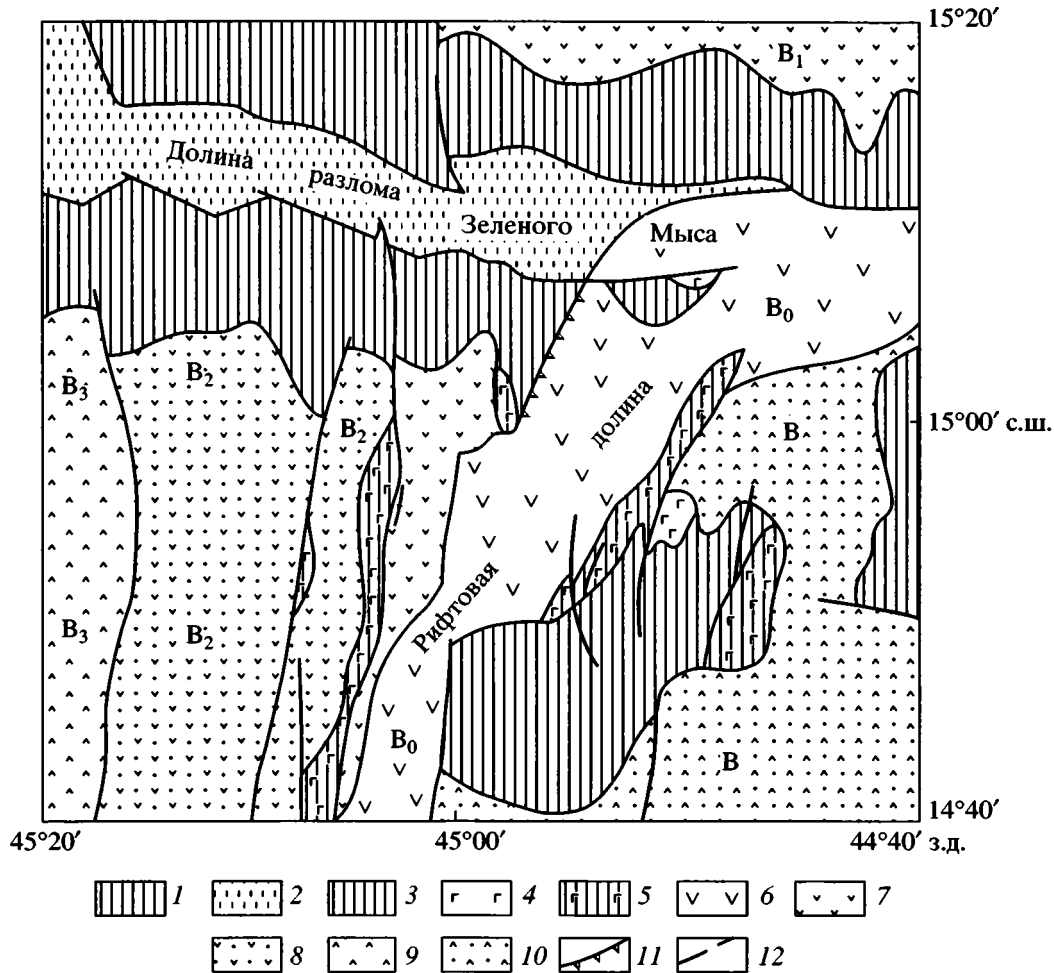


Рис. 3. Схематизированная геологическая карта гребневой зоны САХ в районе разлома Зеленого Мыса [21]

1 – фрагменты дунит-гарцбургитового (мантийного) комплекса; 2 – то же в трого разломной долины; 3 – предполагаемые ультрабазиты; 4, 5 – фрагменты кумулятивной расслоенной серии: 4 – неметаморфизованные, 5 – подвергшиеся динамотермальному метаморфизму; 6–10 – базальты с различной степенью палагонитизации стекла: 6 – без палагонитизации (B₀), 7 – с начальной степенью палагонитизации (B₁), 8 – частично палагонитизированные (B₂), 9 – полностью палагонитизированные (B₃), 10 – со степенью палагонитизации, меняющейся по площади незакономерно (B); 11 – пологий глубинный срыв, установленный по данным погружений ПОО “Nautil” [35]; 12 – разломы крутого заложения

ческой активности приходится примерно на центральный участок между разломами Зеленого Мыса и Марафон, где также наблюдается и наиболее высокий уровень стояния дна рифтовой долины. К северу и югу от этого центрального участка в приразломных зонах располагаются участки так называемого сухого спрединга. Здесь вулканическая активность резко редуцирована, в то же время отчетливо проявлены тектонические движения. Такие соотношения закартированы вблизи разлома Зеленого Мыса (см. рис. 3). Строение разреза на этих участках следующее. Внизу залегает сложный построенный комплекс глубинных пород, представленный ультрабазитами и габбро, вверху – маломощные горизонты базальтов. Нижний комплекс тектонически расслоен.

Недавно это было подтверждено глубоководным бурением (скв. 1272, 1274 и др. [41]).

Комплекс геоморфологических, геологических и петрологических данных позволяет утверждать, что в данном регионе помимо собственно рифтового вулканизма распространены вулканы центрального типа. Их положение показано на геологической схеме (см. рис. 4). Одни из них располагаются на плечах рифта и сложены типичными для этого района рифтовыми базальтами (к примеру, г. Ферсмана), другие, находящиеся на некотором удалении от рифта, – щелочными базальтами и сильно обогащенными толеитами. Положение некоторых из вулканов совпадает с зонами распространения косых структур северо-западного простирания. Широкое распространение таких структур является спецификой данного

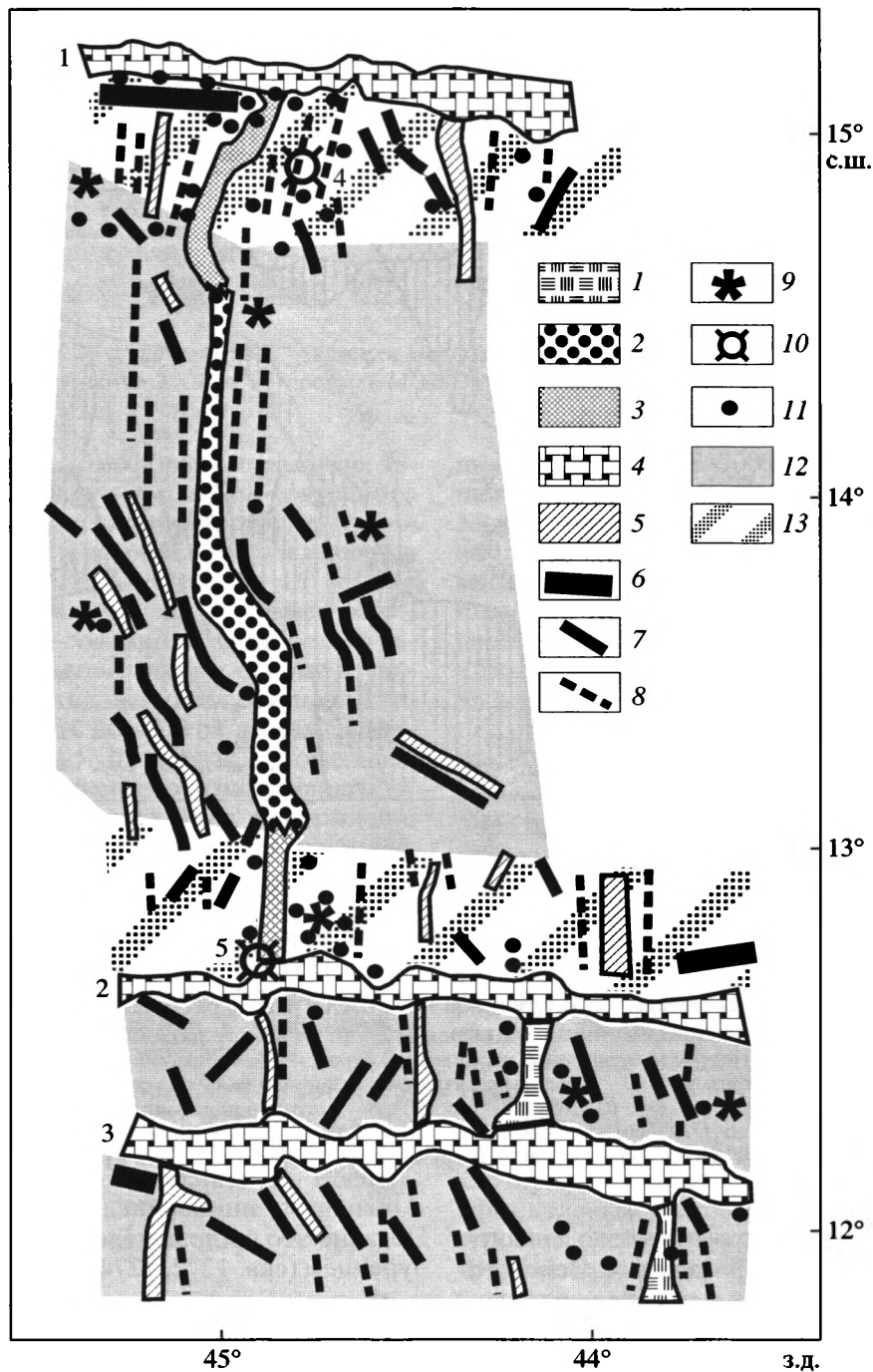


Рис. 4. Геологическая схема гребневой зоны САХ между разломами Зеленого Мыса и Меркурий (составлена с использованием данных [1])

1, 2 – рифтовые долины, сформировавшиеся в условиях магматического спрединга; 1 – излияния деплетированных базальтов, 2 – излияния обогащенных базальтов; 3 – то же, сформировавшиеся в условиях сухого спрединга; 4 – долины трансформных разломов; 5 – иные депрессии; 6 – осевые зоны поперечных хребтов; 7 – осевые зоны хребтов, косо расположенных по отношению к рифтовой долине; 8 – то же, субпараллельных рифтовой долине; 9 – вулканические постройки центрального типа; 10 – гидротермальные поля; 11 – точки опробования; 12 – участки гребневой зоны САХ с нормальным типом океанической коры; 13 – то же с океанической корой, в которой преобладают тектонически выведенные глубинные породы: ультрабазиты и габброиды.

Цифрами обозначены: 1 – разлом Зеленого Мыса, 2 – разлом Марафон, 3 – разлом Меркурий, 4 – рудное поле Логачева, 5 – рудное поле 13° с.ш.

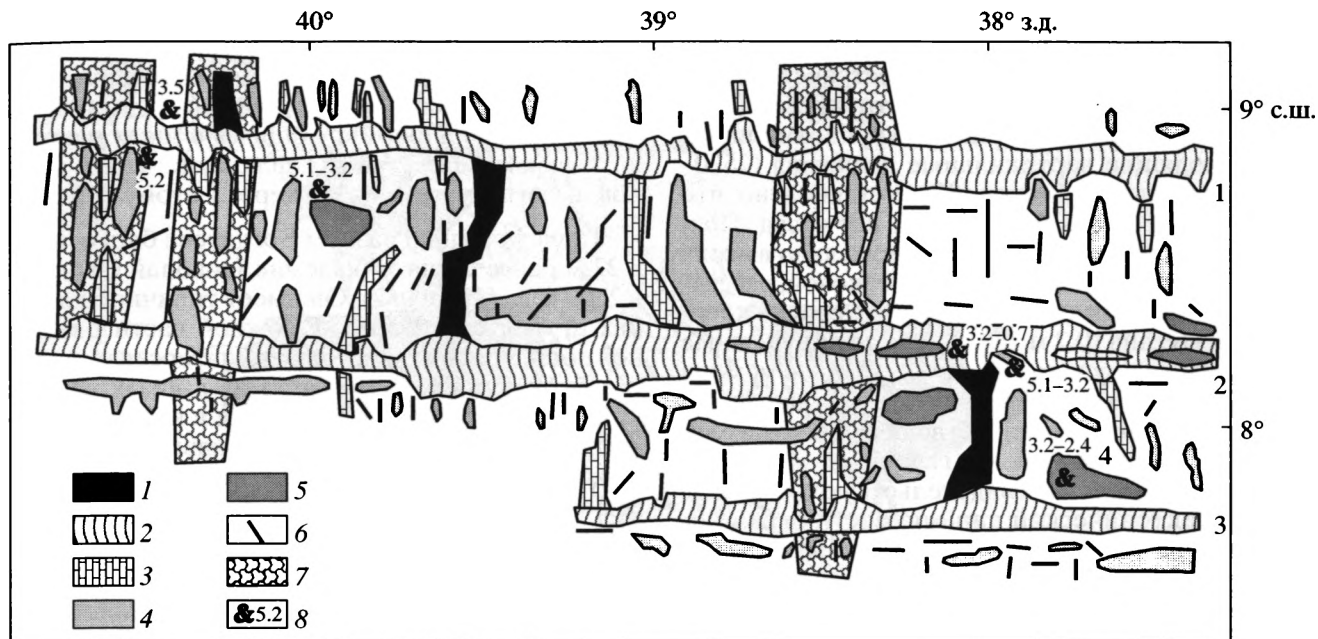


Рис. 5. Структурная схема полигона Долдрамс (составлена на основе батиметрической карты, приведенной в работе [22]) 1 – рифтовые долины; 2 – долины трансформных разломов; 3 – прочие депрессии; 4 – поднятия; 5 – поднятия, выступавшие в геологическом прошлом над древним морем; 6 – оси мелких морфоструктур и их цепочки; 7 – области транзитного (сквозного) структурообразования; 8 – места находок микрофауны, рядом расположенные цифры обозначают возраст в млн. лет [22].

Цифрами обозначены: 1–3 – разломы: 1 – Архангельского, 2 – Долдрамс, 3 – Вернадского; 4 – тора Пейве

сегмента САХ. Анализ пространственного распространения петро-геохимически различных типов базальтов на изученном полигоне позволяет сделать вывод, что вулканизм на данном сегменте САХ имеет циклический характер [30]. В течение тектоно-магматического цикла происходит смена состава извергающихся базальтов с деплетированного на все более обогащенный, при этом толиты Т-типа сменяются лавами Р-типа MORB. Продолжительность последнего цикла около 2–2.5 млн. лет, а излияния обогащенных вулкаников, судя по возрасту вулканического хребта Ресечер, также сложеного обогащенными базальтами и находящегося на западном отрезке разлома Зеленого Мыса, начались около 25 млн. лет назад.

Региональные геологические исследования в этом районе дали начало многочисленным геолого-геофизическим работам, приведшим к открытию двух полей действующих высокотемпературных систем, с которыми связаны крупные залежи полиметаллических руд типа “черных курильщиков”. Они открыты в ходе специализированных экспедиций на НИС “Профессор Логачев” вблизи разлома Зеленого Мыса (14°40' с.ш. – поле “Логачев”) и вблизи разлома Марафон (13° с.ш.) [33, 39, 40].

2. Более южный полигон (см. рис. 1) находится между разломом Архангельского и системой разломов Долдрамс – Вернадского (рис. 5). В данном

районе вулканизм очень однообразен и его продукты представлены лишь деплетированными базальтами. В противоположность этому выявляется большое морфоструктурное разнообразие океанского дна. На пространстве между разломами располагаются межразломные поднятия, которые обособляются в виде самостоятельных структур. Поверхность межразломных поднятий осложнена мелкими хребтами, грядами и депрессиями, которые могут быть по отношению к простиранию рифтовой долины как субпараллельными, так и косо ориентированными. В последнем случае они имеют преимущественно северо-западное простирание. На ряде участков структуры, осложняющие строение межразломных хребтов, группируются и пересекают трансформные разломы, находя продолжение в пределах других межразломных хребтов. Таким образом, образуются области транзитного (сквозного) структурообразования (см. рис. 5). Очевидно, что в пределах этих областей процессы структурообразования молодые по возрасту относительно времени образования межразломных поднятий и долин трансформных разломов и происходили на неотектоническом этапе. Эти молодые структуры отражаются и в строении долин трансформных разломов в виде их ветвей, резких углублений или, напротив, резких подъемов уровня дна долин. Межразломные поднятия имеют асиммет-

ричное строение западного и восточного флангов (см. рис. 5). Изучение осадочных пород, их структуры, текстуры, возраста, пространственного распределения и связей с морфоструктурами позволило выявить в этом районе крупноамплитудные нисходящие вертикальные движения (2500–1000 м) отдельных блоков [22]. Установлено, что опускания начались 2.5–3.2 млн. лет назад. Подсчитанная скорость опускания аномально высока (0.5–0.75 мм/год) по сравнению с таковой, рассчитанной по модели остывания литосферы Склейтора–Сорохтина (0.2 мм/год). Многие опущенные блоки дна выступали ранее над уровнем моря (см. рис. 5), о чем свидетельствует ряд данных и в том числе большое количество песчаников и алевролитов; имеется также галечный материал. Приведенные факты свидетельствуют о значительной тектонической динамичности океанского дна в ходе его структурного развития. Как известно, сходные по масштабу структурообразующие процессы происходили также в разломных зонах Вима и Романш, где сформировались градиозные хребты, сопровождающие разломные трогги и претерпевшие сначала высокоамплитудное воздымание, а затем высокоамплитудное опускание. Распространенность данного явления (неотектонический тектогенез) такова, что его необходимо рассматривать не как малозначущую аномалию, а как важную тектоническую черту в строении океанского дна.

Определение возраста пород по микропалеонтологическим данным [22] показывает, что вблизи рифтовой долины имеются участки коры с возрастом гораздо более древним (3.5 млн. лет) (см. рис. 5), чем это следует из возрастных определений, сделанных на основании изучения аномального магнитного поля (0.5 млн. лет). Это явление пока не расшифровано.

3. Следующий на юг полигон (см. рис. 1) расположен между разломом Богданова (7°10' с.ш.) и 5° с.ш. (рис. 6). Иногда он именуется полигоном Сьерра-Леоне. К настоящему времени его изученность достаточно основательна [5, 6, 20, 23, 28], что позволяет остановиться на его характеристике сравнительно подробно. Судя по картам спутниковой альтиметрии [42], этот район разделяет две различно построенные области САХ. К северу от разлома Богданова рифтовая долина крупными и протяженными трансформными разломами (Долдрамс, Вернадского, Архангельского и др.) разбита на короткие меридиональные сегменты. К югу от 5° с.ш., напротив, рифтовая долина и обрамляющие ее структуры САХ вплоть до разлома Страхова (4° с.ш.) имеют четкую меридиональную ориентировку без признаков существенных поперечных смещений. Фланги срединного хребта здесь представляют собой выровненные плато.

В районе изученного полигона нашими экспедициями обнаружены три участка, являющиеся потенциально рудоносными с точки зрения обнаружения там массивных сульфидных руд, сформировавшихся или формирующихся в зонах разгрузки высокотемпературных флюидов, что и обуславливает повышенный интерес к этому району.

Трансформный разлом Богданова был открыт в 22-м рейсе судна "Академик Николай Страхов" в 2000 году [2] (рис. 7). Он имеет типичное для таких структур строение. В южной части разломной зоны в районе восточного интересекта развито обширное угловое поднятие, в низах разреза которого встречены базальты, а в верхней части склона – ультрабазиты, габброиды и долериты, что, по-видимому, свидетельствует о его надвиговом строении. Смещение по разлому составляет ~60 км.

В пределах полигона по особенностям строения и состава пород океанского дна выделяется несколько участков или структурно-вещественных провинций, отделенных друг от друга левосторонними нетрансформными сдвигами (см. рис. 6). Сдвиги выражены субширотными долинами, осложненными поднятиями, образованными главным образом серпентинизированными ультрабазитами. Вдоль 6° с.ш. протягивается нарушение Сьерра-Леоне, являющееся наиболее крупным левосторонним сдвигом. Каждый выделенный участок характеризуется своими особенностями строения и состава, но общей чертой для всех является асимметрия в строении западного и восточного флангов гребневой зоны. На западном фланге развит гребневый рельеф. Хребты субпараллельны рифтовой долине и сложены базальтами (см. рис. 6). Рельеф восточного фланга имеет хаотичный характер, обусловленный сочетанием грядового рельефа и крупных изометричных поднятий. При этом гряды не параллельны рифтовой долине (простираются около 335°). В этом районе широко распространены ультрабазиты и габброиды. Примерно в 40 км от оси рифта на восточном фланге рельеф также приобретает грядовый характер; здесь при драгировании получены только базальты. Эти факты дают основание предположить, что примерно 2–2.5 млн. лет назад (в соответствии со скоростью спрединга для данного сегмента САХ) произошла смена геодинамического режима в этом районе. Магматический режим спрединга сменился режимом, при котором большую роль приобретают тектонические процессы.

Рифтовая долина часто меняет простирание, однако генеральное простирание рифтовой зоны около 350°. Строение рифтовой долины осложнено неовулканическими поднятиями, смещенными к ее восточному борту, и глубокими впадинами. В основном рифтовые структуры сложены базальтами. Однако самые глубокие рифтовые впа-

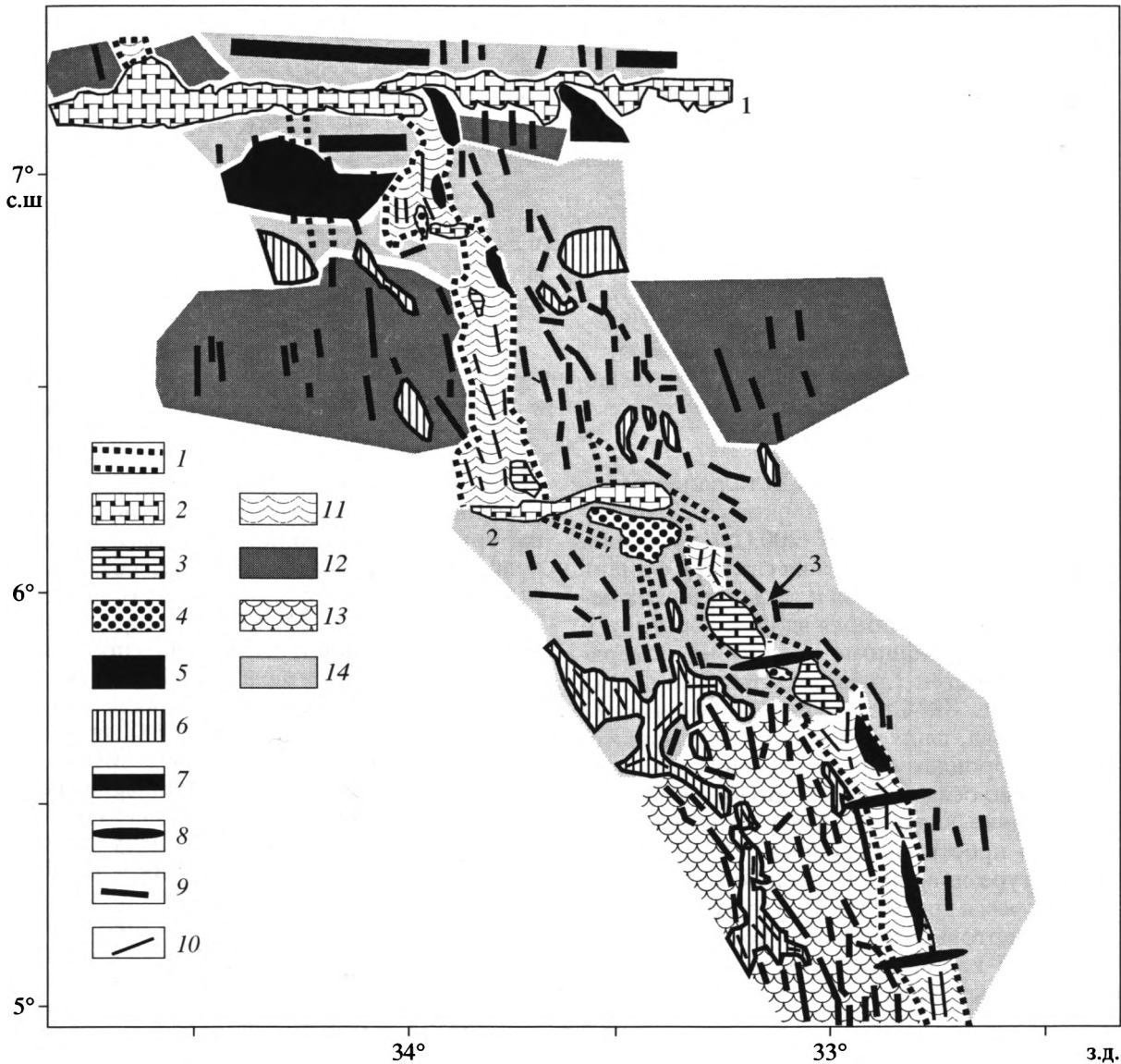


Рис. 6. Геологическая схема полигона Сьерра-Леоне (выполнена на основе батиметрической карты, построенной Мазаровичем А.О., Соколовым С.Ю., Турко Н.Н. и Добролюбовой К.О. [3])

1 – границы рифтов и их палеоаналогов; 2 – долины трансформных разломов и нетрансформных смещений; 3 – рифтовые впадины; 4 – поднятия, сложенные преимущественно ультраосновными породами; 5 – неовулканические поднятия; 6 – депрессии; 7 – осевые зоны поперечных хребтов; 8 – левосторонние сдвиги; 9 – оси положительных морфоструктур; 10 – оси отрицательных морфоструктур в пределах рифтов и депрессий; 11 – поля преимущественного распространения неизмененных деплетированных базальтов; 12 – поля деплетированных базальтов с частично и полностью палагонитизированным закалочным стеклом; 13 – поля обогащенных и щелочных базальтов со свежим и частично палагонитизированным закалочным стеклом (Юго-Западная площадь); 14 – поля глубинных пород: габброидов и ультрабазитов.

Цифрами обозначены: 1 – трансформный разлом Богданова, 2 – нарушение Сьерра-Леоне, 3 – впадина Маркова

дины, в том числе впадина Маркова (рис. 8), обособленная в районе 6° с.ш. (глубина до 5 км), где обнаружены сульфиды, имеют другое строение.

На ее бортах широко распространены габброиды, в меньшей мере ультрабазиты и очень незначительно базальты; встречаются также плагиограниты. Габброиды широко варьируют по составу:

от троктолитов до изотропных габбро. Они часто существенно катаклазированы и милонитизированы. Сульфидные массивные рудные образования резко отличаются от таковых, слагающих постройки “черных курильщиков”. Они представляют новый самостоятельный тип таких образований на океанском дне и сформировались при метасоматическом замещении апогаббровых

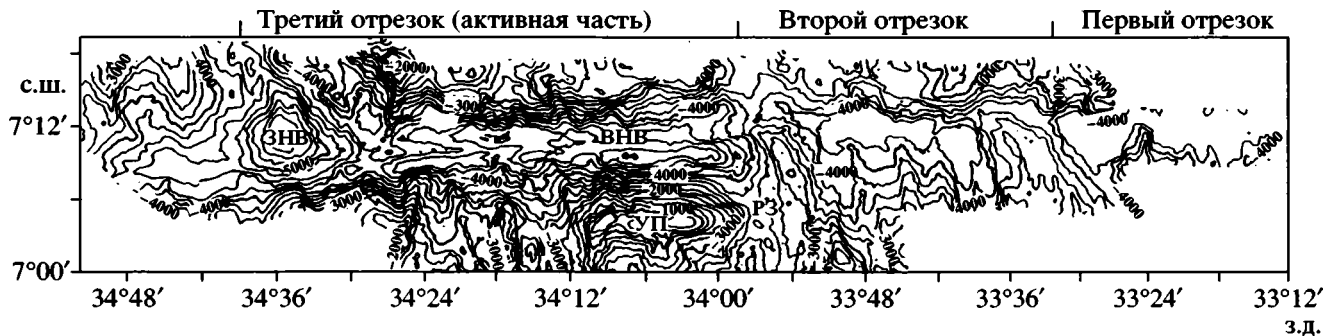


Рис. 7. Батиметрическая карта разлома Богданова [2]

Видны три морфологически обособленных отрезка: I, II, III.

РЗ – рифтовая зона; ЗНВ – западная нодальная впадина; ВНВ – восточная нодальная впадина; УП – угловое поднятие

катаклизмов ниже уровня дна. Детальные работы, проведенные во впадине Маркова в 22-м рейсе НИС “Профессор Логачев” (2003 г.), показали, что сульфидные рудопоявления связаны с очень узкими зонами метасоматоза и тектонических деформаций, простирающимися вдоль ее восточного борта и маркирующими выходы на поверхность дна плоскостей глубинных тектонических срывов (см. рис. 8). Структуры, обрамляющие впадину Маркова, сложены только глубинными породами (габброидами и ультрабазитами). Днище ее заполнено осадочным чехлом (до 40 м). Общее простираение впадины (335°) отличается от генерального простираения рифта. Обнаружено, что температура придонной воды во впадине заметно выше, чем в других также пространственно замкнутых рифтовых впадинах, хотя аномалий мутности воды над местами локализации рудопоявлений не выявлено.

Своеобразным строением выделяется Юго-Западная площадь описываемого полигона, сложенная щелочными базальтами и сильно обогащенными толеитами. Помимо протяженных поднятий, здесь также сформировалась система протяженных депрессий. Депрессии без осадков по многим признакам представляют собой зарождающиеся рифты. Депрессии с осадками, возможно, являются “брошенными” рифтами. Осадочный чехол в них деформирован растущими поднятиями [32]. Эти горстовые поднятия (рис. 9) связаны с неотектоническим этапом структурного развития. Следует отметить, что район Юго-Западной площади – это наиболее приподнятый участок дна в пределах полигона. Геологическое строение Юго-Западной площади позволяет утверждать, что она является ареной проявления внеосевого вулканизма, продуцирующего щелочные базальты. Это явление коррелируется с неотектоническими вертикальными движениями в этом районе.

По результатам изучения состава базальтов, распространенных в пределах полигона, выделены три их разновидности. Широко, практически повсеместно, развиты высокомагнезиальные базальты, являющиеся производными толеитовых расплавов N-типа MORB, формирующиеся под рифтовой долиной в осевой зоне спрединга. Вторая разновидность – щелочные базальты, распространенные в пределах Юго-Западной площади. Третья разновидность – базальты, производные толеитовых расплавов T- и P-типов MORB, являющиеся либо результатом примешивания вещества щелочных расплавов к толеитовым расплавам, либо результатом смешения этих двух типов расплавов. Они встречены в пределах Юго-Западной площади и рудоносных структур, в том числе во впадине Маркова. Расчетные параметры магмогенерации по составам закалочных стекол свидетельствуют об их различии: обогащенные толеиты более глубинные и высокотемпературные (45–78 км, $1330\text{--}1450^\circ\text{C}$), чем истощенные (44–55 км, $1320\text{--}1370^\circ\text{C}$).

Среди высокомагнезиальных базальтов по уровню содержания титана и натрия выделяется несколько типов. Практически отдельные сегменты САХ в изученном районе, разграниченные левосторонними сдвигами и трансформным разломом Богданова, характеризуются собственным типом базальтов, указывая на то, что каждый сегмент формируется над диапировым выступом низковязкостных линз с характерными только для них условиями магмогенерации. Эти условия нестабильны во времени. Временная и пространственная нестабильность подосевого апвеллинга в данном районе САХ отражает весьма сложную дифференцированность геодинамических процессов в верхних геосферах.

Высокомагнезиальные базальты слабо дифференцированы. Только в рудоносных структурах, в том числе во впадине Маркова, базальты образуют протяженные дифференцированные

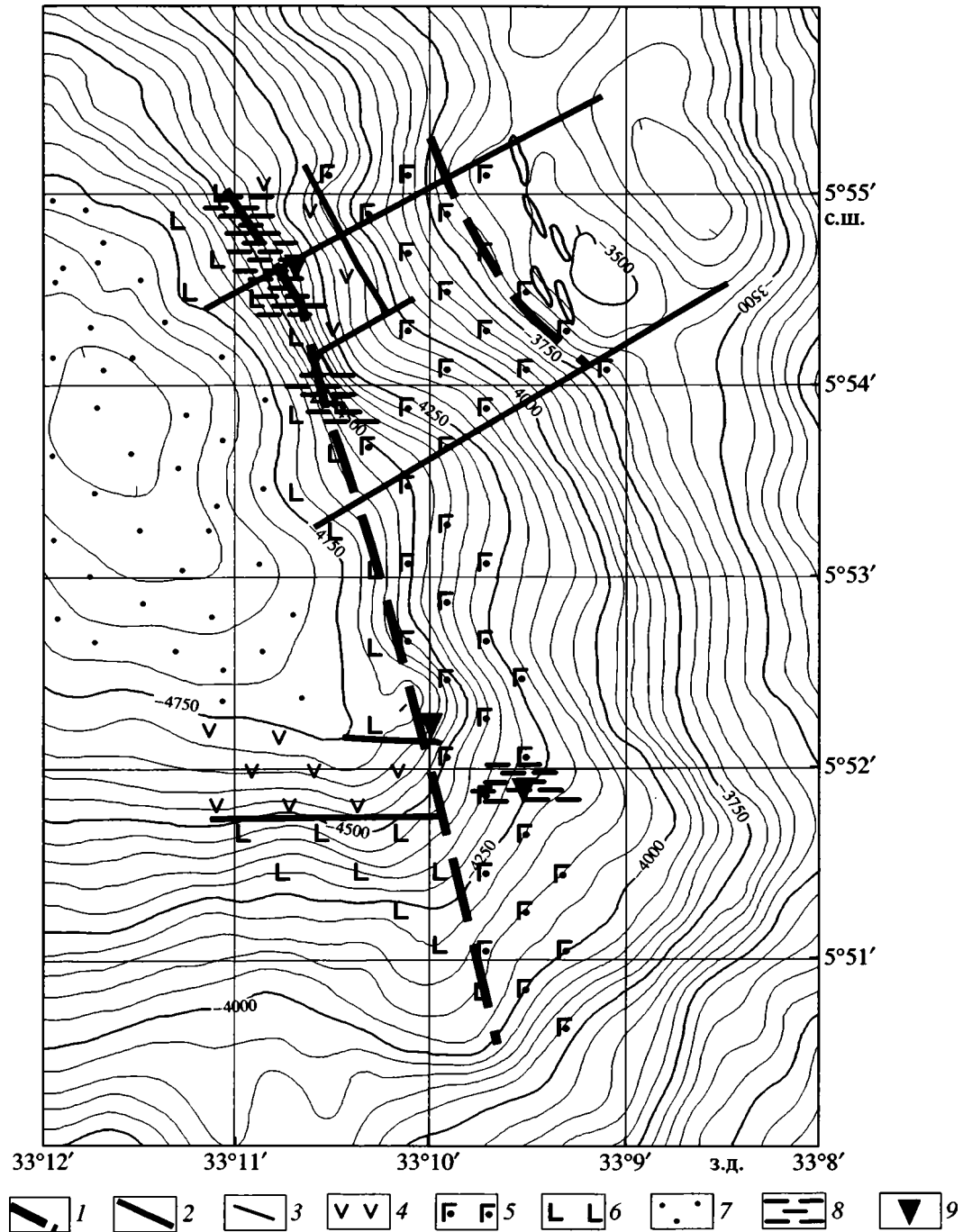


Рис. 8. Строение восточной половины впадины Маркова

1 – зоны тектонических деформаций и метасоматоза; 2 – тектонические нарушения; 3 – геологические границы; 4–6 – поля преимущественного распространения пород: 4 – базальтов, 5 – габброидов, 6 – ультрабазитов; 7 – осадочные отложения; 8 – места обнаружения прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной минерализации; 9 – точки находок габброидов с вкрапленной сульфидной минерализацией

серии, обусловленные фракционной кристаллизацией оливина и плагиоклаза. Ассоциация дифференцированных серий базальтов с дифференцированными сериями габброидов указывает на наличие под рудоносными структурами относительно долгоживущих магматических камер.

Следует отметить, что имеется некоторое геологическое сходство района Сьерра-Леоне с районом к югу от разлома Зеленого Мыса. Намечаются следующие параллели: перемежаемость эпизодов активного вулканизма и активной тектоники; широкое развитие плутонической составляющей

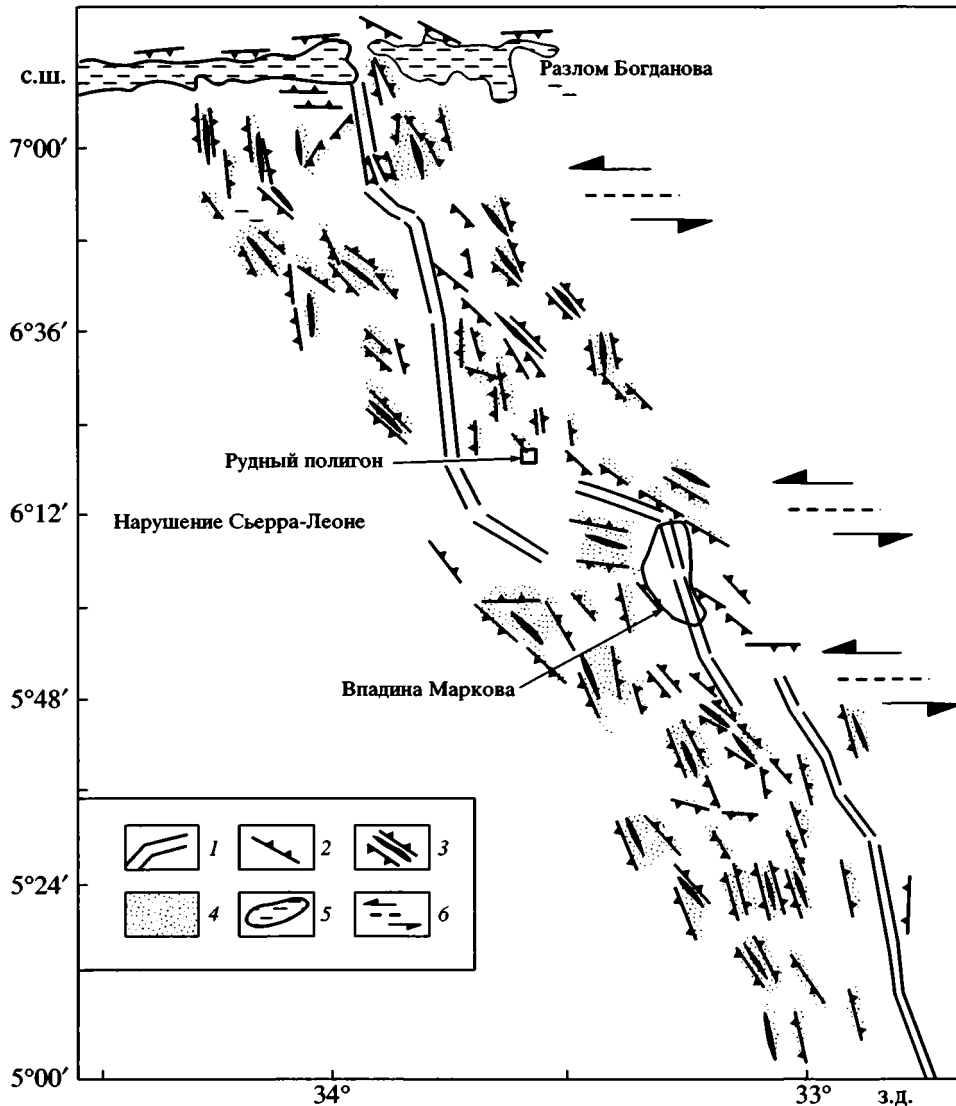


Рис. 9. Схема разломных структур полигона Сьерра-Леоне (составлена с использованием данных [3])

1 – рифтовые долины; 2 – тектонические эскарпы; 3 – оси рифтовых гор; 4 – горстовые структуры; 5 – долина разлома Богданова; 6 – оси нетрансформных смещений

магматизма; широкое распространение высокомагнезиальных разновидностей базальтов; образование плагиогранитов, являющихся редкостью для срединно-океанических хребтов; излияние щелочных базальтов на флангах хребта и обогащенных толеитов в рифтовых структурах; тектоническое расслоение коры. Поскольку в обоих районах обнаружены массивные сульфидные руды, то все выше перечисленные признаки могут являться поисковыми критериями таких руд. При этом, как следует из геологии рудовмещающих структур полигона Сьерра-Леоне, рудоносность обусловлена сочетанием нескольких тектоно-магматических процессов и факторов. Под этими участками рифта образуется и относительно долго функционирует промежуточная магматическая

камера. Расплавы, претерпевающие глубокую дифференциацию в этой магматической камере, концентрируют рудную фазу, впоследствии поступающую в гидротермальную систему. Проницаемость коры для растворов обеспечивается активной тектоникой.

Ряд особенностей геологического строения полигона Сьерра-Леоне позволяет фиксировать здесь признаки, характерные для участков сухого спрединга². Одним из них является широкое распространение глубинных пород (ультрабазитов и габброидов) в гребневой зоне хребта, часто залегающих гипсометрически выше базальтов и, судя

² Определение термина дано А.А. Пейве. См. Геотектоника. 2004. № 6.

по широкому распространению тектонитов, надвинутых на базальты. При этом такое явление не ограничивается только приразломной зоной, как например, в районе между разломами Зеленого Мыса и Марафон, но распространяется на всю приосевую зону хребта по крайней мере на протяжении 200 изученных километров. Однако одновременно широкое распространение в приосевой зоне крупных неовулканических хребтов и габброидов не позволяет считать данный сегмент САХ ареной проявления типичного сухого спрединга. Магматическая деятельность происходит здесь в виде мощных импульсов, но пространственно проявляющихся не повсеместно.

Наличие левосторонних сдвигов, смещающих рифтовую долину, дает основание считать, что сегмент САХ, расположенный к северу от разлома Богданова, смещается влево по отношению к более южному. Между двумя смещающимися сегментами закладывается своеобразная система структур типа pull apart, в которой процессы, обусловленные сдвиго-раздвигом, накладываются на процессы, связанные со спредингом. В тыловой (восточной) части сдвига возникают условия повышенной проницаемости, в силу чего там развиваются крупные протрузии серпентинизированных ультрабазитов, приводящие к хаотическому характеру рельефа и к асимметрии в строении западного и восточного флангов гребневой зоны. По-видимому, по той же причине и неовулканические поднятия в основном локализируются в восточной части рифтовой зоны. Глубочайшие рифтовые впадины (Маркова и впадина 5°46' с.ш.) образовались на участках, где раздвиговая составляющая поля напряжений совместилась с растяжением литосферы, обусловленным спредингом. В результате днище впадин проседает, разрастаясь по периферии и накапливая осадки, а в бортах впадин по плоскостям глубинных тектонических срывов выводятся глубинные породы. Со сдвигом в северо-западном направлении связано также отклонение в простирании рифтовых долин на отдельных участках против часовой стрелки. Время начала сдвига 2–2.5 млн. лет назад. Учитывая специфику пространственного распределения магматических импульсов, очевидно, можно говорить о своеобразном сочетании двумерного и одномерного апвеллинга, характерного для данного сегмента САХ. С этим согласуется и пестрота состава базальтов, меняющегося вдоль рифта от участка к участку, и указывающая на различные условия выплавления расплавов. Состав базальтов меняется и вкрест простирания рифта. Следовательно, геодинамический режим этой области не только изменчив, но и нестационарен, что свидетельствует, как уже отмечено выше, о сложности в распределении энергетических потоков и движений глубинных

масс как в близповерхностных, так и в глубоких геосферах. Это происходит вследствие воздействия на ход поступательного геодинамического развития геосфер нелинейных факторов.

Итак, проведенные на полигоне исследования позволили провести среднемасштабное, а на отдельных участках и крупномасштабное тектоническое районирование значительного отрезка гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта. Выявлены и охарактеризованы различного порядка тектонические нарушения, расшифрованы геодинамические обстановки их образования. Среди последних большую роль играет режим сухого спрединга, проявившийся на всем пространстве полигона. С этим явлением коррелируют огромные глубины впадин осевой рифтовой долины, достигающие пяти километров. В некоторых из них имеются (или определенно прогнозируются) проявления медно-колчеданного оруденения. В периоды сухого спрединга в бортах рифтовых долин происходило образование надвиговых структур. В тектоническом развитии региона оказалась существенной роль вертикальных движений. Как и в предыдущих случаях, намечается плиоцен-четвертичный этап неотектонического развития. Большую специфику региона составляет отсутствие трансформных разломов.

4. Самый южный полигон (см. рис. 1) в Приэкваториальной Атлантике занимает площадь, включающую разломную зону Романш и район гребня САХ, расположенный к югу от этой зоны. О разломной зоне говорилось выше. Здесь характеризуется строение района, отображенного на рис. 10 [10]. Его структурными границами служат современный осевой рифт САХ на востоке и более древний рифт на западе, отстоящий от восточного ~ на 70 км [10, 34]. Приводимые ниже данные о составе пород основаны на изучении коллекций, полученных при многочисленных драгировках.

Долина современного рифта структурно четко оформлена. Ее западный борт более крутой, днище выровненное. На бортах выходят базальты типа N-MORB. Вблизи зарождающейся трансформы наряду с N-MORB подняты базальты типа E-MORB, а также щелочные базальты. В районе, где рифт примыкает к структурам разломной зоны Романш, он теряет свою оформленность. Здесь структура дна представлена сложной мозаикой мелких поднятий и прогибов. Драгированием на их крутых склонах получены преимущественно серпентинизированные гарцбургиты и в небольших количествах свежие базальты. Такая ситуация отвечает понятию сухого спрединга.

Более древний, оставленный рифт также хорошо выражен в рельефе. В рифтовой впадине здесь развиты горизонтально залегающие слоис-

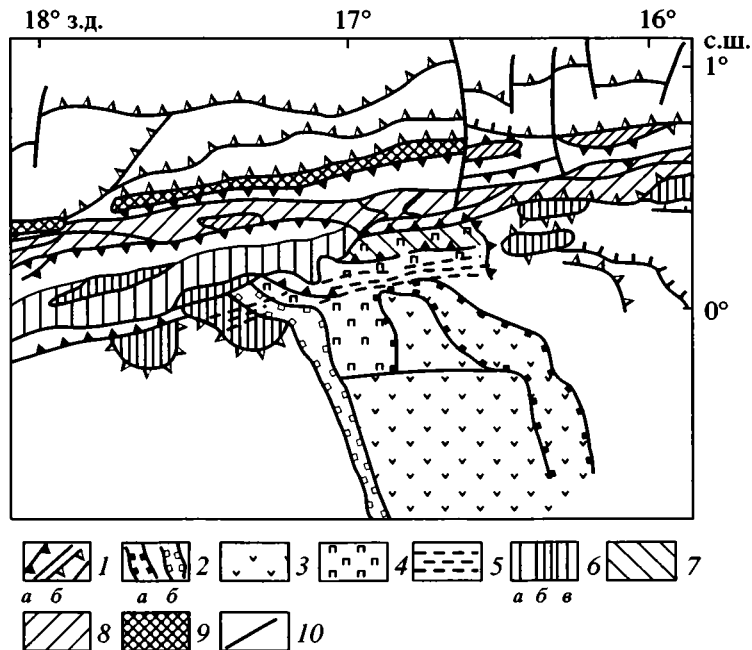


Рис. 10. Геологическое строение гребневой зоны САХ в районе разломной системы Романш [10]

1 – тектонические экскарпы: а – крутые, б – пологие; 2 – рифтовые долины: а – современная, б – древняя (“брошенный” рифт); 3, 4 – области распространения: 3 – базальтов, 4 – перидотитов; 5 – формирующаяся трансформа; б – южный элемент разломной системы (Романш 2): а – склоны, б – дно желоба, в – поднятия; 7 – район рассеянного спрединга; 8 – южный склон северного элемента разломной системы (Романш 1); 9 – хребты в пределах Романш 1; 10 – разломы

тые осадочные породы. В известняках, перекрывающих западный фланг впадины, найдены фораминиферы и наннопланктон, датирующие их раннемиоценовый возраст [10]. По флангам описываемой линейной впадины прослеживаются параллельные ей поднятия – характерная особенность строения осевых рифтовых структур. На склонах поднятий драгированы базальты, габброиды и ультрабазиты. На севере древний рифт отгибается на запад. Структура выражена здесь грабенном с крутыми стенками. Его дно также покрыто осадками. От более южной части грабен отделен поперечным поднятием.

Особенностью строения поднятия, развитого вдоль западного склона впадины, является отсутствие базальтов. В основном были подняты гипербазиты и немного габбро, т.е. и в данном случае можно говорить о сухом спрединге.

Пространство между современным рифтом и палеорифтом в южной половине сложено базальтами, а в северной, отделенной поперечным разломом, – как базальтами, так и перидотитами.

Вблизи разломной зоны Романш параллельно ей протягивается полоса, где структуры испытывают резкие коленообразные изгибы, отраженные также локальными аномалиями магнитного поля. Эта полоса представляет собой формирующийся трансформный разлом.

Таким образом, данный регион наглядно иллюстрирует три существенных тектоно-геодинамических особенности океанского дна Атлантики: джампинг рифта, сухой спрединг и формирующуюся трансформу.

Явление сухого спрединга выявлено также в районе осевой рифтовой долины САХ вблизи разломной зоны Чейн как с юга, так и с севера от нее. Установлено, что западный и восточный борта рифтовой долины сложены здесь ультрабазитами и габбро – факт, объясняемый существованием под рифтовой зоной пологих глубинных срывов, сформировавшихся в условиях растяжения, при дефиците магмы [19].

5. Следующий полигон расположен в Южной Атлантике, немного южнее разлома Мартин Вас (рис. 11) [29]. В его средней части простирается осевой рифт срединного хребта. Рельеф хребта по разные стороны рифтовой зоны существенно различный: на западной стороне он значительно более расчлененный по сравнению с восточной.

Осевая рифтовая долина имеет V-образный профиль. В ее строении выделяется три сегмента. Северный сегмент с глубинами до 3900 м, с крутыми уступами бортов ограничен широтами 19°53'–20°07' ю.ш. Ширина дна рифтовой долины составляет 2–3 мили; дно сильно расчленено. В центре рифтовой долины отмечается неовулка-

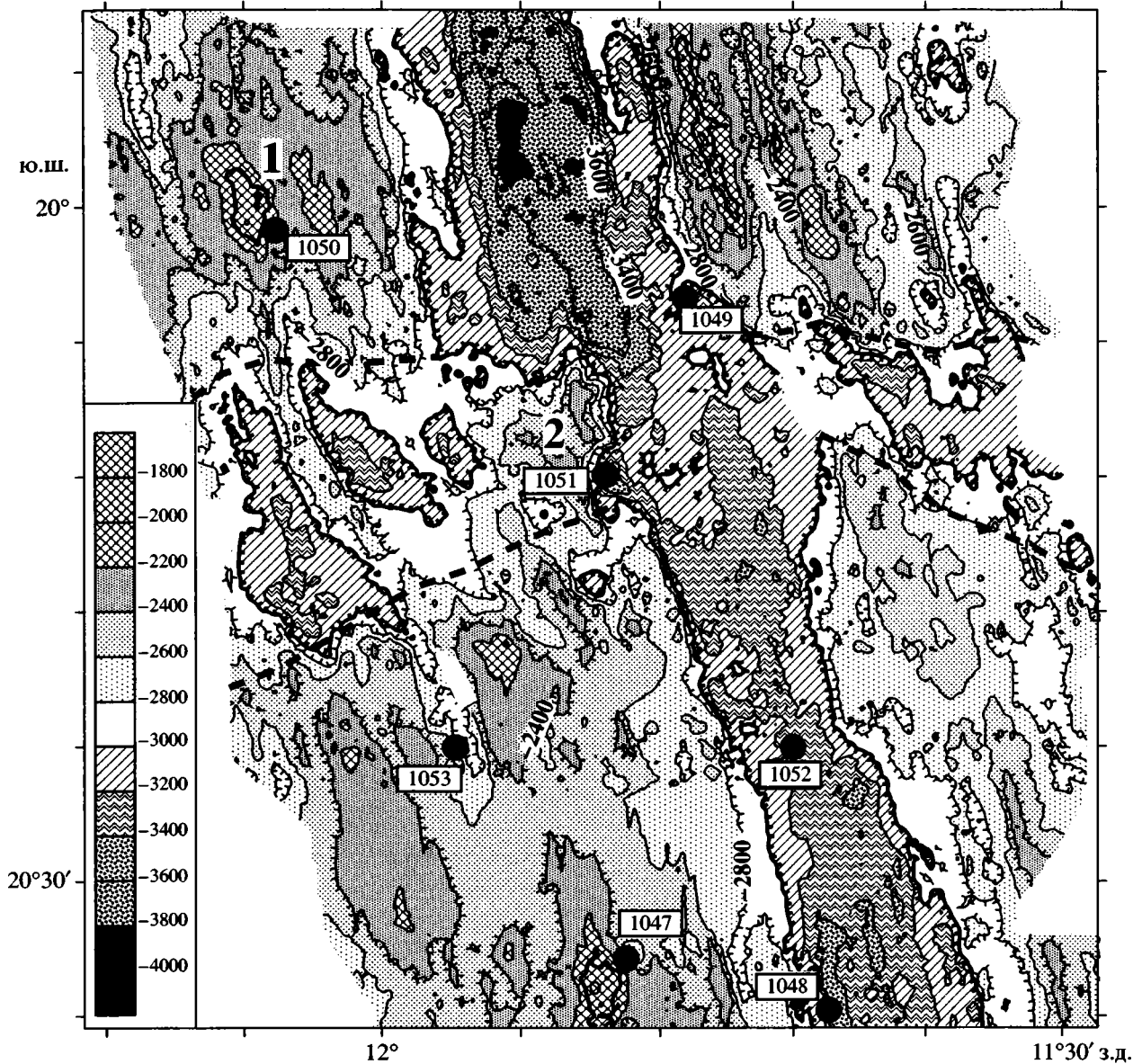


Рис. 11. Батиметрическая карта полигона Мартин Вас. Построена Дремучевым С.А., Кузнецовым В.Н., Носовым А.В. и Турко Н.Н. по данным батиметрической съемки в 10-м рейсе НИС "Академик Иоффе"

Черные кружки – положение станций драгирования, цифры – номера станций. Пунктирными линиями околнурена поперечная зона понижения рельефа, жирной линией с берг-штрихами – рифтовая зона. Цифрами обозначены: 1 – овальное поднятие, 2 – поднятие сложной морфологии. Слева приведена шкала глубин в м

ническое поднятие, достигающее относительной высоты 150–250 м.

В центральном сегменте между 20°07' и 20°27' ю.ш. простираение рифтовой долины изменяется, несколько отклоняясь к юго-востоку. Глубина ее уменьшается до 3200–3400 м. Дно рифтовой долины расчленено множеством холмов. Западный борт сохраняет крутизну, в то время как восточный выполаживается. Ширина дна остается равной 2–3 милям, увеличиваясь до 6 миль на широте 20°12' ю.ш.

В южном сегменте (южнее 20°27' ю.ш.) простираение рифтовой долины снова изменяется на юго-юго-восточное, такое же, как и в северном сегменте. Западный борт рифтовой долины здесь более крутой и образован двумя уступами с разделяющим их гребнем, а восточный борт представляет собой область расчлененного рельефа, постепенно погружающуюся ко дну рифтовой долины. Холмы, расчленяющие дно рифтовой долины, образуют две параллельные цепочки. Глубина рифтовой долины составляет 3955 м.

Рифтовые горы, обрамляющие рифтовую долину, имеют максимальные высоты в районе северного сегмента, где максимальная амплитуда рельефа достигает 2000 м. Здесь на западном борту сформировалось крупное овальное поднятие. В центральной части полигона, там, где рифтовая долина испытывает изгиб, развита субширотная полоса пониженного рельефа, нарушающая простирающиеся рифтовых гор. Узкими грядами эта полоса разделена на отдельные мелкие впадины. А вблизи пересечения этой полосы и рифтовой долины сформировалось поднятие со сложной морфологией, сочетающее в себе мелкие морфоструктуры различных простирающихся, в том числе и косо ориентированных.

Осадочный чехол на большей части полигона отсутствует. Нестратифицированные осадки мощностью до 10 м обнаружены лишь на флангах гребневой зоны, где они заполняют депрессии между гребнями рифтовых гор.

Драгированный материал показал, что опробованные структуры в основном сложены базальтами. Наряду с базальтами подняты гиалокластитовые брекчии и, как правило, слабо литифицированные известняки, содержащие обломки гиалокластитов и базальтов. Известняки образуют нашлапки на фрагментах базальтов, поднятых со склонов рифтовых гор.

Среди базальтов преобладают оливин-плагноклаз-порфиновые разности.

Базальты, поднятые из рифтовой долины, свежие с неизменным закалочным стеклом. Базальты со структур, удаленных от рифта, имеют в разной степени палагонитизированное закалочное стекло и покрыты корочками железо-марганцевых окислов. Изменения являются поверхностными, что указывает на то, что с момента излияния базальты экспонировались на морском дне, отодвигаясь от рифта в результате спрединга.

Изучение химического состава драгированных базальтов показало, что подавляющее их число относится к деплетированным толеитам N-типа MORB, но имеются и обогащенные толеиты. Последние подняты с выше указанного овольного поднятия.

Особенности вещественного состава дна в районе полигона и характер его рельефа полностью соответствуют тем участкам медленноспрединговых хребтов, где в ходе спрединга магматические процессы преобладают над тектоническими. Одновременно оба эти параметра позволяют предполагать влияние крупнейшего линейного Южной Атлантики – Камерунской вулканотектонической линии, простирающейся в пределы полигона от прибрежной полосы Африки, на тек-

тоно-магматические процессы, происходящие в изученном районе.

6. Последний изученный полигон расположен в районе острова Буве, где оканчивается САХ. Этот район занимает обширную площадь: 200 × 200 км. Здесь происходит взаимодействие трех срединговых хребтов: Срединно-Атлантического, Африкано-Антарктического и Американско-Антарктического.

К настоящему времени данной район, именуемый районом тройного сочленения Буве, изучен достаточно основательно [7, 8, 27]. Основные черты его структуры отражены на геологической и структурной схемах (рис. 12, 13). В средней части полигона простирается исчезающая на юг рифтовая зона САХ, состоящая из трех сегментов: северного, центрального и южного. Рифтовая впадина северного сегмента имеет пологие борты. Главную роль в составе пород играют здесь крупноплагноклазпорфиновые базальты. Борты центральной впадины крутые. Породы в ней представлены в основном мелкопорфировыми оливиновыми базальтами. Южная впадина кулисообразно заходит за центральную. Ее западный борт крутой, восточный более пологий. Преобладающими здесь являются мелкопорфиновые свежие базальты со стеклом.

Восточный фланг рифтовой зоны структурно представлен несколькими пологими поднятиями и прогибами. Западный фланг морфологически выражен двумя эшелонными линейными поднятиями, протягивающимися согласно общему простираению САХ.

Магнитометрией в пределах полигона выявлена узкая поперечная зона распространения мелких отрицательных магнитных аномалий, простирающаяся от 55° ю.ш. в северо-восточном направлении через весь полигон. От этой линейной зоны на юг геологическое строение резко меняется. Новое его качество определено внедрением в пределы САХ с запада и востока “авангардных” структур соответственно Американско-Антарктического и Африкано-Антарктического срединговых хребтов (см. рис. 12). Этот молодой (порядка 2 млн. лет) тектоно-геодинамический процесс получил столь мощное развитие, что разрушил структуру Срединно-Атлантического хребта. Соединение упомянутых срединговых хребтов должно привести к радикальной перестройке геодинамики и тектонического плана обширной Приантарктической области [16]. Интенсивные тектонические процессы сопровождаются интенсивными вулканическими процессами, в результате которых сформировались многочисленные вулканические поднятия и хребты, в том числе Шпис и Буве. Эти поднятия сложены обогащенными толеитами и щелочными базальтами. Границы между фланговыми структурами, сформировав-

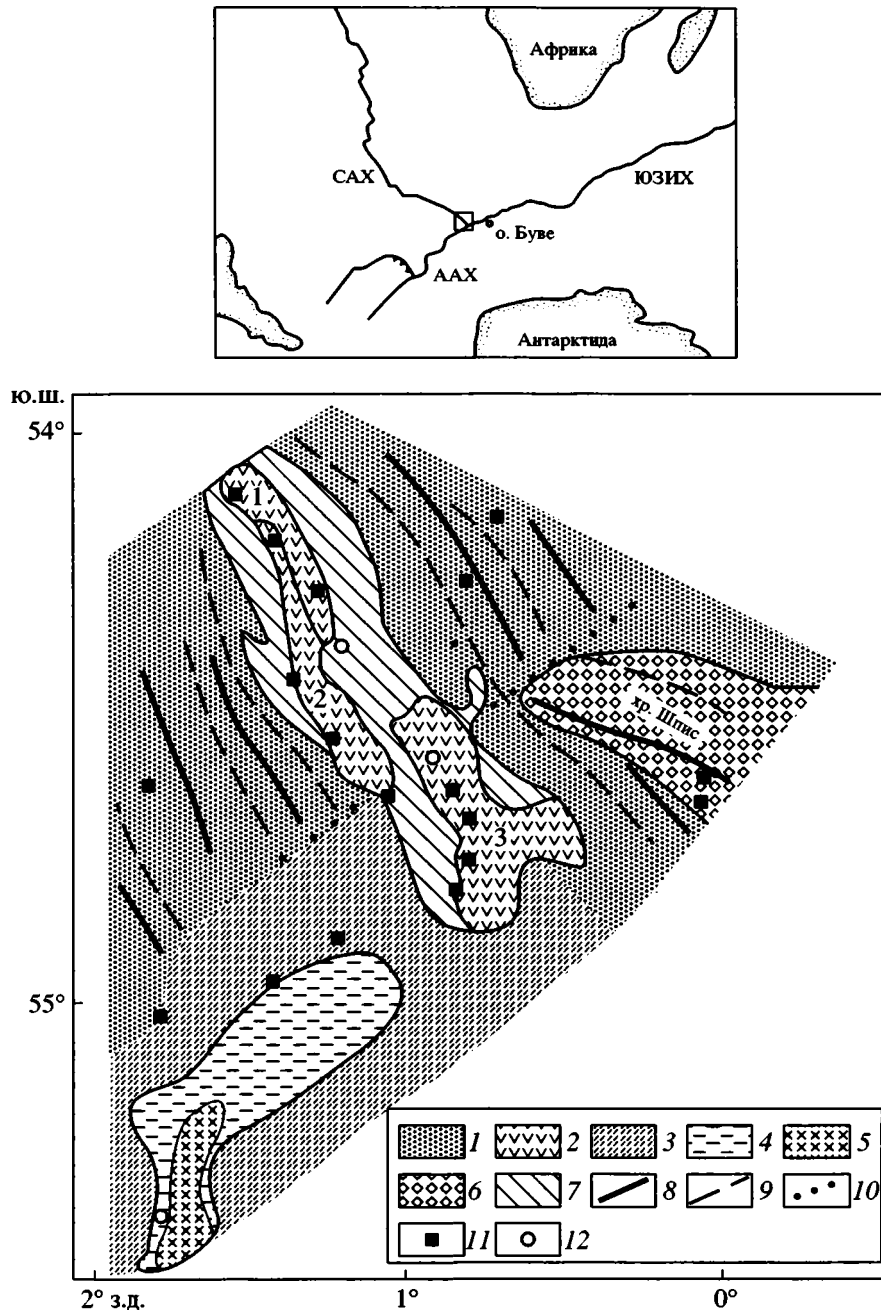


Рис. 12. Тройное сочленение Буве

1, 2 – окончание Срединно-Атлантического хребта: 1 – фланги рифтовой зоны, 2 – рифтовая зона; 3 – зона переработки атлантических морфоструктур и разрушения линейности магнитного поля; 4 – Главный прогиб – окончание Америко-Антарктической зоны деформаций; 5 – сегмент рифтовой зоны; 6 – поднятие Шпис – окончание Африкано-Антарктической зоны деформаций; 7 – зона нулевой магнитной аномалии; 8 – оси положительных магнитных аномалий; 9 – оси отрицательных магнитных аномалий; 10 – поперечная зона распространения мелких отрицательных магнитных аномалий; 11 – станции драгирования НИС “Академик Николай Страхов”; 12 – станции драгирования предыдущих исследований. Цифры на схеме – сегменты рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. На мелкомасштабной схеме показано местонахождение района. ААХ – Америко-Антарктический хребет, ЮЗИХ – Юго-Западно-Индийский хребет

шимися в трех различных срединно-океанических хребтах, имеют сложный характер (см. рис. 13). Вблизи этих границ образуются области нового структурообразования (грабены, вулканические

поднятия) и переработки более древних структур (изменение простираний, сдвиги). В одной из таких областей подняты интенсивно измененные базальты с сульфидной минерализацией.

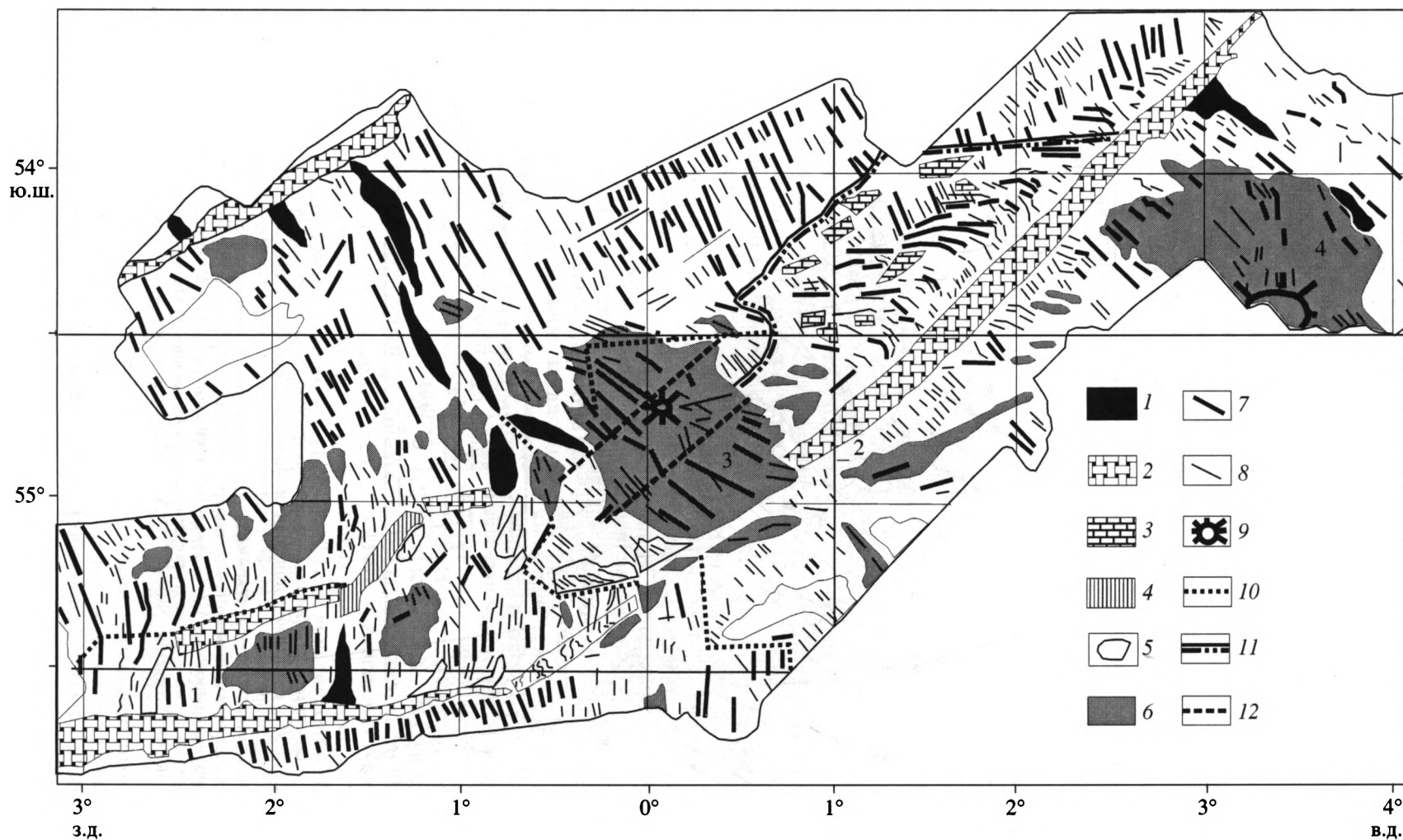


Рис. 13. Основные структурные черты района тройного сочленения Буве

1 – рифтовые долины; 2 – долины трансформных разломов; 3 – грабены; 4 – Главный прогиб; 5 – депрессии; 6 – поднятия; 7 – оси крупных положительных морфоструктур; 8 – оси мелких положительных морфоструктур; 9 – вулканические постройки; 10 – граница между структурами Америко-Антарктического (АМАХ) и Африкано-Антарктического (АФАХ) хребтов; 11 – граница между структурами САХ и АФАХ; 12 – граница между структурами САХ и АМАХ. Цифрами на схеме показаны: 1, 2 – трансформные разломы: 1 – Конрада, 2 – Буве; 3, 4 – вулканические поднятия: 3 – Шпис, 4 – Буве

ОБСУЖДЕНИЕ

В предыдущей части приведен ряд примеров того, что дало конкретное изучение геологии *разломных структур* для понимания тектогенеза и геодинамики океанского дна. Можно сказать, что проведенные региональные исследования разломных зон далеко увели тектонику от представления о простоте строения этого многообразного и крупнейшего в структурном облике Земли явления. Здесь надо подчеркнуть, что хотя мы пользуемся при описании этого явления “континентальной” терминологией, в действительности речь идет о совершенно особой – океанской – категории структур, занимающей огромные площади планеты.

Для тектонического районирования океанского дна разломная тектоника имеет первостепенное значение. Остановимся на этом подробнее.

Различаются три вида тектонического районирования: мелкомасштабное (<1000000), среднемасштабное (200000–1000000) и крупномасштабное (>1:200000). При проведении мелкомасштабного районирования важна группировка разломных структур в крупные системы, характеризующиеся однонаправленностью простираний составляющих элементов. Таких систем в Мировом океане немного. В Атлантическом океане их три: система разломов запад-северо-западной ориентировки в Центральной Атлантике, запад-юго-западной – в Южной Атлантике и система между экватором и разломом Зеленого Мыса (15°20' с.ш.), как бы переходная между Центральной и Южной областями. В ней наблюдается особенно большое сгущение разломов. В Тихом океане имеется две главных системы: восток-северо-восточная, занимающая очень большую площадь океанского дна Северо-Восточной Пацифики, и юго-восточная – на юге Пацифики. В Индийском океане обособляется несколько систем, но меньших размеров, чем в Пацифике и Атлантике. Расположение систем мозаичное, и соответственно простирание разломов в них меняющееся.

Обособление разломных группировок обеспечивает подход к крупным проблемам тектоники и геодинамики океанского дна, в частности, влиянию на их образование таких факторов, как вращение Земли, дрейф континентов или движение глубинных масс.

При решении задачи среднемасштабного тектонического районирования основное значение приобретает выделение типов разломов. Среди них различаются структуры простого строения (монотроговые) и сложные. Изучение разломных зон дна Атлантики показало, что последние распадаются на три категории: парные системы, ветвистые и представленные несколькими тесно сближенными параллельными (субпараллельными) разломами [18]. Примеры первой

группы – системы Марафон–Меркурий в Центральной Атлантике и Гоф – в Южной. Ко второй группе относятся разломные зоны Хейса, Атлантик, Архангельского, Романш. Третью группу представляют разломные зоны Сан-Паулу, Мартин Вас, Рио де Жанейро, Риу Гранди. Разломные зоны группы I образовались в ходе движения литосферных масс в стороны от оси Срединно-Атлантического хребта с особенно прочной связью векторов этого движения с глобальной регматической сетью трещин. Разломные зоны II группы связаны с непостоянством глубинных геодинамических обстановок. В образовании разломных зон III группы большая роль принадлежит такому геодинамическому фактору, как продольное растяжение срединно-океанического хребта. Некоторые разломные зоны несут смешанные признаки.

Среднемасштабное тектоническое районирование позволяет определять структурное положение исследуемого района. Разломная тектоника часто бывает контролирующим фактором в распространении формационных и фациальных комплексов, магматических провинций, ареалов полезных ископаемых. Многие разломы являются разделами в глубинном строении земной коры и верхах мантии. Из сказанного видна важная роль разломных структур для среднемасштабного тектонического районирования океанского дна.

Крупномасштабное районирование предполагает наиболее детальное структурно-тектоническое расчленение участков дна. Разрывные нарушения – одна из определяющих характеристик такого типа районирования. Существующая практика показывает, что внимание в основном сосредоточивается на масштабах 1 : 50000 и крупнее. При этом очерчиваются ассоциации небольших разломов (единицы и десятки километров), группы горстовых и грабеновых структур, что дает возможность выявить местные структурные преобразования океанической коры и оценить связи локальных ареалов магматизма, а также проявлений и скоплений полезных ископаемых с тектоническими нарушениями.

Далее перейдем к тектоническому районированию *срединных хребтов*. Здесь на первое место выходят их структурно-морфологические особенности.

Мелкомасштабное районирование предполагает обособление наиболее крупных по размерам единиц Мировой рифтовой системы. Особенно крупные среди них разделены демаркационными разломами. Примеры следующие. В Атлантике: хребет Рейкьянес, Центрально-Атлантический и Южно-Атлантический хребты; в Тихом океане: Восточно-Тихоокеанский и Южно-Тихоокеанский; в Индийском океане: Юго-Западный, Карлсберг, Центральный и Юго-Восточный. Диффе-

ренцияция по длине, ширине, высоте и скорости спрединга хребтов позволяет говорить об изменчивости геодинамических параметров по простирацию Мировой рифтовой системы, нестационарности глубинной геодинамики. Ранее было показано, что демаркационные разломы, являющиеся структурными разделами между главными сегментами, имеют глубину 100 км и более [14]. Описание таких сегментов предполагает общую характеристику рифтовой зоны, а равно строения гребневых сводовых и фланговых частей хребтов.

В развернутом виде такие описания делаются и при среднемасштабном тектоническом районировании. В этом случае выделяются морфоструктурно обособленные части главных единиц. Границами между ними обычно также служат разломы, глубина которых несколько десятков километров.

Приведенные выше описания полигонов в САХ выявляют значительное разнообразие в строении срединного хребта. В отдельных сегментах наблюдается левостороннее смещение внутренних элементов (например, в Приэкваториальной Атлантике), в других – правостороннее (например, в Южной Атлантике). Для ряда сегментов характерен режим “сухого” спрединга (например, между 5°–7° с.ш.); в других сегментах магматические процессы в течение длительного времени протекают непрерывно. От одного района к другому меняется строение рифтовой зоны, что отражается в особенностях морфологии рифтовой долины, ее бортов и сопровождающих их цепей рифтовых гор.

При среднемасштабном тектоническом районировании важны данные о глубинном строении срединного хребта. Несколько лет назад было установлено изменение мощности коры вдоль простираания осевой зоны хребта, существенно уменьшающейся от середины межразломных отрезков в направлении к поперечным разломам, служащим их ограничениями [36]. С того времени данная тема получила значительное развитие. Задача сводится к тому, чтобы при среднемасштабном тектоническом районировании найти правильные (взаимодополняющие) соотношения морфоструктурных особенностей и глубинного строения. Это не всегда легко, поскольку часто сегменты осложнены блоковой тектоникой второго порядка.

Особняком от всего сказанного стоит район тройного сочленения Буве, тектоника и геодинамика которого обладают уникальными чертами.

Крупномасштабное тектоническое районирование существенно детализирует отображение строения участков срединного хребта. В основе его лежат подробные батиметрические карты и многообразные вещественно-структурные особенности. Большое внимание

уделяется мелким тектоническим деформациям. Такое районирование особенно важно для океанской рудной геологии, газовой съемки и поиска гидротерм. Поэтому оно ассимилирует данные не только геолого-геофизических, но и, например, гидрохимических исследований. Примером может служить описанный выше район Сьерра-Леоне.

Проведенные исследования позволили подойти к широкой постановке вопроса о типах морфоструктурных элементов океанского дна и их иерархии. Взгляды авторов на этот счет сведены в таблицу. В ней отражены типы морфоструктурных элементов, встречающиеся не только в Атлантическом океане, откуда взяты многие данные, а и в других океанах. Соответствующая возможность определилась многими предшествующими нашими публикациями. Поскольку таблица составлена впервые, ее уточнения в дальнейшем представляются вполне вероятными. Важно, чтобы она дала импульс дальнейшим разработкам в этой области.

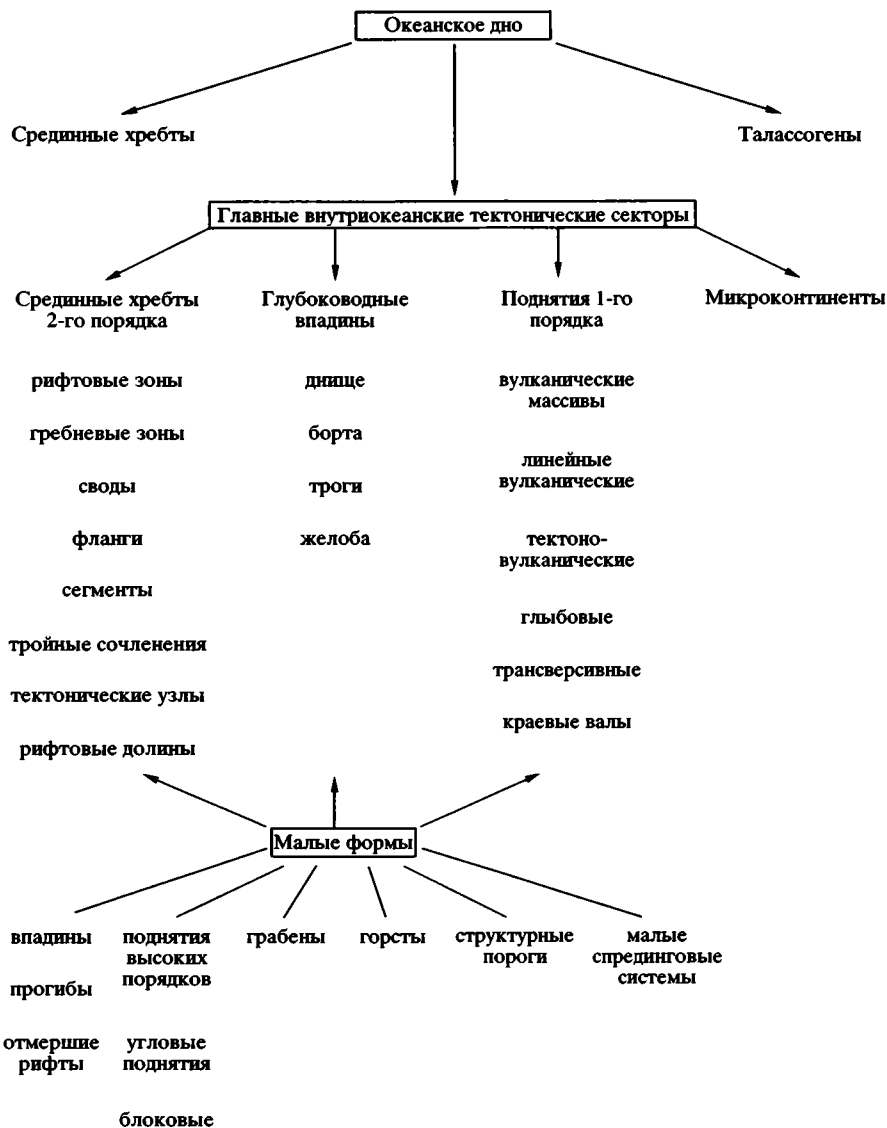
Наряду с типами морфоструктур, что позволяет подойти к основным проблемам океанской тектоники и геодинамики, в тех же целях следует обсудить проблему неотектонических движений в океанах.

В широком плане данная проблема впервые была поставлена Н.И. Николаевым в 80-х гг. прошлого века, когда были опубликованы Карта новейшей тектоники мира (1 : 15 000 000) и книга – “Новейшая тектоника и геодинамика литосферы” (1988) [4]. Н.И. Николаев считает, что неотектоника охватывает последние 36 млн. лет (P_3-Q) геологической истории. Что касается океанов, то он пишет: “...образование основных черт рельефа дна акваторий имело длительную историю и произошло под действием более древних – раннекайнозойских и позднемезозойских тектонических движений” [4, с. 395], а поэтому начало неотектонического этапа определить трудно. С этим нельзя не согласиться. Но проблему решать необходимо, ибо без ее решения не могут быть полными представления о тектоно-геодинамическом развитии Земли как планеты.

Некоторые факты были получены в наших исследованиях в Атлантическом океане. К их числу относятся молодые структуры, наложенные на более древний структурный план и преобразовавшие его в районе севернее разлома Богданова [31], в ряде мест полигона Сьерра-Леоне [32], в районе тройного сочленения Буве [8, 27] и в других. Во всех этих случаях время проявления движений датируется 2–2.5 млн. лет, что позволяет наметить эпоху плиоцен-четвертичных неотектонических движений. Отметим, что на полигоне между разломом Архангельского и системой разломов Долдрамс–Вернадского выявлены значительные нисходящие движения отдельных бло-

Таблица

Структурно-морфологические типы океанского дна



ков (2500–1000 м), начало которых относится ко времени 2.5–3.2 млн. лет назад. Ряд других данных о молодых движениях земной коры Атлантики приводится в работе [1]. Соответственно, можно фиксировать, что в океане выделяется плиоцен-четвертичная эпоха новейшего тектогенеза. Что касается других более ранних неотектонических эпох, то здесь необходимы специальные исследования. Местами с эпохой 2 млн. лет назад связаны значительные магматические события, например, в сегменте САХ в районе 35° с.ш. [38].

ВЫВОДЫ

1. Регионально-геологические исследования, в оптимальном завершающиеся составлением геоло-

гических карт, создают основу для тектонического районирования океанского дна. Последнее, как и картирование, производится в мелких, средних и крупных масштабах. Во всех случаях геологические данные должны дополняться геофизическими, в первую очередь, сейсмическими и гравиметрическими. Каркасом тектонического районирования являются батиметрические карты, отображающие морфоструктурные элементы. Из сказанного видно различие принципов и методов тектонического районирования континентальных и океанских областей.

2. Регионально-геологические исследования и тектоническое районирование океанского дна раскрывают историю его структурного развития, позволяют выявлять геодинамические условия

структурообразования, включают подходы к разработке кардинальных проблем океанского тектогенеза.

3. Минерально-сырьевые ресурсы океанского дна в настоящее время могут быть выявлены только на основе данных регионально-геологических работ, а оценка и прогноз их – на основе тектонического районирования дна акваторий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64159), Министерства образования и науки, Российской академии наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 530).
2. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Разлом Богданова в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 75–83.
3. Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О. Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш. // Российский журнал наук о Земле. Ноябрь 2001. Т. 3. № 5. (<http://eos.wdcb.ru/>).
4. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
5. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана // М.: Научный мир, 2002. 278 с. (Тр. НИИ РАН; Вып. 548).
6. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
7. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645–648.
8. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
9. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение и деформации пограничной области кора-мантия в районе Вима. Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.
10. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
11. Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183–199.
12. Пушаровский Ю.М. Принципы тектонического районирования океанов // Геотектоника. 1972. № 6. С. 18–28.
13. Пушаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123–175.
14. Пушаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разломов // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
15. Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики // М.: Наука, 1994. 84 с.
16. Пушаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
17. Пушаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
18. Пушаровский Ю.М. Разломные зоны сложного строения в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 18–27.
19. Пушаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н. и др. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 75–79.
20. Пушаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.
21. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439).
22. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Строение зоны разлома Долдрамс. Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459).
23. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С., Базилевская Е.С., Мазарович А.О. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта; 5°–7° с.ш. В печати.
24. Разницын Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ПК ГЕОС, 1995. С. 67–108.
25. Разницын Ю.Н. Тектоническая расчлененность литосферы молодых океанов и палеоокеанических бассейнов. М.: Наука. В печати.
26. Рекомендации по проведению тектонических исследований в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием, разработанные комиссией, созданной XXI Всесоюзным тектоническим совещанием (февраль, 1988 г.) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 116–122.
27. Сколотнев С.Г. Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2000. № 4. С. 52–66.
28. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в Приэкваториаль-

- ной Атлантике // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 232–238.
29. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Новые данные о строении гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин-Вас (20°–21° ю.ш.) в Южной Атлантике // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 361–367.
 30. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. Тектоно-вулканическая активность гребневой части Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Меркурий (Центральная Атлантика) // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 591–610.
 31. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о тектонической активности фланговых участков Срединно-Атлантического хребта севернее разлома Богданова (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 656–660.
 32. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о неотектонической активности в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта на 5–6° с.ш. // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 86–90.
 33. Beltenev V., Nescheretov A., Shilov V. et al. New discoveries at 12°58'N, 44°52'W, MAR: Professor Logatchev-22 cruise, initial results // InterRidge. 2003. Vol. 12. № 1. P. 13–14.
 34. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche Fracture Zone, Equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. B11. P. 21779–21802.
 35. Casey F., Cannat M., Bougault H. MAR survey opens window to offset drilling // JOI/USSAC Newsletter. 1992. Vol. 5. № 3. P. 1–3.
 36. Detrick R., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // Journ. of Geophys. Research. 1995. Vol. 100. № B3. P. 3767–3787.
 37. Hooft E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al. Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35°N // Journ. of Geophys. Research. 2000. Vol. 105. № B4. P. 8205–8226.
 38. Hosford A., Jian Lin, Detrick R.S. Crustal evolution over the last 2 m.y. at the Mid-Atlantic Ridge OH-1 segment, 35°N // Journ. of Geophys. Research. 2001. Vol. 106. № B7. P. 13,269–13,285.
 39. Krasnov S.G., Cherkashov G.A., Stepanova T.V. et al. Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // Hydrothermal vents and processes. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1995. № 87. P. 43–64.
 40. Krasnov S.G., Poroshina I.M., Cherkashov G.A. Geological setting of hydrothermal activity and massive sulphide formation on fast and slow-spreading ridges // Hydrothermal vents and processes. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1995. № 87. P. 17–32.
 41. Leg 209. Preliminary Report. Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14°–16°N // www-ODP. Tamu. Edu. 2003.
 42. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry. Map. La Jolla, 1997.

Рецензент: С.В. Руженцев

Regional Geological Studies as a Basis for Tectonic Demarcation of the Oceanic Floor

Yu. M. Pushcharovsky and S. G. Skolotnev

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: skol@ginras.ru

Abstract—The geological structure of some areas of the Atlantic Ocean floor is characterized in context of its tectonic demarcation. The transform fracture zones and the crest zone of the Mid-Atlantic Ridge were the study targets. The studies were performed at medium- and large-scales by expeditions of the Geological Institute, Russian Academy of Sciences. Geological and structural maps of typical areas are presented in the paper. This line of investigation is vital for recognition of the tectonic complexes that determine the structure of the oceanic floor and, hence, its tectonic demarcation. The specific examples demonstrate that this approach opens broad avenues for setting and solving general problems of tectonics, magmatism, and metallogeny of the oceanic floor. Currently, the pace of medium- and large-scale regional geological studies in oceans are very low and, consequently, very little has been done in this respect so far. This is particularly evident from comparison of the total ocean area and the areas where such studies have been performed. Progress in regional geological studies is the most topical task of the oceanic geology.

УДК 551.242.3(262.8)

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ВОЗРАСТА ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ВОЗМОЖНЫЕ РЕШЕНИЯ

© 2005 г. В. Е. Хаин

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 20.08.2004 г.

В статье обсуждается спорный вопрос о времени и способе образования глубокой Южно-Каспийской впадины. В итоге анализа геологических данных по ее обрамлению автор приходит к выводу, что она не могла возникнуть ранее юры и позднее конца эоцена, а, скорее всего это произошло в конце эоцена – начале олигоцена в результате задугового рифтинга и спрединга, сопряженного с вулканической дугой Эльбурса в северном Иране. В качестве альтернативы выдвинуто предположение об образовании единой впадины в олигоцене за счет объединения двух реликтовых юрских бассейнов широтного простирания – северного, Большекавказско-Копетдагского, и южного, Нижнекуринского. В дальнейшем, в основном в позднем миоцене, к этому добавились опускания в меридиональном направлении, сопряженные с Транскавказским поднятием, вызванным продвижением к северу Аравийской микроплиты.

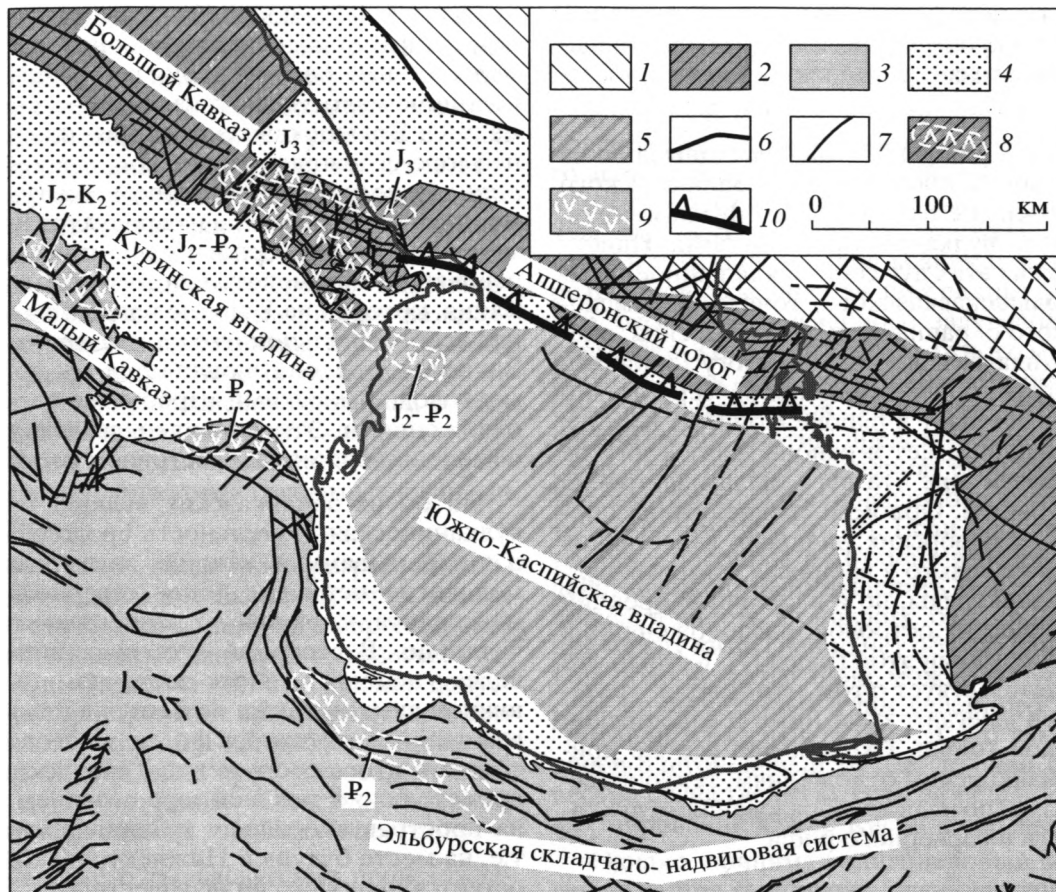
Южно-Каспийская впадина во многих отношениях является уникальной тектонической структурой. Это касается, прежде всего, рекордной глубины залегания подошвы ее осадочного выполнения и, соответственно, кровли консолидированной коры – 20–22, а, по некоторым данным, до 30 км. Примечателен, далее, тот факт, что значительная доля разреза чехла – более 10 км – приходится на плиоцен-четвертичные отложения, в основном на нижнеплиоценовую толщу, продуктивную (Азербайджан) или красноцветную (Туркменистан), представляющую совместный продукт дельтовых выносов древних Волги, Куры и Амударьи. Не менее важной особенностью впадины является необычайно мощное развитие глиняного диапиризма и грязевого вулканизма, в подобных масштабах мало где известного. Ко всему этому надо добавить, что ее консолидированная кора уже в кровле характеризуется сейсмическими скоростями, свойственными обычно лишь нижнему слою континентальной коры, либо второму слою океанской коры, что заставляет относить ее к океанскому или субокеанскому типу. Добавим, что центральная часть впадины, в отличие от ее периферии, практически асейсмична и отличается также крайне низкими значениями теплового потока. Правда, на фоне этих низких значений выделяются отдельные небольшие участки резко повышенного потока, но они, скорее всего, связаны с деятельностью грязевых вулканов.

Южно-Каспийская впадина в настоящее время привлекает к себе повышенное внимание исследователей, причем не только прикаспийских стран, в связи со своей также исключительно богатой нефтегазоносностью. Это привело и к накоплению новых знаний, и появлению новых

идей относительно ее структуры и истории формирования. Однако в целом проблема происхождения впадины и ее возраста как единой структуры не может считаться окончательно решенной. Поэтому автор настоящей статьи и решил предпринять еще одну попытку осветить эту проблему, причем исходя в основном из учета геологических данных по ее обрамлению, но, естественно, также и внутреннему строению (рис. 1).

Историю региона, включающего будущую впадину, имеет смысл рассматривать, лишь начиная с юрского периода. Дело в том, что собственно альпийский этап развития Кавказско-Закаспийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса начался именно с этого времени, в результате проявления раннекиммерийской эпохи орогенеза в конце триаса – начале юры на всей площади региона, за исключением ветви Неотетиса, протягивавшейся через центральную часть Малого Кавказа (Севано-Акеринская офиолитовая зона является ее реликтом). Но этот бассейн уходил на юге в Иран, продолжаясь к югу от Эльбурса, и, по существу, лежавшая от него к северу область суши распространялась на всю территорию, включавшую будущий Южный Каспий. Лишь на крайнем юге этой территории в начале юры существовал Шемшакский угленосный бассейн, аккумуляровавший продукты размыва “киммерийской” суши.

Таким образом, начальной точкой отсчета возможного времени образования Южно-Каспийской впадины является ранняя юра, скорее, ее конец, чем начало. А временем завершения процесса формирования впадины может считаться конец эоцена – начало олигоцена, т.е. начало



Основные структурные элементы Южно-Каспийского региона и прилегающих территорий

1 – область развития герцинского фундамента Скифской плиты; 2, 3 – альпийские складчато-покровные системы; 2 – Большой Кавказ и Копет-Даг, 3 – Малый Кавказ, Талыш и Эльбурс; 4 – альпийские передовые прогибы и впадины; 5 – впадины с корой океанского типа; 6 – разрывы, соответствующие границам крупных структур; 7 – прочие важные разрывы; 8 – позднеюрские барьерные рифы; 9 – области развития важнейших мезозойско-кайнозойских островных комплексов; 10 – зона предполагаемой псевдосубдукции

накопления майкопской серии, поскольку основные “корни” грязевых вулканов Южного Каспия, как и прилегающей с запада суши Азербайджана, лежат преимущественно в ее пределах. Следовательно, Южно-Каспийская впадина должна была образоваться не ранее конца ранней – начала средней юры и не позднее конца эоцена – начала олигоцена. Какой же интервал разреза может соответствовать этому временному интервалу? Для этого к 10-километровой мощности плиоцен-четвертичных осадков следует добавить мощность миоценовых и олигоценовых отложений. Максимальная известная на Кавказе и в Черном море мощность майкопской серии составляет 3–4 км, и примерно столько же приходится на средний и верхний миоцен.

Стало быть, общая мощность олигоцена–миоцена может составлять 6 км, а олигоцена–квартера – 16 км. Значит, на долю доолигоценовых отложений остается минимум 4, а максимум до

10 км. Некоторые исследователи выделяют в этом интервале чуть ли не все стратиграфические подразделения не только мела и юры, но даже триаса и палеозоя, хотя серьезных оснований для этого не существует; во всяком случае в отношении триаса и палеозоя, поскольку не только Палеотетис, но и Мезотетис к концу триаса замкнулись и соответствующие сuture могут быть прослежены по обе стороны Южного Каспия [6]. Следовательно, надо сосредоточиться на анализе условий раннеюрско-эоценового времени.

В ранней и средней юре северную половину современной впадины занимало продолжение обширного окраинноморского бассейна Неотетиса, простиравшегося от Горного Крыма до Копетдага включительно. В этом бассейне накапливались мощные толщи в основном глинистых осадков, а подстилался он корой субокеанского или океанского типа. Судя по химизму аален-байосских вулканитов, прослаивающих эти осадки и залега-

ющих по его периферии, бассейн образовался, скорее всего, в процессе рифтинга и последующего ограниченного спрединга красноморского масштаба [8].

Южная часть района будущей впадины должна была быть занята продолжением Закавказского микроконтинента с палеозойским фундаментом, надстроенного вулканическими дугами. Наиболее северная из этих дуг составляла южное ограничение Большекавказского, точнее, Крымско-Копетдагского окраинноморского бассейна, очевидно, подстилалась наклоненной к югу зоной субдукции. Эта дуга прослеживается от Черного моря, где она выступает в районе Сочи, до Каспия, которого она достигает в районе Алят к югу от Баку. В *поздней юре* эта дуга была надстроена барьерным рифом. Обломки среднеюрских порфиритов и верхнеюрских рифовых известняков встречаются не только в выбросах грязевых вулканов Алятской гряды, но и в сопочной брекчии грязевулканических островов, расположенных в море на продолжении этой гряды [7]. Кстати, это вряд ли свидетельствует о том, что “корни” грязевых вулканов залегают здесь ниже среднеюрской вулканогенной толщи. Скорее, они все же приурочены к майкопским отложениям, тектонически перекрытым по надвику образованиями вулканической дуги и барьерного рифа.

Другой позднеюрский барьерный риф ограничивал Большекавказский бассейн с севера. На востоке он также достигал Каспийского моря, где его останцом, возможно, в форме крупного олистолита или клиппа, является утес Беш-Бармак к северу от Баку. Он, вероятно, протягивался дальше, через современный Каспий, к Большому Балхану.

Вернемся к Закавказскому микроконтиненту. Представляется вероятным, что он продолжался на восток, в Закаспий, во всяком случае образуя фундамент так называемого поднятия Година, установленного по геофизическим данным под туркменским шельфом Южного Каспия. Но, в отличие от Закавказья, никаких проявлений среднеюрского вулканизма в Закаспии не наблюдается, очевидно, в связи с отсутствием активной зоны субдукции к югу от Туркмено-Хорасанских гор. Между тем, в Закавказье существовала не только северная, Северо-Закавказская, дуга, но и более южная (или южные), образования которой обнажены в Мровдагском и Карабахском хребтах Малого Кавказа и вскрыты бурением в Кюрдамир-Саатлинском погребенном поднятии в Нижнекуринской впадине. Эта дуга возникла над зоной субдукции коры Центрально-Малокавказского (Севано-Акеринского) бассейна. Не исключено, что между этой дугой и более северной мог располагаться междуговой бассейн с корой субокеанского или даже океанского типа.

Несмотря на проявления импульсов сжатия в позднекиммерийскую эпоху конца юры – начала мела, общая палеотектоническая обстановка в принципе мало изменилась. Черносланцевая формация в Большекавказском бассейне уже в поздней юре сменилась флишевой, а в конце юры и *раннем мелу* в его северном борту появились мощные олистостромы из продуктов размыва позднеюрского барьерного рифа и его сланцевого основания. Примечательно, что флишевая формация, которая на Кавказе накапливалась в течение всего мела и *раннего палеогена*, не известна в Закаспии, где она замещается по простиранию мелководно-морскими карбонатно-терригенными отложениями. Это, очевидно, свидетельствует об обмелении бассейна в восточном направлении.

На обеих закавказских вулканических дугах вулканическая деятельность продолжалась, хотя и с перерывами, в течение значительной части мелового периода – в северной дуге до маастрихта, в южной до раннего кампана включительно. В северной дуге вулканизм возобновился в эоцене, а на юго-восточном продолжении южной дуги он также вспыхнул в это время с новой силой (возможно, в форме задугового рифта), создав в итоге сооружение Тальшских гор. Что происходило в поздней юре – раннем палеогене на пространстве между вулканическими дугами, т.е. на месте будущей Нижнекуринской впадины, остается практически не известным.

Следует подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, все структуры, развивавшиеся в течение времени от ранней юры и до конца эоцена, имели в пределах кавказского обрамления Южного Каспия ориентировку на севере субширотную, ЗСЗ–ВЮВ-ую, а на юге СЗ–ЮВ-ую, т.е. либо поперечную, либо косопоперечную по отношению к длинной, меридиональной оси Южно-Каспийской впадины. Во-вторых, они не находили своего прямого продолжения в Закаспии, обрываясь, очевидно, меридиональным разломом трансформного типа, скорее всего, совпадавшим с уступом, ограничивающим в настоящее время поднятие Година. Все это делает, на мой взгляд, маловероятным возникновение Южно-Каспийской впадины в ее современном виде как единой структуры в доолигоценное время.

В конце эоцена – начале олигоцена на Кавказе произошли крупные события – начался орогенный этап развития и Большого, и Малого Кавказа. Первым свидетельством начала воздымания этих сооружений явились мощные олистостромы, известные и на северном, и на южном склонах как Большого, так и Малого Кавказа, а о складчатых деформациях этой эпохи говорят угловые несогласия в подошве майкопских отложений, особенно ярко выраженные в южном крыле Западно-Кубанского передового прогиба и в Се-

веро-Апшеронском морском прогибе в Каспии. Но, если отнести к этой же эпохе образование Южно-Каспийской впадины с ее корой океанского типа, которая должна была возникнуть в процессе не только рифтинга, но и спрединга, пусть и весьма ограниченных масштабов, то каков возраст нижней части осадочного чехла впадины, с его минимальной четырехкилометровой мощностью? Думается, что она может отвечать толще грубообломочных осадков, нередко заполняющих впадины континентальных рифтов на предспрединговой стадии их развития. В данном конкретном случае следует напомнить о том, что по соседству с Южно-Каспийской впадиной, в Нижнеараксинском прогибе между Талышом и Малым Кавказом, аналоги майкопской серии представлены весьма мощными и грубыми песчаными отложениями.

Отнесение низов осадочного разреза Южно-Каспийской впадины к майкопской серии делает понятным установленное сейсмикой проникновение “корней” глиняных диапиров и грязевых вулканов на столь большую глубину, так как допускать здесь распространение нижнемеловых и, тем более, нижнеюрских глин нет особых оснований и даже если бы они здесь присутствовали, их подобная роль сомнительна, вследствие высокой степени литификации на такой глубине.

Представление о тыльнодуговом происхождении Южно-Каспийской впадины, впервые высказанное Л.П. Зоненшайном и Кс. Ле Пишоном [11], остается наиболее правдоподобным. Его можно связать с мощным развитием на южном склоне Эльбурса, как и в Талыше, эоценового вулканизма, а последний – с субдукцией коры остаточного бассейна Неотетиса, находившегося к югу от Эльбурса, между ним и Центрально-Иранским микроконтинентом. В этом случае Южный Каспий оказывается не только по положению, но и по генезису в одном ряду с Черноморскими глубоководными впадинами, из которых западная имеет среднемеловой, а восточная, скорее всего, палеоценовый возраст. Таким образом, вырисовывается даже возрастная последовательность – омоложение с запада на восток. Правда, все это может касаться лишь самой южной, приэльбурской, части Южно-Каспийской впадины, возможно, как это предполагают Д.Х. Бабаев и А.Н. Гаджиев [1], отделенной подводным поднятием от остальной впадины.

Кстати, надо упомянуть, что средиземноморские впадины, за исключением реликтовых, от начальной стадии развития Неотетиса Ионической и Левантинской, имеют молодой возраст – Алжиро-Прованская вместе с Альборанской – раннемиоценовый, Тирренская – позднемиоценовый, Эгейская – среднемиоценовый. Таким образом, Южный Каспий, если принять его позднеэоце-

новый–раннеолигоценовый возраст, вполне вписывается в группу молодых глубоководных впадин Средиземноморского пояса.

Учитывая, однако, определенную натянутость предположения, что нижняя половина осадочного выполнения Южно-Каспийской впадины целиком относится к олигоцену–миоцену, можно выдвинуть альтернативную гипотезу, допускающую, что единая впадина возникла в олигоцене в результате объединения двух реликтовых широтных бассейнов – северного задугового Большекавказско-Копетдагского и южного междугового Нижнекуринского, с отмиранием промежуточной Северо-Закавказской байос-эоценовой вулканической дуги¹. С этим представлением лучше согласуются низкие значения теплового потока. Близкие взгляды были недавно изложены в работе М.-Ф. Брюне и др. [9]. Если они справедливы, то ниже подошвы олигоцена в разрезе впадины действительно надо выделять более древние отложения вплоть до юрских, однако для проведения между ними границ нет объективных данных. При подобной трактовке можно допустить и участие нижнемеловых глин северного бассейна в “питании” грязевых вулканов. Но так или иначе, эоцен-олигоценовый рубеж должен был играть весьма существенную, если не решающую роль в формировании Южно-Каспийской впадины.

Однако, принимая олигоценовый возраст впадины, нельзя не признать, что современная конфигурация бассейна может заметно отличаться от сложившейся в олигоцене и что последняя могла претерпеть определенную перестройку в течение неогена–квартера в направлении смены первичной широтной вытянутости на более меридиональную. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что на западном побережье Каспия к северу от Апшерона наблюдается наложение отложений верхнемиоценовой диатомовой серии юго-восточной ориентировки на более широтную ориентировку более древних отложений [4]. А на самом Апшеронском п-ове Б.В. Григорьянц [2] отметил в свое время по геофизическим данным, что складки в плиоценово-четвертичных отложениях несогласно наложены на широтно ориентированные доплиоценовые структуры. Да и сами очертания внешней границы Апшероно-Кобустанского периклинального прогиба, являющегося северо-западным бортом Южно-Каспийской впадины, наглядно свидетельствуют о ее несогласном наложении на доплиоценовую структуру юго-восточного погружения Большого Кавказа.

Можно полагать, что основная перестройка была связана с отделением в позднем миоцене Аравийской микроплиты от Африканской литосферной плиты и началом ее самостоятельного

¹ Ее реликтом может быть Явандаг-Сангачальский гравитационный максимум.

продвижения на север. Как известно, это явилось причиной образования Транскавказского меридионального поднятия, сопряженно с которым усилилось погружение в этом же направлении всех лежавших восточнее каспийских впадин и возникла предпосылка к образованию протяженной долины Палеоволги в раннем плиоцене.

Этому процессу должно было способствовать и его сопровождало опускание Южного Каспия вдоль ограничивающих его меридиональных разломов – Западно-Каспийского и восточных – вдоль западного ограничения поднятия Година и туркменского берега моря. Эти опускания придуют Южному Каспию черты грабена-рифта, и на их роль уже указывалось в работах ряда исследователей [3, 5], в том числе и автора этих строк в монографии по Средиземноморскому поясу [8].

С этого же времени, т.е. с конца миоцена, началась активная субдукция, вернее псевдосубдукция Южно-Каспийской впадины под Апшеронский порог, с одной стороны, и Эльбурс, с другой [10]. Северная зона субдукции на запад продолжается вдоль южного склона Большого Кавказа и кавказской окраины Черноморской впадины. С ней, в свою очередь, связана перестройка северо-вергентных надвигов на северном склоне Большого Кавказа на южно-вергентные, наиболее ярко выраженные в районе так называемого Дагестанского клина.

Итак, Южно-Каспийская впадина была, вероятно, сформирована в результате проявления связанных с рифтингом и спредингом растяжений и погружений в двух направлениях – основном широтном и дополнительном меридиональном, напоминающем картину тройных сочленений подобных зон. Именно это сочетание и могло обусловить столь глубокое погружение этой впадины и ее близкую к изометричной форму.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаев Д.Х., Гаджиев А.Н. О наличии нового массива на юге Южно-Каспийской впадины по комплексным геофизическим данным // Тез. докл. 2-й Междунар. азерб. геофиз. конф. 1998. С. 240.
2. Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможное проявление инверсии на юго-восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42–53.
3. Левин Л.Э. Каспийский регион: строение и расчлененность литосферы, тектоника и геодинамическая эволюция // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 98–125.
4. Мурадян В.М. Геологическое строение прибрежной полосы юго-восточного Кавказа. Баку: Азерб. гос. изд-во, 1976. 163 с.
5. Мурзагалиев А.М. Геодинамика Каспийского региона и ее отражение в геофизических полях // Геология нефти и газа. 1998. № 2. С. 10–15.
6. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Каспийского моря и его обрамления. М., 2003. 118 с.
7. Хаин В.Е. Возможное значение некоторых выбросов грязевых вулканов Азербайджана // Нов. нефт. геол. 1937. № 8/9. С. 22–25.
8. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
9. Brunet M.-F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling // Sedim. 2003. Vol. 156. P. 119–148.
10. Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian basin // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 148. P. 214–245.
11. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 181–211.

Рецензент: Ю.А. Волож

The Problem of Origin and Age of the South Caspian Basin and Its Possible Solutions

V. E. Khain

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—A debatable issue of the time and mode of formation of the deep South Caspian Basin is discussed. The geological data on its framework lead to the conclusion that the basin could not have originated earlier than in the Jurassic and later than in the late Eocene. This happened, most probably, in the late Eocene–early Oligocene as a result of backarc spreading conjugated with the Elburz volcanic arc in northern Iran. As an alternative, assumption is put forward of originating an integrated basin in the Oligocene by merging two relict E–W-oriented Jurassic basins: the northern, Greater Caucasus–Kopet Dagh and the southern, Lower Kura. Subsequently, largely in the late Miocene, additional N–S-oriented subsidence conjugated with the Transcaucasus uplift was driven by northward drift of the Arabian microplate.

УДК 548.4

ГЕОДИНАМИКА, ПОТОКИ И РЕЦИКЛИНГ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ МЕЖДУ МАНТИЕЙ И ВЕРХНИМИ ОБОЛОЧКАМИ ЗЕМЛИ

© 2005 г. В. В. Ярмолюк¹, В. И. Коваленко¹, В. Б. Наумов²¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, 119991, Москва

Поступила в редакцию 01.06.2004 г.

Выполнен анализ распределения потоков летучих между мантией и внешними оболочками Земли: корой, гидросферой и атмосферой. В его основу были положены представления о наличии баланса между массами летучих, выносимыми совместно с магматическими расплавами на поверхность Земли, массами этих летучих, поглощенными в недрах совместно с субдуцированной литосферой, а также их массами, содержащимися во внешних оболочках. Геодинамической основой модели баланса стали представления о ведущей роли тектоники литосферных плит и геодинамики мантийных плюмов в формировании коры Земли, а также предположения о том, что скорости геологических процессов в течение геологического времени менялись незначительно.

В результате обобщения данных по содержанию воды, хлора, фтора и серы в расплавах включений и закалочных стеклах, характеризующих составы природных магм, оценены средние содержания летучих в магматических расплавах ведущих геодинамических обстановок: срединно-океанических хребтов (СОХ), океанических островов и лавовых плато (ОО), островных дуг и активных континентальных окраин (ОД + АКО), внутриконтинентальных магматических областей (КР). На их основе выполнены оценки масс летучих, вынесенных с расплавами на поверхность Земли с начала ее формирования. Масштабы нисходящих потоков летучих определялись на основе данных о содержании этих летучих в породах коры, а также на основе оценки количества океанической и континентальной коры, погребенной в зонах субдукции за геологическую историю. Полученные схемы баланса однозначно показали наличие у Земли мощной первичной экзосферы, состав которой определяла вода, в меньшей степени хлор, тогда как участие серы и фтора, вероятно, было несущественным. Масса воды в первичной экзосфере превышала ее массу, содержащуюся в современной гидросфере и коре, более чем в полтора раза. В судьбе первичного океана решающую роль сыграли процессы субдукции. За геологическую историю через эти зоны было поглощено такое количество воды, которое сопоставимо с ее содержанием во всех современных внешних оболочках. Балансовые расчеты показывают, что через зоны субдукции были рециклированы практически весь хлор первичной экзосферы Земли, а также преобладающая масса серы и около 60% массы фтора, которые выделились совместно с расплавами за геологическую историю. С рециклированной литосферой связывается появление обогащенных мантийных источников, питающих магматизм внутриплитных обстановок. Об этом, в частности, свидетельствуют полученные нами данные об обогащении магм океанических островов и внутриконтинентальных магматических областей по сравнению с расплавами срединно-океанических хребтов H_2O более чем в 1.5 раза, Cl более 2.5 раз, F более 4 раз. Рассмотрены вопросы связи между наличием мощной первичной водной экзосферы Земли и особенностями ее геодинамического развития на протяжении геологической истории.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование внешних оболочек Земли (континентальной и океанической коры, гидросферы и атмосферы) является главным результатом глобальных геодинамических изменений нашей планеты, приведших ее от состояния смеси космического материала до современного облика. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) играли существенную роль в этих процессах, являясь главными или существенными компонентами гидросферы, атмосферы и литосферы. Важнейшим источником летучих компонентов во всех современных внешних оболочках Земли является мантия, магматическая дифференциация которой,

как полагают, привела к образованию упомянутых оболочек. В современных геодинамических концепциях существенное значение наряду с восходящими играют также возвратные потоки вещества, которые связаны с поглощением литосферного материала в зонах субдукции и коллизии, таким образом компенсирующие рост океанической коры в срединно-океанических хребтах. С этими движениями в мантию возвращается не только силикатное вещество, но и определенная доля летучих компонентов, то есть осуществляется так называемый рециклинг последних. В свете этих представлений очевидно, что необходимо изучать баланс между массами летучих компонентов в экзосфере и глубинными

оболочками Земли или между массами этих компонентов, с одной стороны, поступившими в верхние оболочки планеты совместно с магматическими расплавами из мантии и, с другой стороны, вовлеченными в возвратные процессы рециклинга. В настоящей статье мы рассматриваем динамику летучих компонентов между оболочками Земли на основе баланса между разнонаправленными потоками вещества, допуская, что движение этих потоков регулировалось тектоникой литосферных плит и глубинной геодинамикой плюмов [28], сочетание которых предполагает нелинейный характер геологических процессов, ответственных за образование важнейших геосфер Земли. Это направление наук о Земле развивает Ю.М. Пушаровский [14, 15]. Оценка балансов вещества в геодинамических процессах особенно важна для летучих компонентов, которые господствуют в экзосфере, включая гидросферу и атмосферу, и легко перераспределяются между нею и мантией. До сих пор усиленно дискутируются две крайние модели образования экзосферы Земли – магматической дегазации и космической аккреции [23]. С помощью балансов летучих компонентов мы хотим показать, что эти модели согласуемы. Отметим также, что рециклинг летучих компонентов в глубокой мантии считается ответственным за вещественные неоднородности мантии [35], которые приводят к нелинейным эффектам в мантийной геодинамике. В частности, в последней цитированной работе показано, что температура погружающейся в зоне субдукции плиты при данной глубине снижается нелинейно с увеличением скорости субдукции, которая, как предполагается, была высокой в меловую, раннепалеозойскую и, вероятно, раннеархейскую эпохи Земли. Тем самым холодный субдуцируемый материал в эпохи быстрой (до 20 см/год) субдукции погружается на большие глубины по сравнению с обычными скоростями (3–12 см/год) и создает упомянутые выше мантийные неоднородности. При этом меняется реология процесса субдукции, а также характер мантийной циркуляции. В целом статья нацелена на решение важнейшей современной задачи наук о Земле, которая сформулирована В.Е. Хаиним следующим образом: “Ученые, работающие в области наук о Земле, лишь к началу века стали сознавать, что наша планета представляет собой единую систему, все элементы которой... взаимосвязаны. Выяснение характера этих взаимосвязей и представляет... центральную задачу наук о Земле” (Вестник РАН. 2003. т. 73. № 9. с. 822–829). Статья основана на материалах, изложенных в докладе на конференции “Глубинные флюиды и геодинамика” в ГИНе (2003 г.). Геохимические аспекты глобального баланса хлора и воды и геохимическая специфика источников этих элементов в различных геодинамических обстановках были рассмотрены нами ранее [6].

ОСНОВЫ ПОДХОДА К ОЦЕНКЕ БАЛАНСА ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Общая схема баланса летучих компонентов отображена на рис. 1. В ее основу положены следующие принципы.

1. Основные массы летучих, участвующие в геологических процессах в верхних оболочках Земли, формируются за счет первичного их содержания в экзосфере зародившейся Земли и за счет ювенильных добавок, связанных с их поступлениями из мантии при магматической деятельности (потоки *a*, *б*, *в* и *в** на рис. 1). Баланс современного распределения летучих компонентов из этих двух источников определяется по соотношению содержания этих компонентов во внешних оболочках (океанической и континентальной коры и гидросферы), а также их содержания в составе рециклированной литосферы (поток *г* на рис. 1).

2. Основной объем мантийных магм извергается в срединно-океанических хребтах, на океанических островах и океанических плато, на континентальных рифтах и во внутриконтинентальных областях, связанных с горячими точками, а также в островных дугах и активных континентальных окраинах. В ходе магматических извержений летучие компоненты, содержащиеся в магмах, частично дегазируют из расплавов и накапливаются в атмосфере и гидросфере, частично консервируются в магматических породах земной коры.

3. В обстановках островных дуг и активных континентальных окраин поступление летучих в магматические расплавы происходит в результате плавления субдуцируемой литосферы (см. поток *б** на рис. 1 – рециклированный компонент восходящего потока летучих), а также за счет частичного плавления мантийного клина (см. поток *а** на рис. 1 – ювенильный компонент).

4. После частичного плавления пород субдуцируемой коры сохранившаяся в ней часть летучих вместе с литосферой погружается в глубины мантии (см. поток *д* на рис. 1), обеспечивая в результате свое возвращение (глубинный рециклинг) в глубокую мантию, откуда исходили их ювенильные потоки.

Таким образом, идея баланса сводится к сопоставлению двух принципиально разных и противоположно направленных потоков летучих, действующих между мантией и экзосферой Земли. Один из них, направленный вверх из мантии, в балансовой схеме выделен в качестве ювенильного компонента. Другой поток направлен вниз, в мантию, и реализуется в обстановках конвергентных границ литосферных плит, служащих зонами стока литосферного вещества в мантию Земли. Кроме того, в схему баланса нами введен гипотетический элемент, отвечающий первичной экзосфере планеты, возникший, скорее всего, при ее аккреции. Его выделение связано с тем, что априори мы не можем отрицать существование последней

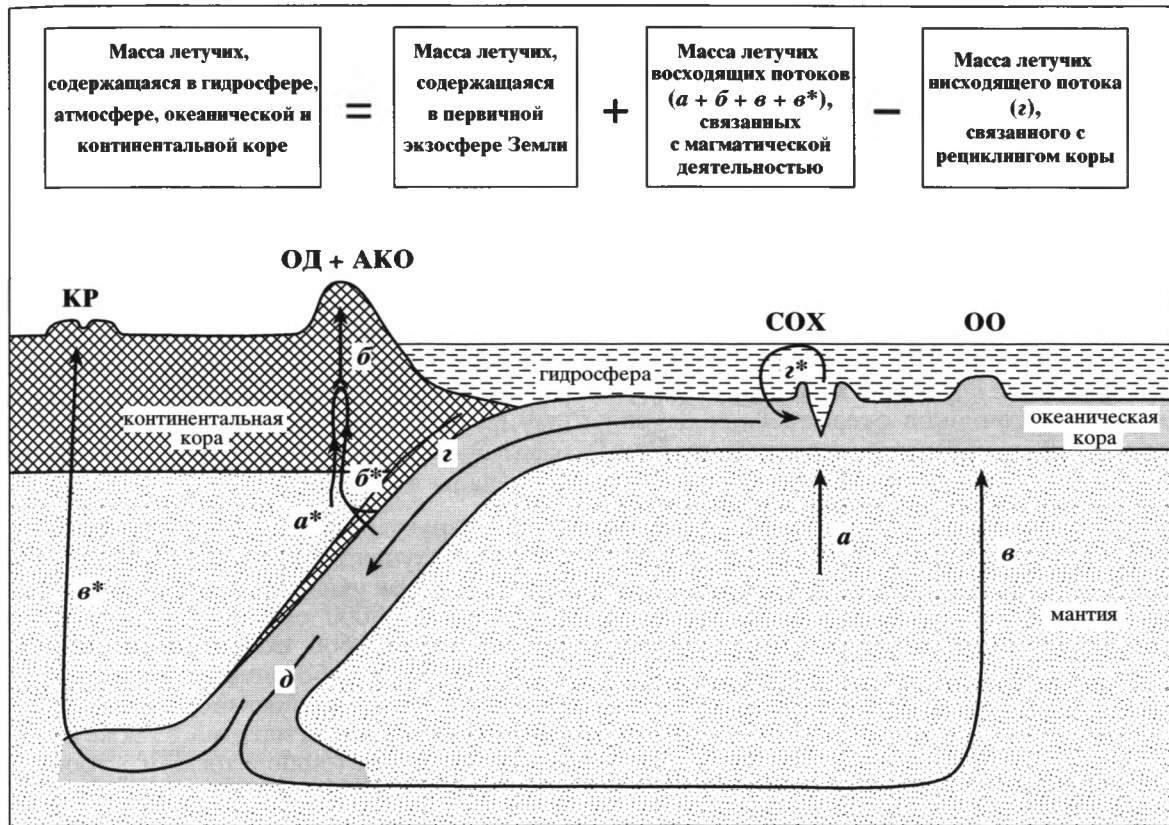


Рис. 1. Модель баланса масс летучих компонентов и распределения их потоков в структурах разных геодинамических обстановок

Геодинамические обстановки: СОХ – срединно-океанических хребтов, ОО – океанических островов и лавовых плато, ОД + АКО – островных дуг и активных континентальных окраин, КР – континентальных рифтов

Потоки летучих: 1 – восходящие, связанные с магматизмом: *a* – СОХ, *b* – ОД + АКО (в том числе составляющие его ветви – *a**, сформированная при плавлении мантийного клина, и *b**, образованная при плавлении субдуцированной плиты), *v* – ОО, *v** – КР; 2 – нисходящие, представляющие массы летучих в составе пород: *z*, *z** – субдуцированной плиты, *d* – субдуцированной плиты, после термальной ее переработки в зоне субдукции

на ранних стадиях развития Земли, и, как будет показано ниже, участие этой экзосферы в балансе летучих будет играть определяющую роль, по крайней мере, для воды и хлора.

Важно отметить, что при построении моделей баланса мы приняли постулат о ведущей роли тектоники литосферных плит и мантийных плюмов или в целом глубинной геодинамики [1, 28] в процессах формирования и преобразования континентальной и океанической коры на протяжении всей геологической истории, продолжительность которой принимается равной 4.5 млрд. лет. При этом были сделаны следующие допущения:

- ведущим поставщиком корового материала на земную поверхность являлся магматизм;
- скорость геологических процессов на протяжении геологической истории менялась незначительно;
- долевое участие магматизма разных геодинамических обстановок в формировании континентальной и океанической коры, а также скорость

роста коры и ее деструкции на конвергентных границах литосферных плит оставались постоянными на протяжении геологической истории;

– содержание летучих в породах как континентальной, так и океанической коры, а также содержание летучих в магмах разных геодинамических обстановок, оцененное преимущественно на основе данных по составу магматизма мезозоя и кайнозоя, также не менялось во времени.

Все эти допущения позволили предложить принципиальную модель распределения основных геодинамических потоков воды, хлора, фтора и серы между верхними оболочками Земли, изображенную на рис. 1, действие которой мы распространяем на всю геологическую историю. Летучие компоненты выносятся магмами СОХ (поток *a*), частично они остаются в образующейся в этой обстановке океанической коре, а частично могут уходить в гидросферу. Океаническая кора за счет конвективных гидротермальных систем с участием морской воды гидратируется и,

видимо, несколько обогащается, по крайней мере, водой и хлором (см. поток z^* на рис. 1). Литосфера с гидратированной океанической корой, а также с фрагментами тектонически эродированной континентальной коры поступает в зоны субдукции (поток z). Для простоты мы рассматриваем образование флюидного состава магм островных дуг и активных континентальных окраин (поток b на рис. 1) как результат взаимодействия продуктов плавления мантийного клина (поток a^*) и субдуцируемой океанической и континентальной коры (поток b^*). Сохранившиеся в погружающейся плите летучие (см. поток d на рис. 1) транспортируются в глубокую мантию, участвуя в образовании источников океанических островов, лавовых плато и континентальных рифтов через рециклинг литосферы. Очевидно, что для балансовой оценки всех этих потоков нам необходимо знать средние содержания и массы этих компонентов в гидросфере, континентальной и океанической коре, в магмах СОХ, океанических островов, лавовых плато, островных дуг и активных континентальных окраин и континентальных рифтов, а также массы воды и хлора, рециклированные за геологическую историю Земли.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

В проблеме связи потоков летучих компонентов с геодинамикой ключевую роль играют надежные оценки содержания летучих компонентов в природных мантийных магмах различных геодинамических обстановок, в земной коре, гидросфере и атмосфере, а также реконструкция потоков этих летучих между геосферами. Наиболее сложными среди этих оценок являются определения содержания летучих в магматических расплавах, которые до недавнего времени были ориентировочными и прямыми методами были установлены лишь в последние годы. В основу этих оценок, прежде всего, были положены данные локального анализа летучих компонентов в расплавах включений в минералах магматических пород [3–5, 10–13]. Такие включения являются фрагментами природных магм, захваченными растущими из магмы кристаллами и законсервированными вплоть до момента их вскрытия при исследовании. Кроме того, важным источником данных о содержании летучих в магмах стали результаты изучения закалочных стекол, образовавшихся при глубоководных излияниях на дно океанов и морей в условиях, когда давление водяного столба превышает внутреннее давление летучих в расплавах и поэтому препятствует образованию газовой фазы и выходу летучих из расплава (стекла).

Подавляющее количество использованных нами анализов рассматриваемых летучих компо-

нентов в расплавах включений и закалочных стеклах было выполнено ионным (H_2O , F) и электронным (Cl, S) зондами [29], FTIR (H_2O), а также высокотемпературной масс-спектрометрией [21]. Аналитические параметры этих методов приведены в оригинальных публикациях, а обзор аналитических подходов к изучению вариаций содержания летучих компонентов в магматических процессах представлен в монографии [35]. В данной статье использованы как многочисленные оригинальные данные авторов, так и опубликованные другими исследователями анализы, которые уже много лет включаются в банк данных по расплавам включений [3–6, 10–13]. Полученные на их основе оценки содержания летучих в расплавах разных геодинамических обстановок приведены в табл. 1.

Для характеристики представительности опробования летучих в магмах разных геодинамических обстановок укажем, что нами были использованы около 20000 определений их содержания. Места отбора проб схематически показаны на карте рис. 2. Опробование проводилось по породам главных современных геодинамических обстановок проявления магматизма, а также по породам их палеоаналогов (офиолитовых и островодужных комплексов, комплексов пород древних активных континентальных окраин, континентальной коллизии, а также областей древней внутриплитной активности).

Средние содержания H_2O , Cl, S, F в породах океанической, континентальной коры и в гидросфере оценены А.Б. Роновым и соавторами [17, 19, 33], уточнены позднее [8, 18] и приведены в табл. 1. Расчет содержания и массы этих летучих в оболочках Земли проводился, исходя из модели ее строения и состава, предложенной А.Б. Роновым и его школой в [19, 33]. Модель является в основе своей эмпирической и базируется на обширном материале по распространенности и химическому составу пород, слагающих осадочную и гранитно-метаморфическую оболочки Земли [17]. В настоящей статье эти данные по сравнению с предыдущими публикациями пополнены новыми материалами, учитывающими, в частности, результаты детальных геохимических исследований “модельных регионов” (Восточно-Европейской и Сибирской древних и Скифской молодой платформ, Уральской, Кавказской, Карпатской и Центрально-Европейской складчатых зон и др.). Учтены также результаты аналогичных исследований в пределах кристаллических щитов и фундаментов платформ, в пределах осадочного слоя Тихого, Атлантического и Индийского океанов. В целом для характеристики различных типов пород и осадков в определенных тектонических зонах А.Б. Роновым с соавторами [19] были проанализированы десятки тысяч образцов, что определило признание этих данных, во всяком слу-

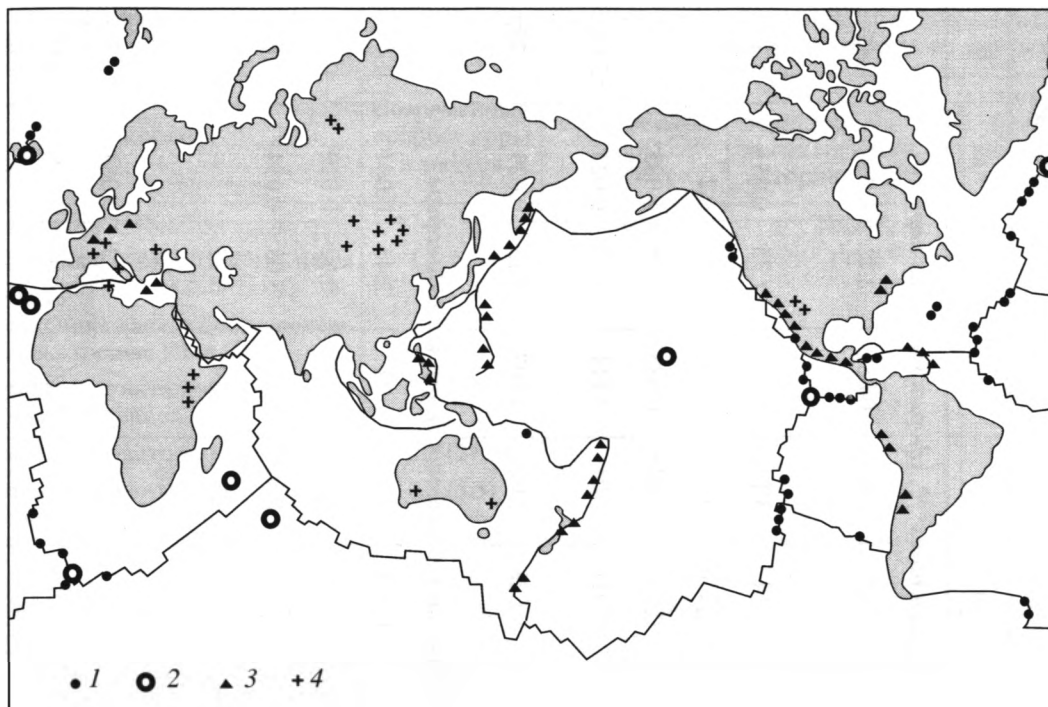


Рис. 2. Расположение районов отбора проб, представленных в базе данных по содержанию летучих в магматических расплавах разных геодинамических обстановок

1 – срединно-океанические хребты; 2 – океанические острова; 3 – островные дуги и активные континентальные окраины, 4 – континентальные рифты

чае, для стратисферы, в качестве одних из наиболее достоверных в геологической литературе.

ОЦЕНКА ВКЛАДА ПОРОД РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ПРОЦЕССЫ КООБРАЗОВАНИЯ

Для обоснования схемы баланса помимо оценки содержания летучих в магматических расплавах и породах, о которых говорилось выше, необходимы также оценки массы океанической и континентальной коры, включая их рециклированные за геологическую историю количества. Соответствующие оценки последних отражены в табл. 2. Эти оценки учитывают реконструкции объема, массы и состава коры, выполненные А. Б. Роновым с соавторами [19, 33], а также подходы к определению масштабов корообразующих процессов, изложенные в работах [22, 32 и др.]. Вслед за многими исследователями мы полагаем, что формирование континентального блока Земли происходило в геодинамической обстановке островных дуг и активных континентальных окраин, а также в результате переработки коллизийными и субдукционными процессами субконтинентальной, по терминологии [22, 32], коры, возникшей в обстановке океанических островов и континентальных рифтов. В соответствии с данными А.Б. Ронова и др. [19, 33], масса континентальной

коры составляет 2232×10^{22} г (8.10×10^9 км³), и, следовательно, годовой ее прирост равняется 1.8 км³/год. Это близко к величине 1.72 км³/год, полученной А. Реймером и Г. Шубертом [32], по оценкам которых современный рост коры обеспечивается вкладом магматических продуктов магматических дуг (67 мас.%), океанических островов и плато (27.5 мас.%), а также внутриконтинентальных (внутриплитных) магматических областей (в 5.5 мас.%) (см. табл. 2). Указанные выше оценки прироста коры отвечают примерно 2/3 от ее общего роста, тогда как одна треть новообразованной коры поглощается в зонах субдукции за счет тектонической эрозии. Распространяя эти оценки на геологическую историю, получим объем существующей и субдуцированной континентальной коры и вклад в ее состав продуктов разной геодинамической природы (см. табл. 2). Здесь дополнительно отметим, что в формировании островных дуг и активных континентальных окраин участвовали магмы разного состава. Следуя данным [19], мы приняли, что состав континентальной коры, как и состав магматических комплексов активных континентальных окраин, эквивалентен составу магматических пород разного состава, взятых в пропорции (в об. %): основные – 56.5, средние – 33.9, кислые – 9.6, не учитывая того, как отмечалось выше, что, скорее всего, эти соотношения менялись во времени. Это позволи-

Таблица 2. Вклад пород разных геодинамических обстановок в состав океанической и континентальной коры Земли и массы этих пород, вовлеченные в рециклинг за геологическую историю (на основе данных [19]; [32])

Типы коры	Современный прирост коры в км ³ /год	Масса современной коры, в 10 ²² г	Масса коры, рециклированная за геологическую историю, в 10 ²² г	Общая масса коры, сформированная за геологическую историю, в 10 ²² г
Океаническая кора (ОК)	17	614	21386	22000
Континентальная и субконтинентальная кора (КК), в том числе сформированная в обстановках (в скобках доля в составе КК в %):	1.8	2232	1116	3348
– островных дуг, активных окраин и задуговых бассейнов	1.2 (67)	1495	748	2243
– океанических плато и островов	0.5 (27.5)	614	307	921
– внутриконтинентальных магматических областей	0.1 (5.5)	123	61	184

ло нам оценить среднее содержание летучих в породах островных дуг и активных континентальных окраин [6]. В проявлениях внутриплитного магматизма (океанические острова, лавовые плато и континентальные рифты) вклад магм среднего и кислого состава играл резко подчиненную роль. Поэтому оценки связанных с этим магматизмом потоков летучих осуществлялись на основе данных об их содержании в основных расплавах.

Породы океанического сектора Земли фиксируют только тот их объем, который был сформирован примерно за последние 150 миллионов лет геологической истории Земли. Более древние магматические породы океанического блока считаются субдуцированными (рециклированными) в допозднемезозойскую геологическую историю и не сохранились до настоящего времени. Однако мало кто сомневается, что такие магмы извергались и ранее [7, 22, 36], поэтому мы распространили современную скорость роста океанической коры (~17 км³/год) на всю историю Земли, получив в результате суммарную массу, равную 22000 × 10²² г. Современная масса океанической коры составляет 614 × 10²² г, откуда следует, что за геологическую историю было субдуцировано не менее 21386 × 10²² г этой коры, увлекшей с собой в недра планеты значительные массы воды, хлора, фтора, серы, которые учитывались в наших балансовых расчетах.

Ниже приведены параметры балансовых построений отдельно для каждого из рассматриваемых летучих компонентов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ И БАЛАНСЫ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ

I. Сведения о распределении *воды* в расплавах и породах разных геодинамических обстановок приведены в табл. 1. В соответствии с таблицей за

геологическую историю магмами было вынесено воды (в 10²² г):

– при формировании океанической коры в обстановке COX – 72.6;

– при формировании континентальной и субконтинентальной коры в обстановках островных дуг и активных окраин – 37.91; континентальных рифтов и горячих точек мантии – 2.15; океанических островов, плато и поднятий – 4.05, всего – 44.11.

Таким образом, магматическими расплавами из недр Земли было извлечено – 116.71 × 10²² г воды (см. табл. 1, рис. 3). Во внешних оболочках, включая рециклированные за геологическую историю их массы, зафиксировано в коре – 212.8 × 10²² г и гидросфере – 135.8 × 10²² г воды (табл. 1), то есть в каждой из этих оболочек содержится воды больше, чем было вынесено ее из мантии. Из этого следует, что баланс воды между ее частями, вынесенными за геологическую историю магмами из мантии и содержащимися во внешних оболочках, не соблюдается.

На примере анализа потоков воды между разными оболочками мы рассмотрим особенности составления балансовых схем, которые были использованы также при рассмотрении баланса других летучих. Расчет баланса учитывал следующие ключевые моменты:

Обстановка COX. Среди восходящих из мантии потоков воды наиболее крупный поток связан с расплавами, формирующими океаническую кору в срединно-океанических хребтах (рис. 4, поток а). Содержание воды в расплавах COX составляет ~0.33 мас.%, что позволяет оценить ее объем, вынесенный расплавами за геологическую историю, в количестве 72.6 × 10²² г. Эта вода частично перераспределяется в гидросферу и атмосферу (см. рис. 4, поток а'), частично консервируется в магматических породах. В условиях океанических бассейнов, особенно в обстановках срединно-океанических хребтов, действуют мощ-

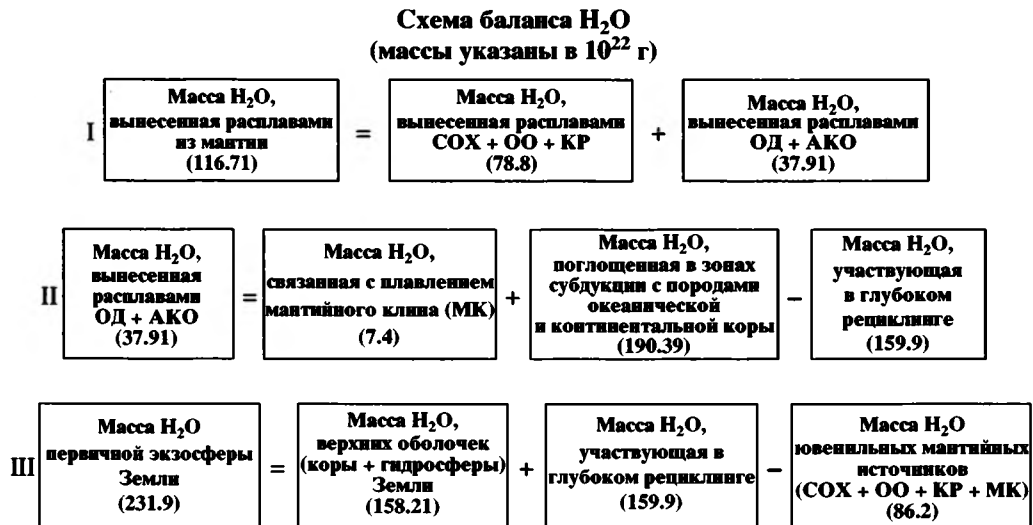


Рис. 3. Схема баланса и распределения масс воды в потоках летучих и в верхних геосферах Земли

I – масса H_2O , вынесенная расплавами СОХ, океанических островов, лавовых плато (ОО) и континентальных рифтов (КР) (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО) (на конвергентных границах литосферных плит); II – массы и источники H_2O , вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; III – баланс масс воды, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли, а также содержащихся в породах коры и в гидросфере

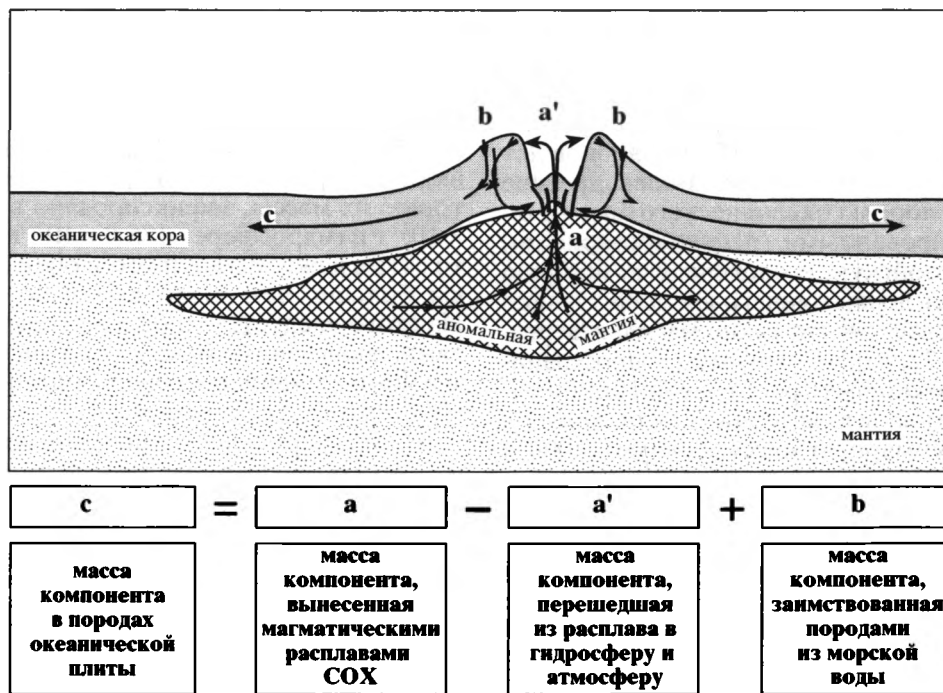


Рис. 4. Схема распределения масс и потоков летучих компонентов в обстановке срединно-океанических хребтов
Объяснения в тексте

ные конвективно-гидротермальные системы, вследствие которых вода океана поступает в породы океанического дна (см. рис. 4, поток b). Среднее содержание воды в породах океанической коры, включающей, помимо магматических

пород, также ассоциирующие с ними осадочные породы, оценивается в 1 мас.%, и, таким образом, вслед за многими исследователями можно констатировать, что породы океанической коры после своего формирования существенно обогащаются

морской водой. Гидратированная океаническая кора (включая ее рециклированную часть) вмещает в себя 181.8×10^{22} г воды, которая (см. рис. 4, поток *с*) поступает затем с породами в зоны субдукции.

Обстановка островных дуг и активных континентальных окраин. Распределение потоков воды на конвергентных границах литосферных плит показано на рис. 5. В зону субдукции здесь вовлекаются породы океанической коры, а также тектонически соскобленные породы континентальной коры [31]. Количество воды, перемещенной (рециклированной) в недра Земли совместно с породами океанического дна за геологическую историю, оценивается величиной 181.8×10^{22} г (см. табл. 1, поток *Ia* на рис. 5). Среднее содержание воды в континентальной коре составляет 0.77 мас. % (см. табл. 1), и, следовательно, с субдуцированной континентальной корой (см. поток *Ib* на рис. 5) в мантию было возвращено 8.59×10^{22} г H_2O . Всего же на конвергентных границах в мантию было рециклировано не менее 190.39×10^{22} г воды (см. рис. 5). Противоположную (восходящую) направленность на этих границах имеет поток летучих, связанный с магматизмом островных дуг и активных континентальных окраин. Его величина оценивается в 37.91×10^{22} г. Определенная часть этого потока имеет ювенильный мантийный источник, связанный с плавлением пород мантийного клина (см. поток *IIc* на рис. 5). Но вклад ювенильного компонента не должен превысить того количества воды, которое выделилось бы при образовании океанической коры, равной по массе континентальной коре, из мантии СОХ. Это количество оценивается из расчета: масса океанической коры, равная массе коры островных дуг и активных континентальных окраин, умноженная на среднее содержание воды в магмах СОХ, и, таким образом, составляет не более 7.4×10^{22} г H_2O . Выделилось же существенно больше (37.91×10^{22} г, см. рис. 3). Избыток в количестве 30.51×10^{22} г H_2O , скорее всего, был извлечен в результате дегидратации материала субдуцированной литосферы при его плавлении (см. потоки *IIa* и *IIb* на рис. 5). Но это количество воды составляет всего лишь 16% воды, рециклированной совместно с субдуцированной корой.

Распределение воды в условиях глубокого рециклинга. Сохранившаяся в субдуцированной литосфере масса воды составляет 159.88×10^{22} г ($190.39 - 30.51$) (см. рис. 3). Эта вода вовлекается на более глубокие уровни мантии, участвуя, таким образом, в глубоком мантийном рециклинге (см. потоки *d* на рис. 1 и *III* на рис. 5). Мы полагаем, что частично она была вовлечена в источники внутриплитного магматизма (океанические острова, лавовые плато и континентальные рифты), благодаря чему расплавы этих обстановок были обогащены H_2O по сравнению с расплавами СОХ. Однако, видимо, большая часть этой воды не уча-

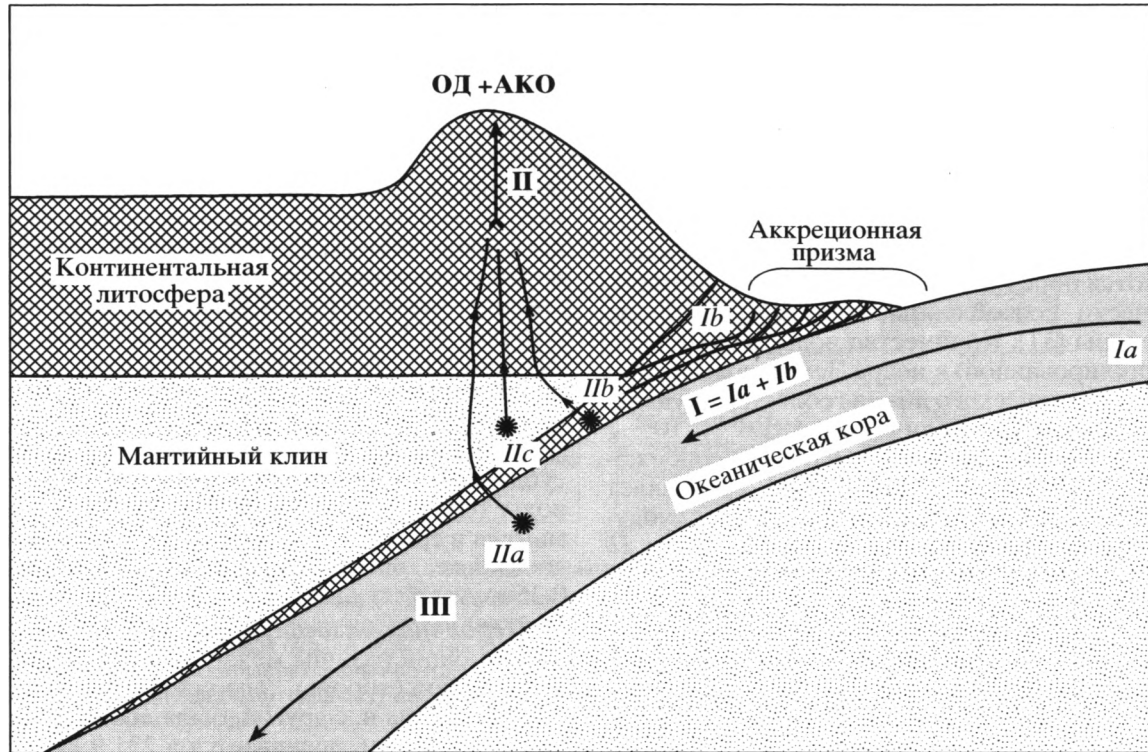
ствовала в магмообразовании, поскольку в мантийном компоненте океанических островов и континентальных рифтов соотношение воды к хлору является пониженным (<12) по сравнению с их соотношением в потоках *d* на рис. 1, равным 33 ($159.9/4.85$). Если считать, что весь хлор потока *d* (см. рис. 1) участвует в источниках внутриплитных магм и принять в этих магмах отношение воды к хлору равным 12, то только 58.2×10^{22} г воды должно участвовать во внутриплитном магмообразовании, что составляет лишь 36% воды потока *d* (см. рис. 1). Большая же ее часть, видимо, остается в мантии либо в составе неспособных к перемещению богатых водой магм, либо в качестве агента гидратации мантии [6]. Таким образом, за геологическую историю в результате процессов субдукции мантия Земли приобрела 159.9×10^{22} г воды (см. рис. 3). Скорость поглощения воды в мантии в среднем за всю геологическую историю составляет около 3.6×10^{14} г/год, или около $0.36 \text{ км}^3/\text{год}$.

Первичная экзосфера Земли. Избыток воды, отвечающий разнице между массами воды, которая, с одной стороны, содержится в гидросфере и породах коры и, с другой, была вынесена из мантии расплавами, оценивается в 231.9×10^{22} г. На наш взгляд (см. рис. 3), этот избыток отвечает количеству воды, существовавшей в первичной внешней экзосфере ранней Земли. Если учесть количество ювенильной воды (86.2×10^{22} г), выделившейся за геологическую историю, то общий объем воды, участвующий в геологических процессах в верхних оболочках Земли, составит не менее 318×10^{22} г. Часть этой воды вошла в состав коры и гидросферы Земли (158.21×10^{22} г), и примерно такая же часть (более 160×10^{22} г) оказалась вовлеченной во внутримантийный рециклинг. Итак, мы приходим к выводу, что на начальных этапах развития Земля обладала мощной водной атмосферой, масса воды в которой более чем в полтора раза превосходила ее массу в современном океане. При конденсации этой атмосферы должен был возникнуть океан со средней глубиной около 4 км.

II. Основные параметры балансовой модели поведения хлора в геодинамических процессах представлены в табл. 1. В соответствии с ее данными за геологическую историю магмами было вынесено хлора (в 10^{22} г):

- при формировании океанической коры в обстановке СОХ – 3.08;

- при формировании континентальной и субконтинентальной коры, в том числе рециклированной за геологическую историю в обстановках островных дуг и активных окраин, континентальных рифтов и горячих точек мантии, океанических островов, плато и поднятий, – 3.94. Всего за историю Земли расплавами разных геодинамических обстановок из недр было извлечено 7.02×10^{22} г хлора (см. табл. 1).



$$I = Ia + Ib$$

Масса компонента в субдуцированной плите = **Масса компонента в породах субдуцированной океанической коры** + **Масса компонента в породах аккреционной призмы, вовлеченных в субдукцию**

$$II = IIa + IIb + IIc^*$$

Масса компонента, выделенная магмами ОД и АКО = **Масса компонента, выделенная при плавлении:**

- субдуцированных пород океанической коры
- субдуцированных пород аккреционной призмы
- пород мантийного клина

$$III = I - IIa + IIb$$

Масса компонента, вовлеченного в глубокий рециклинг = **Масса компонента в субдуцированной плите** - **Масса компонента, выделенная при плавлении:**

- субдуцированных пород океанической коры
- субдуцированных пород аккреционной призмы

Рис. 5. Схема распределения масс и потоков летучих компонентов в обстановках конвергентных границ литосферных плит
Объяснения в тексте и на рис. 1

Во внешних оболочках, включая рециклированные за геологическую историю их массы, содержится в коре 6.55×10^{22} г и гидросфере -2.7×10^{22} г хлора (см. табл. 1), и, таким образом, как

и для воды, мы получаем избыточную массу хлора (2.23×10^{22} г) во внешних оболочках по сравнению с ее количеством, выделившимся из мантийных расплавов.

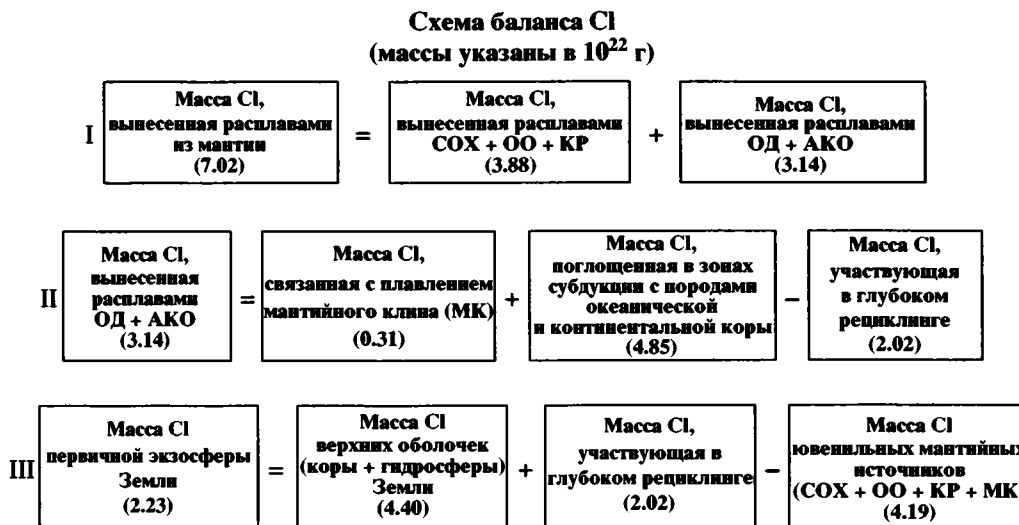


Рис. 6. Схема баланса и распределения масс хлора в потоках летучих и в верхних геосферах Земли

I – масса Cl, вынесенная расплавами COX + OO (океанических островов и лавовых плато) + KP (континентальных рифтов) (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами OD (островных дуг) + AKO (активных окраин) (на конвергентных границах литосферных плит); **II** – массы и источники Cl, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; **III** – баланс масс Cl, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли, а также содержащихся в породах коры и в гидросфере

В целом, поведение хлора в основных потоках летучих следующее:

В обстановке COX хлор ведет себя подобно воде [6, 30]. Его содержание в расплавах меньше, чем в породах. Это указывает на гидратацию магматических пород после их формирования под воздействием гидротермально-конвективных систем. Поэтому, если с расплавами в обстановках COX было вынесено 3.08×10^{22} г Cl, то в сформированной этими расплавами океанической коре, включая ее рециклированную часть, масса хлора оценивается в 4.06×10^{22} г и, таким образом, на 25% представлена хлором, заимствованным из морской воды.

Обстановка островных дуг и активных континентальных окраин (см. рис. 5). На конвергентных границах литосферных плит за геологическую историю в результате субдукции пород океанической и континентальной коры было поглощено 4.85×10^{22} г хлора, содержавшегося в этих породах (см. поток *Ia* и *Ib* соответственно на рис. 5). С погружением в зону субдукции общий поток субдуцированного хлора (см. поток **I**, рис. 5) разделяется на две ветви, баланс между которыми описывается соотношением:

$Cl(I) = Cl(IIa + IIb) \uparrow + Cl(III) \downarrow$, где стрелками показаны соответственно восходящая и нисходящая ветви. При этом общий выход хлора с магма-ми на конвергентных границах составляет:

$Cl_{OD+AKO} = Cl(IIa + IIb) + Cl(IIc)$, где поток $Cl(IIc)$ связан с плавлением мантийного клина. Как уже отмечалось выше, при плавлении депле-

тированной мантии мантийного клина экстракция летучего в расплавы не должна превышать той, которая существует при плавлении мантии в зонах срединно-океанических хребтов. Поэтому вклад хлора мантийного клина в образование магм островных дуг и активных континентальных окраин, или, что то же самое, континентальной коры за геологическую историю не может превысить его количества, которое выделилось бы при образовании эквивалентного объема океанической коры из мантии COX. Этот вклад не должен превышать величины 0.31×10^{22} г Cl (рис. 6). Выделилось же на порядок больше, а именно 3.14×10^{22} г Cl. Избыток в количестве 2.83×10^{22} г Cl, по-видимому, обеспечивался за счет дегидратации при плавлении пород субдуцированной плиты. Учитывая то, что масса хлора в последней составляет 4.85×10^{22} г, можно заключить, что большая часть хлора перераспределяется в восходящие флюидные потоки, связанные с магматизмом краевых поясов.

Распределение хлора в условиях глубокого рециклинга. Сохранившаяся после субдукционной переработки часть хлора в количестве 2.02×10^{22} г Cl в составе погружающейся плиты увлекается в глубины мантии (см. поток **III**, рис. 5). По-видимому, этот хлор входит в рециклинг, охватывающий по крайней мере всю верхнюю мантию. Повышенные (по сравнению с расплавами срединных океанических хребтов) содержания хлора в расплавах океанических островов, лавовых плато и областей континентальных рифтов, вероятно,

связаны с появлением этого рециклированного хлора в источниках внутриплитного магматизма. Это вполне согласуется с современными геодинамическими моделями, согласно которым источником мантийных магм океанических островов и внутриплитных континентальных областей является субдуцированная литосфера, обеспечивающая рециклинг вещества в геологических процессах [25, 26].

Первичная экзосфера Земли. Оценим массу хлора, которая, по-видимому, существовала во внешней экзосфере ранней Земли. Для этого в соответствии со схемой баланса (см. рис. 1) выделим из общего количества хлора, участвующего в составе верхних оболочек, в том числе рециклированного, массу хлора ювенильного происхождения (4.19×10^{22} г), то есть извлеченную магмами из мантийных источников. Масса хлора первичной экзосферы, таким образом, составляет около 2.23×10^{22} г хлора. Это примерно равно массе хлора современной гидросферы (2.7×10^{22} г). Часть хлора первичной экзосферы, возможно, еще сохранилась в составе верхних оболочек Земли (около 0.21×10^{22} г = 4.40 внешние оболочки - 4.19 ювенильных источников), остальная часть была перераспределена во флюидные потоки надсубдукционных зон и во внутримантийный рециклинг.

В более ранней публикации [6] наличие хлора в первичной экзосфере нами не рассматривалось, так как различие между ювенильными, а также рециклированными и содержащимися в верхних оболочках массами хлора было оценено на уровне ~5%, что в первом приближении позволило считать эти потоки сбалансированными. В настоящей работе, как уже отмечалось, в соответствии с данными [32], был более строго определен вклад магматизма разных геодинамических обстановок в формирование континентальной коры. Благодаря этому удалось показать, что разница между указанными выше массами была более значительная (~25%) и, соответственно, значительная часть хлора присутствовала в первичной экзосфере Земли.

Можно оценить, какой объем хлора был рециклирован разными геологическими процессами за геологическую историю. Как уже отмечалось, содержание хлора в океанической коре (включая рециклированную) больше, чем было вынесено расплавами СОХ за всю историю Земли. Избыток - 1.1×10^{22} г Cl. Видимо, это то количество хлора, которое в результате преимущественно гидротермальных процессов дополнительно поступило в океаническую литосферу (поток **b** на рис. 4). Соизмеримый по масштабам поток рециклированного хлора действует на конвергентных границах плит (см. рис. 5), где за геологическую историю в верхние оболочки было возвращено из субдуцированной коры 2.83×10^{22} г Cl (см. выше). Наконец, довольно существенная часть хлора - 2.02×10^{22} г вовлекалась в более

глубокий рециклинг, охватывающий практически всю подлитосферную мантию. Таким образом, всего за геологическую историю было рециклировано около 5.98×10^{22} г хлора, что существенно превосходит его количество, содержащееся в земной коре и гидросфере.

III. Данные о распределении фтора во внешних оболочках Земли приведены в табл. 1. По сравнению с данными [20] в ней уточнены сведения о содержании фтора в породах континентальной коры, по [2]. Всего за геологическую историю Земли из ее недр могло быть извлечено 7.35×10^{22} г фтора (см. табл. 1, схема баланса - рис. 7). В то же время в породах литосферной и гидросферной оболочек, включая их рециклированную часть, было накоплено не более 6.32×10^{22} г фтора. Расхождение оценок выделившегося и накопившегося фтора составляет более 16%, при явном преобладании фтора первичных мантийных источников. Возможно, что это расхождение лежит в пределах ошибок определений средних содержаний фтора в породах и расплавах, однако возможно также, что допущение о постоянстве этих содержаний на протяжении геологического времени нуждается в коррекции. Напомним, что наши оценки содержания летучих в магматических расплавах в основном базируются на данных по породам позднего фанерозоя, которые были распространены на всю геологическую историю. Возможно, что по отношению к фтору это допущение нуждается в коррекции и поэтому можно предположить, что во времени количество фтора в магматических расплавах некоторых геодинамических обстановок могло изменяться. В этом случае ведущей причиной увеличения содержания фтора в магматических расплавах со временем могли стать процессы рециклинга.

Как следует из таблицы 1, средние содержания фтора в расплавах пород океанических плато и островов в четыре раза, а в расплавах пород континентальных рифтов в десять раз больше его содержания в расплавах базальтов срединно-океанических хребтов. В существующих геодинамических моделях формирование океанических островов и континентальных рифтов связывается с деятельностью мантийных плюмов, для состава которых характерна обогащенная мантия. Одним из важнейших источников такой мантии считается рециклированная литосфера, обогащенная многими несовместимыми компонентами и, в частности, фтором, среднее содержание которого в рециклированной коре составляет 0.021 мас. % (см. табл. 1). Поэтому расплавы, образующиеся при плавлении такой рециклированной литосферы, даже в смеси с продуктами плавления деплетированной мантии могут быть обогащенными F. С этим замечанием согласуются данные по более высоким содержаниям фтора в расплавах, связанных с мантийными внутриплитными источниками (см.

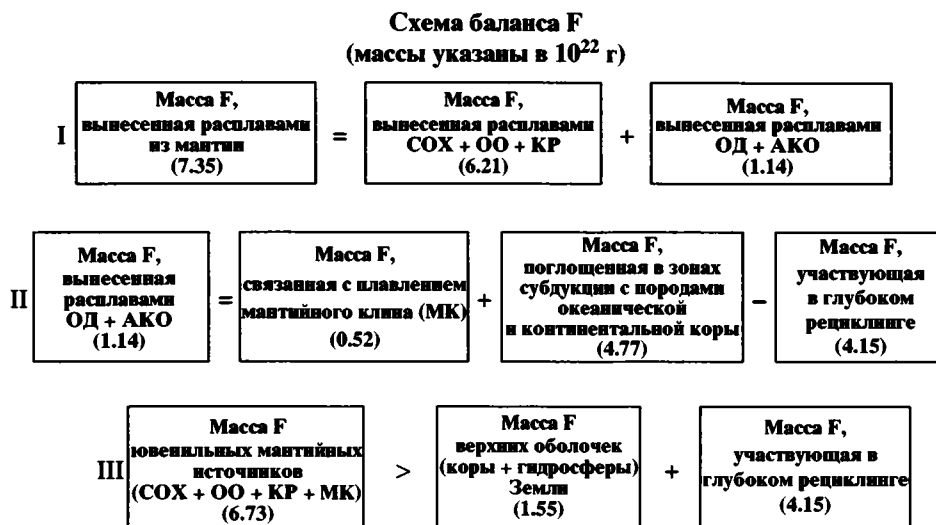


Рис. 7. Схема баланса и распределения масс фтора в потоках летучих и в верхних геосферах Земли

I – масса F, вынесенная расплавами СОХ + ОО (океанических островов и лавовых плато) + КР (континентальных рифтов) (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами ОД (островных дуг) + АКО (активных окраин) (на конвергентных границах литосферных плит); II – массы и источники F, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; III – баланс масс F, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли и содержащихся в породах коры и в гидросфере

табл. 1, обстановки океанических островов, лавовых плато и континентальных рифтов).

Обстановка СОХ. Появление ювенильного фтора в структурах литосферной оболочки Земли в первую очередь связано с магматическими извержениями в пределах срединно-океанических хребтов и образованием океанической коры. При формировании океанической коры за геологическую историю выделилось около 5.06×10^{22} г фтора при среднем его содержании в расплавах ~ 0.023 мас.%. В породах океанической коры содержания фтора более низкие (0.019 мас.%), что указывает на его перераспределение из магматических центров СОХ в гидросферу и атмосферу в количестве около 0.88×10^{22} г (поток а' на рис. 4). Содержание фтора в гидросфере на два порядка меньше, поэтому следует предполагать, что выделившийся из расплавов фтор был химически связан в породах континентальной коры.

Обстановка островных дуг и активных континентальных окраин. Содержание фтора в базальтовых расплавах островных дуг и активных окраин в три раза превосходит их содержание в аналогичных расплавах срединно-океанических хребтов (см. табл. 1, обстановки островных дуг и активных окраин). Поэтому такое его количество невозможно объяснить только за счет плавления вещества мантийного клина, который не может дать количества фтора больше, чем мантия срединно-океанических хребтов. Очевидно, что основной объем фтора в этих обстановках обеспечивается за счет его извлечения из пород субдуцированной литосферы.

В соответствии с данными табл. 1 с породами субдуцированной коры (океанической и континентальной) поглощается 4.77×10^{22} г F (см. поток I, рис. 5). В пределах зоны субдукции этот поток разделяется на нисходящую и восходящую ветви (см. рис. 5). Массу фтора, извлеченную из субдуцируемой литосферы с расплавами, оценим, как и раньше, на основании соотношения:

$F_{\text{ОД} + \text{АКО}} = F(\text{IIa} + \text{IIb}) + F(\text{IId})$, где поток $F(\text{IId})$ связан с плавлением мантийного клина.

Доля фтора мантийного клина $F(\text{IId})$, оцененная по его содержанию в продуктах плавления деплетированной мантии, определяется величиной 0.52×10^{22} г. Следовательно, при плавлении субдуцированной литосферы в состав восходящего потока летучих дополнительно вводится около 0.62×10^{22} г фтора ($F_{\text{ОД} + \text{АКО}} - F(\text{IId})$).

Поведение фтора в условиях глубокого рециклинга. После субдукционной переработки пород погружающейся плиты сохранившаяся в этих породах часть фтора (4.15×10^{22} г F) вовлекается в более глубокие горизонты мантии (см. поток III на рис. 5). По нашему мнению, этот рециклинг фтора в мантию обеспечивает его более высокие содержания в магматических расплавах, связанных с активностью плюмов.

Первичная экзосфера Земли. Выше было отмечено преобладание ювенильного фтора над тем его количеством, которое содержится во всех оболочках Земли, включая их рециклированные массы. Этот дисбаланс не позволяет предполагать какое-либо заметное участие фтора в первичной экзосфере Земли.

Как один из вариантов объяснения установленного дисбаланса мы допускаем, что содержание фтора в расплавах некоторых геодинамических обстановок во времени могло изменяться. Вероятнее всего, такие изменения можно предполагать для внутриплитных обстановок, источники которых, как показали изотопно-геохимические исследования [19], остаются изолированными от областей плавления на протяжении длительных интервалов времени (1–3 млрд. лет), и, соответственно, попадание обогащенного фтором рециклированного компонента в верхние геосферы могло быть существенно задержано по сравнению с другими его потоками. Поэтому мы допускаем, что обогащение фтором внутриплитных расплавов могло произойти на последних этапах геологической истории, в связи с чем вклад пород внутриплитных обстановок в общий баланс фтора в литосферной оболочке Земли мог оказаться более низким, чем расчетный. Если предполагать, например, что изначально содержания фтора в расплавах океанических островов и лавовых плато и континентальных рифтов были сопоставимы с его содержаниями в расплавах СОХ, то в этом случае вклад фтора всех магматических источников (6.45×10^{22} г) будет сбалансирован с его содержанием в коре и гидросфере.

Возможно еще одно решение проблемы. Так, если предположить, что рециклированный фтор полностью не концентрируется в субдуцированных породах, а частично перераспределяется в мантии, то тогда резонно ожидать, что в расплавах всех геодинамических обстановок, в том числе срединно-океанических хребтов, во времени его содержание должно нарастать. Установленные нами содержания фтора в расплавах, как отмечалось выше, характеризуют магмы преимущественно мезозоя и кайнозоя. В этом случае в соответствии со сделанными допущениями эти содержания должны рассматриваться как наиболее богатые, и поэтому распространять их на всю геологическую историю следует с выше упомянутыми поправками.

IV. Сведения о распределении *серы* в расплавах и породах разных геодинамических обстановок приведены в табл. 1 и рис. 8. По сравнению с данными [19, 33] внесено уточнение в среднее содержание серы в базальтах океанической коры. Выполненный нами анализ состава вулканических стекол показал, что в среднем в них сера содержится в количестве 0.107 мас. %. Эта оценка близка к данным о содержании серы в породах океанического дна, полученным рядом исследователей (устное сообщение С.А. Силантьева) и к данным по закалочным стеклам СОХ [27]. Кроме того, она близка к содержанию серы в основных расплавах практически всех геодинамических обстановок, а также к ее содержанию в породах континентальной коры. Подобное постоянство содержания серы в мантийных расплавах и основ-

ных породах указывает на то, что она практически не фракционирует при кристаллизации расплавов и, следовательно, в породах океанической коры можно ожидать ее содержания, близкие к ее содержанию в расплавах и отмечаемые в закалочных стеклах базальтов СОХ.

Всего за геологическую историю магматическими расплавами из недр Земли было вынесено 27.13×10^{22} г серы. Количество серы, которое имеется в породах континентальной и океанической коры, в том числе рециклированной за геологическую историю, оценивается в 26.04×10^{22} г. Следовательно, можно говорить, что баланс серы между ее массами, вынесенными расплавами и законсервированными в породах разнотипной коры, в первом приближении соблюден. Из этого количества в современной коре и гидросфере находится около 3.21×10^{22} г серы. Остальное ее количество ($\sim 22.83 \times 10^{22}$ г) участвует в процессах глубокого рециклинга.

Ранее нами было показано [4, 6], что поведение серы в базитовых магмах различных геодинамических обстановок отличается от поведения воды, фтора и хлора. Так, в отличие от последних, которые в целом могут рассматриваться как несовместимые с мантией элементы, поведение серы имеет двойственный характер, что было показано по закономерностям ее распределения во фракционирующих базитовых магмах СОХ. При низких содержаниях воды (менее 0.4%) она, как и вода, ведет себя как крайне несовместимый с мантией элемент и накапливается в расплавах, а при содержании воды более 0.4% сера приобретает свойства совместимого элемента. Помимо этого, в окислительных условиях сера окисляется и переходит в форму сульфат-иона, имеющего сродство с водным флюидом и способного к улетучиванию из магм с флюидной фазой. Такие условия преобладают в обстановках активных окраин, где при магматической дифференциации остаточные расплавы обедняются серой, которая переходит в гидротермальные системы и в атмосферу, определяющие появление в этих обстановках многочисленных колчеданных и порфириновых месторождений, а также месторождений самородной серы.

В целом поведение серы в геологических процессах описывается следующим образом.

В обстановке СОХ с магмами за геологическую историю вынесено 24.42×10^{22} г S. Она практически не перераспределяется в другие среды и сохраняется в породах океанической коры (22.22×10^{22} г).

Обстановка островных дуг и активных окраин. Масса серы, погребенной в зонах субдукции на конвергентных границах, оценивается в 22.83×10^{22} г. В то же время с расплавами здесь было вынесено 1.75×10^{22} г S. Это меньше, чем вероятный вклад серы мантийного клина (см. *Ид* на рис. 5), который в соответствии с ранее оговоренным методом расчета мог достигать 2.48×10^{22} г. Мы полага-

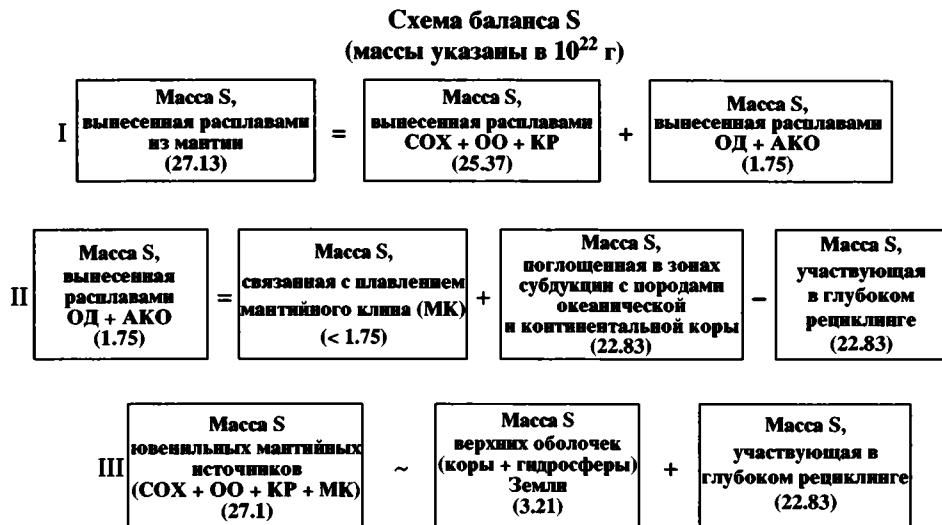


Рис. 8. Схема баланса и распределения масс серы в потоках летучих и в верхних геосферах Земли

I – масса S, вынесенная расплавами COX + OO (океанических островов и лавовых плато) + KP (континентальных рифтов) (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами OD (островных дуг) + AKO (активных континентальных окраин) (на конвергентных границах литосферных плит); **II** – массы и источники S, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; **III** – баланс масс S, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли и содержащихся в породах коры и в гидросфере

ем, что столь низкий вынос серы связан с повышенным содержанием воды в расплавах конвергентных границ, вследствие которого, как уже говорилось, сера начинает вести себя как совместимый элемент и остается в рестите не только при плавлении мантийного клина, но и при плавлении субдуцированной коры. Поэтому по сравнению с другими летучими сера в наименьшей степени подвержена перераспределению в обстановках конвергентных границ.

Поведение серы в условиях глубокого рециклинга. В магмах океанических островов, лавовых плато и континентальных рифтов сера имеет содержания, пониженные относительно содержания в расплавах COX. Этот факт, на наш взгляд, также свидетельствует об участии рециклированной литосферы в формировании внутриплитных источников магматизма. Эти источники обогащены водою, что, как было отмечено выше, влияет на поведение серы и, в частности, определяет ее преимущественное сохранение в рестите при плавлении в мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ

Общие замечания. Основной идеей выполненных исследований стало представление о разнонаправленных потоках летучих, действующих в верхних оболочках Земли. Восходящий (ювенильный) поток отвечает выносу летучих из мантии совместно с магматическими расплавами, нисходящий связан с транспортом (рециклингом) литосферного материала в недра Земли в зонах

субдукции. Как было показано, поведение рассмотренных летучих в этих потоках достаточно различно. Так, вода и хлор участвовали в составе первичной экзосферы Земли. Количество воды, вовлекавшейся в процессы рециклинга, превышает ее ювенильные поступления, поэтому в геологической истории ее содержание в верхних оболочках постепенно уменьшается. В отличие от нее содержание хлора и фтора постепенно увеличивалось в гидросфере и породах коры за счет доминирования ювенильной составляющей над рециклинговой. Сера в рассмотренных процессах ведет себя преимущественно как совместимый с основными расплавами элемент и в основном не перераспределяется во внешние оболочки при излияниях, поэтому ее содержание остается постоянным в расплавах разных геодинамических обстановок и в породах континентальной и океанической коры.

Представленные материалы, несомненно, свидетельствуют об участии летучих в процессах рециклинга. Наиболее эффектно они проявлены на конвергентных границах литосферных плит в обстановках активных окраин и островных дуг, расплавы которых резко обогащены H_2O , Cl, F по сравнению с расплавами срединно-океанических хребтов, что объясняется экстракцией части этих летучих из субдуцированной коры. С эффектом рециклирования связывается также обогащение водой, фтором и хлором расплавов, возникших в мантийных плюмах. В отличие от этих летучих сера весьма умеренно вовлекается в процессы рециклинга.

Здесь еще раз отметим, что предложенная модель баланса является первым приближением, поскольку пока еще отсутствуют систематические сведения, позволяющие количественно учесть изменение соотношений объемов магматизма разного состава и разных геодинамических обстановок в течение геологической истории Земли. Особенно проблематичным является вопрос о составе океанической коры в ранние лунную, нуклеарную и кратонную (архей – ранний протерозой) стадии эволюции Земли [7]. В раннем архее разные авторы предполагают [36] возникновение в качестве аналогов океанической коры коматиитовую кору, базитовую кору, возникшую при значительно большей длине глобальной системы СОХ или при большей скорости спрединга, а также различные варианты состава океанической коры с участием других пород. К сожалению, даже по известным составам магматических пород архей и протерозоя практически отсутствуют надежные данные по содержанию воды, хлора, фтора и серы в их магмах (например, по расплавленным включениям). В связи с этим предложенный в статье баланс летучих компонентов потребует уточнений по мере накопления данных по содержаниям этих компонентов в магмах ранних стадий геологической истории Земли.

Несмотря на сделанные в этой работе допущения, мы полагаем, что в принципиальном отношении предложенный подход, по-видимому, является более или менее верным. Критерием для такого заключения является соблюдение баланса между восходящими и нисходящими потоками, который был установлен для хлора, воды и серы, хотя посылки модели (средние содержания летучих в магмах и породах, а также представления о несущественном изменении во времени скорости корообразующих процессов при доминирующей роли тектоники литосферных плит) являлись независимыми между собой.

Рассмотрим некоторые следствия, которые вытекают из приведенных моделей баланса летучих в геодинамических процессах

Летучие и процессы рециклинга. Выполненные ранее исследования [3–6] показали, что в процессах магматической дифференциации и формирования коры вода, хлор и фтор ведут себя как несовместимые компоненты, накапливающиеся, в конечном счете, в атмосфере, гидросфере и продуктах наиболее глубокой дифференциации магматических расплавов. В то же время одним из важных следствий рассмотренных балансов стал вывод об участии летучих в разнообразных процессах рециклинга, то есть в процессах их перехода из атмосферы и гидросферы в породы коры и совместно с последними – возвращения в мантию. Процессы рециклинга начинают действовать уже в обстановке СОХ при гидратации новообразованных пород коры и их обогащении по сравнению с расплавами водой и хлором.

Наиболее эффективно процессы рециклинга проявились на конвергентных границах плит. Магмы этих обстановок по сравнению с продуктами плавления деплетированной мантии в СОХ обогащены водой в 5, хлором в 10 и фтором в 2 раза. По сравнению с породами коры они богаче водой и хлором более чем в два раза. Поэтому более половины массы этих летучих, вынесенных на конвергентных границах литосферных плит, было возвращено в гидросферу и атмосферу. Избыточное содержание летучих в магмах островных дуг и активных окраин по сравнению с магмами СОХ может быть связано только с участием в процессах плавления субдуцированной плиты, обогащенной этими компонентами. На долю этой воды приходится более 80% общей массы воды, задействованной в магматизме островных дуг и активных окраин. Отметим также, что с расплавами на поверхность Земли на конвергентных границах перераспределяется около 65% всего рециклированного хлора и около 25% фтора. Зоны островодужного и окраинно-континентального магматизма являются наиболее распространенными структурами земной коры, что позволяет утверждать ведущую роль субдукции в процессах рециклинга в геологической истории.

После переработки литосферы в зонах субдукции сохранившиеся в ней летучие вовлекаются в глубокий рециклинг. По имеющимся геодинамическим моделям с рециклированной литосферой связывается появление мантийных источников, питающих магматизм внутримантийных обстановок – океанических островов и лавовых плато, континентальных рифтов и областей, возникших над горячими точками мантии. Нами также получены данные об обогащении магм этих геодинамических обстановок водой, фтором и хлором, что хорошо укладывается в эти модельные представления. Как установлено последними сейсмографическими работами, области зарождения мантийных плюмов по глубине распределены неравномерно. На это особое внимание обращает Ю.М. Пуцаровский [15], отметивший их приуроченность к выделенным им внутримантийным сейсмостектоническим разделам [16], вдоль которых, в частности, распределяется субдуцированный материал при своем погружении в мантию. Необходимо напомнить, что природа плюмов трактуется, по меньшей мере, двояко. С одной стороны, считается, что они имеют термальную природу, с другой, что они связаны с веществом и, следовательно, плотностной неоднородностью мантии. Наши данные, свидетельствующие об обогащении расплавов в обстановках океанических островов, лавовых плато и континентальных рифтов водой, хлором и фтором, показывают наряду с другими геохимическими характеристиками, что мантийные плюмы, несомненно, имеют определенные вещественные отличия от состава обычной мантии. Поэтому подъем плю-

мов к поверхности мог определяться не только термальными и глубинными тектоническими движениями, но и вещественными отличиями его материала от окружающей мантии, в том числе за счет участия в его составе летучих компонентов, тогда как распределение очагов их зарождения могло определяться уровнями захоронения литосферы (или сейсмоотографическими границами). На возможность глубинного рециклинга летучих влияет скорость субдукции. При высоких скоростях субдукции более низкотемпературные части субдуцируемых плит погружаются на большие глубины, сохраняя в силу более низких температур (при данном давлении) летучие компоненты [34]. Если высокие скорости спрединга и субдукции были характерны для ранних этапов истории Земли, то можно предполагать появление главных мантийных неоднородностей, являющихся источником плюмов, именно в это время.

Состав и масштабы первичной экзосферы Земли. Выполненные балансовые построения приводят нас к выводу о необходимости признания мощной газовой экзосферы у Земли, начиная с самых ранних стадий ее развития. Особый интерес в свете такого вывода приобретает схема баланса воды. Наиболее интригующим в этой схеме является то, что в зонах субдукции поглощается воды больше, чем ее выносится с расплавами всех геодинамических обстановок, и, тем не менее, на поверхности Земли сохраняется гигантский резервуар воды. Отметим, что идея о поглощении морской воды в мантии высказывалась и раньше [9, 24, 25, 31], но относительно надежно обосновать ее фактическим материалом в масштабе геологической истории удалось только в результате выполненного нами анализа.

В проблеме кажущегося несбалансированного распределения воды между геосферами возможны два варианта решения. Так, можно предположить, что на самых ранних стадиях своего развития Земля была лишена какой-либо атмосферы. В этом случае следует принять, что в дофанерозойское время, для которого пока еще имеется мало данных, интенсивность выделения воды из расплавов была существенно более высокой, чем сейчас (то есть расплавы были более водонасыщенные), а содержание воды в породах субдуцированной коры, напротив, было более низким. Эти допущения не имеют под собой какого-либо основания, так как основные (мантийные) породы с характеристиками формирования из водонасыщенных расплавов (в первую очередь, амфиболсодержащие базальты) в докембрийских комплексах распространены не шире, чем в более молодых образованиях. Ничего не изменяют, например, и предположения о более высоких скоростях спрединга и субдукции на ранних стадиях развития Земли, так как в этом случае наряду с ростом вклада в общий баланс ювенильной составляющей еще в большей степени возрастает доля субдуцированной воды (и, кста-

ти, хлора), что только увеличит избыток этих компонентов в схеме баланса.

Второй вариант предполагает наличие у Земли с самых ранних стадий ее существования мощной экзосферы. В соответствии с предложенной моделью баланса состав этой экзосферы определяли в основном вода и хлор в соотношении 100 : 1 (в современном океане ~ 100 : 2), тогда как сера и фтор, по-видимому, не играли заметной роли. Масса воды в первичной экзосфере ранней Земли оценивается в 231.9×10^{22} г (см. рис. 3). Это более чем в полтора раза больше массы современного океана. При конденсации такой атмосферы должен был возникнуть океан со средней глубиной около 4 км. В судьбе этого океана решающую роль, по-видимому, сыграли процессы субдукции. За геологическую историю через зоны субдукции было поглощено в недрах Земли такое количество воды, которое сопоставимо с ее содержанием во всех современных внешних оболочках, включая гидросферу. Даже с учетом появления в общем балансе воды довольно значительного количества ювенильного компонента, средняя современная глубина океана сократилась практически в полтора раза и оценивается примерно в 2.7 км. Образно говоря, через зоны субдукции Земля “выпивает” свою гидросферу, вследствие чего происходит “обводнение” ее мантии. Заметим, что допущение более высоких скоростей спрединга и субдукции на ранних этапах развития Земли приводит к выводу о существенно более значительном содержании воды в первичной экзосфере и, соответственно, о более значительном ее перераспределении в мантию планеты.

Летучие и их возможная роль в геодинамике планет земной группы. Как нам представляется, участие водной среды как самостоятельной оболочки в геологических процессах определило ряд важных отличий Земли от других планет земной группы. Так, ни на одной из этих планет не обнаружено следов тектоники литосферных плит. Более того, они давно прошли пик своей геологической активности. Мы допускаем, что причиной иной тектонической истории развития Земли стало именно наличие мощной водной атмосферы и ее активное участие в процессах рециклинга, особенно на конвергентных границах плит. Магматизм этих обстановок, сыгравший решающую роль в формировании и преобразовании земной коры, характеризуется высокой дифференцированностью при преобладании среди его продуктов средних и кислых пород (андезитов, дацитов, риолитов и, особенно, гранитоидов) и высокой степенью насыщения расплавов водой, возрастающей по мере повышения их кремнекислотности. Благодаря участию воды температурный интервал формирования расплавов резко смещен в сторону более низких температур. Но эти расплавы, так же как и участки их выплавления, служат своеобразным “смазочным” материалом на границах

субдуцируемых плит. Примерно такую же идею о роли гидросферы Земли развивает В.Е. Хаин (Вестник РАН. 2003. № 9. С. 822–829). По-видимому, можно сказать, что без участия воды в зонах конвергенции процессы субдукции, скорее всего, должны были бы прекращаться в результате заклинивания погружающейся плиты. Косвенным подтверждением этого заключения является отсутствие в строении Марса и Венеры, лишенных водной атмосферы, структур, эквивалентных зонам конвергенции, и, в частности, типичного для этих зон гранитоидного магматизма. Мы полагаем, что именно поступление воды в недра на конвергентных границах литосферных плит могло стать тем решающим фактором, который поддерживал субдукцию на протяжении Земной истории.

По-видимому, с процессами глубинного рециклинга летучих можно в известной степени связать и глубинную геодинамику Земли. Постепенное обогащение водой мантии могло привести к снижению температур ее плавления и, как следствие, могло стать причиной смены во времени более высокотемпературного коматитового магматизма толеитовым. Это, в свою очередь, должно было повлечь за собой продление магматической эволюции нашей планеты. Наконец, если зарождение и динамика плюмов регулируется не только термальными процессами, но и химической неоднородностью мантии, то процессы рециклинга и, в частности, рециклинга летучих могли сыграть ключевую роль в поддержании плюмовой активности Земли.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64191, 02-05-64196, 04-05-65123), Программы Научные школы, грант НШ-1145.2003.5, ФЦНТП – проект 1.2 “Катастрофические процессы” (“Глобальные изменения природной среды и климата”), Программы № 5 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕОС, 2001. 407 с.
2. Иванов В.В. Комплексный геоэкологический подход к снижению противостояния человека и природы. М.: Изд-во ИМГРЭ, 2003. 61 с.
3. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолук В.В. и др. Роль магматизма в концентрации воды во внешних оболочках Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1998. С. 117–126.
4. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолук В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl , F , S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. № 2. С. 131–164.
5. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолук В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl , F , S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. № 6. С. 585–617.
6. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолук В.В., Дорофеева В.А., Мигдисов А.А. Баланс воды и хлора между мантией и внешними оболочками Земли // Геохимия. 2002. № 10. С. 1041–1070.
7. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 439 с.
8. Мигдисов А.А., Бреданова Н.В., Ярошевский А.А. Новые данные по распространности элементов в осадочной оболочке // Геохимия. 2005 (в печати).
9. Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 288 с.
10. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Концентрация фтора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1998. № 2. С. 147–157.
11. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иваницкий О.М. Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl , S , CO_2) в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 3. С. 391–393.
12. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иваницкий О.М., Савельева Н.И. Концентрация хлора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1995. № 6. С. 798–808.
13. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Дорофеева В.А. Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl , F , S , CO_2) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2000. № 5. С. 555–564.
14. Пуцаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
15. Пуцаровский Ю.М. Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004 (в печати).
16. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
17. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.
18. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.
19. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
20. Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое–кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–139.
21. Aggrey K.E., Muenow D.W., Batiza R. Volatile abundances in basaltic glasses from seamounts flanking the

- East Pacific Rise at 21° N and 12–14° N // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1988. Vol. 52. № 8. P. 2115–2119.
22. *Condie K.C.* Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Oxford, UK: Butterworth-Heinemann, 1997. 282 p.
23. *Davies J.H., Stevenson D.J.* Physical model of source region of subduction zone volcanics // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B2. P. 2037–2070.
24. *Dickinson W.R., Luth W.C.* A model for plate tectonic evolution of mantle layers // *Science*. 1971. Vol. 174. P. 400–404.
25. *Fyfe W.S.* The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? // *Chem. Geol.* 1978. Vol. 23. P. 89–114.
26. *Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. Vol. 385. P. 219–229.
27. *Jambon A.* Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements // *Carroll M.R., Holloway J.R., eds // Volatiles in magmas. Rev. Mineral.* 1994. Vol. 30. P. 480–517.
28. *Maruyama S.* Plume tectonics // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1994. Vol. 100. № 1. P. 24–49.
29. *Michael P.* Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O // *Earth Planetary Sci. Lett.* 1995. Vol. 131. P. 301–320.
30. *Michael P.J., Schilling J.-G.* Chlorine in mid-ocean ridge magmas: Evidence for assimilation of seawater-influenced components // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1989. Vol. 53. P. 3131–3143.
31. *Peacock S.M.* Fluid processes in subduction zones // *Science*. 1990. Vol. 248. P. 329–337.
32. *Reymer A., Schubert G.* Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. P. 63–77.
33. *Ronov A.B., Jaroshevsky A.A., Migdisov A.A.* Chemical structure of the Earth's crust and major element geochemical balance // *International Geological Reviews*. 1991. № 10. P. 941–1031. № 11. P. 1032–1085.
34. *Staudigel H., King S.D.* Ultrafast subduction: the key to slab recycling efficiency and mantle differentiation? // *EPSL*. 1992. Vol. 109. P. 517–530.
35. *Volatiles in magmas / Carroll M.R., Holloway J.R., eds // Rev. Mineral.* 1994. Vol. 30. 550 p.
36. *Windley B.F.* The evolving continents. Chichester–New York–Brisbane–Toronto–Singapore: John Wiley and Sons, 1995. 526 p.

Рецензенты: В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов

Geodynamics, Flows of Volatile Components, and Their Exchange between the Mantle and the Upper Earth's Shells

V. V. Yarmolyuk¹, V. I. Kovalenko¹, and V. B. Naumov²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*
e-mail: volya@igem.ru

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKhI), Russian Academy of Sciences, ul. Kosygina 19, Moscow, 119991 Russia*

Abstract—The distribution of flows of volatile components between the mantle and the upper shells of the Earth, including the crust, hydrosphere and atmosphere, has been analyzed. The analysis is based on the idea that the masses of volatile components removed together with magmatic melts to the Earth's surface, their masses submerged along with the subducted lithosphere, and the masses of volatiles contained in the upper shells are mutually balanced. The leading role of plate tectonics and mantle plumes in formation of the Earth's crust was accepted as a geodynamic background of such balance. It was also assumed that the rates of geological processes varied insignificantly through time. Summarizing the water, chlorine, fluorine, and sulfur contents in melt inclusions and quenched glasses that mimic compositions of natural magmas, we estimated the average volatile contents in the magmatic melts related to the major geodynamic settings including mid-ocean ridges, oceanic islands and lava plateaus, island arcs and active continental margins, and intracontinental igneous provinces. Based on these estimates, the masses of volatiles removed along with melts to the Earth's surface have been assessed, beginning from the planet origination. A scope of the descending flows of volatiles were determined from information on abundances of volatile components in the crustal rocks and from masses of oceanic and continental crust subducted during the geological history. The balance obtained unequivocally indicates that the Earth had a thick primary exosphere mainly consisting of water, and to a lesser extent, of chlorine, whereas contributions of sulfur and fluorine were insignificant. The water mass in the primary exosphere was more than 1.5 times larger than in the present-day hydrosphere and crust. Subduction played the crucial role in the fate of protoocean. The amount of water, which was taken in the subduction zones, is comparable with its mass in all of the present-day outer shells. The balance calculations show that practically all chlorine of the primary Earth's exosphere, as well as the prevalent mass of sulfur and about 60% of fluorine released along with melts over the geological history were recycled through the subduction zones. The origin of enriched mantle sources that feed intraplate igneous provinces is also related to the recycled lithosphere. In particular, this is indicated by enrichment of magmas from oceanic islands and intracontinental igneous provinces in H₂O, Cl, and F relative to the melts from mid-ocean ridges more than 1.5, 2.5, and 4 times, respectively. Relationships between the thick primary hydrous exosphere of the Earth and its geodynamic evolution through the geological history are discussed.

УДК 551.248.2/550.34(235.211/212)

НЕОТЕКТОНИКА И МАНТИЙНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПАМИРО-ГИНДУКУШСКОГО РЕГИОНА

© 2005 г. Т. П. Иванова¹, В. Г. Трифионов²¹Институт динамики геосфер РАН, 117334, Москва, Ленинский просп., 38, корп. 6²Геологический институт РАН, 119017, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 17.05.2004 г.

Статья посвящена тектоническим аспектам проблемы формирования Памиро-Гиндукушской зоны промежуточных землетрясений. На основе анализа геологических материалов выстраивается модель развития региона на позднеколлизийном (неотектоническом) этапе, в котором различаются две стадии: ранняя – с конца эоцена до начала позднего миоцена и поздняя – с конца миоцена до голоцена. Стадии характеризуются различными термодинамическими и, соответственно, геодинамическими условиями, определившими разный стиль тектонических деформаций. На ранней стадии происходили дифференцированные латеральные перемещения тектонически расслоенной земной коры. Расслоению способствовал прогрев коры, выразившийся в интенсивном гранитном магматизме. На поздней стадии прогрев и расслоение, по-видимому, уменьшились и сменились более однородными латеральными перемещениями блоков и воздыманием территории. В результате латеральных перемещений фрагменты разновозрастной океанской коры оказались перекрыты блоками континентальной коры и вдавлены на глубины 40–70 км, что могло привести к их экзклитизации и погружению в мантию. Очаги мантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны возникают как результат снятия напряжений, накапливающихся в погружающихся фрагментах.

ВВЕДЕНИЕ

При анализе каталога сильных ($M_s \geq 5.7$) землетрясений центральной части Альпийско-Гималайского пояса [35] обращает внимание небольшая (100×150 км) область в Северо-Восточном Афганистане, ограниченная $36\text{--}37^\circ$ с.ш. и $69\text{--}71.5^\circ$ в.д., характеризующаяся аномально высоким количеством выделенной в XX в. сейсмической энергии – 20% энергии, выделенной всеми землетрясениями Альпийско-Гималайского пояса от Динаридов до Гималаев и Центральной Азии. Подавляющее большинство гипоцентров этого Гиндукушского сейсмического мегаочага сконцентрированы в верхней мантии на глубинах 110 ± 20 и $190\text{--}240$ (до $270\text{--}300$) км. К востоку от меридионального колена р. Пяндж эпицентры сильных мантийных землетрясений смещаются к северу (до 38° с.ш.) и в виде отдельных очагов прослеживаются до юго-восточного окончания Ташкурганской впадины, образуя вместе с Гиндукушским мегаочагом Памиро-Гиндукушскую сейсмофокальную зону. На Памире сильные землетрясения редки, количество выделенной ими энергии в сотни раз меньше, чем в Гиндукуше, а их очаги концентрируются в слое 110 ± 20 км.

Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона расположена в области интенсивных тектонических деформаций, связанных с закрытием Неотетиса. Коллизийные процессы на его северном фланге сопровождались вулканизмом и грандиозным по масштабу гранитообразованием, свиде-

тельствующим о прогреве земной коры. Прогрев мог способствовать ее расслоению по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств пород и дифференцированным латеральным перемещениям коровых пластин и блоков под действием разнонаправленного горизонтального сжатия. К концу миоцена это привело к существенным нарушениям изостатического равновесия, которые в сочетании с продолжавшимся сучиванием горных масс вызвали интенсивные и контрастные вертикальные движения.

В статье предпринята попытка объяснить феноменальную сейсмичность Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны особенностями неотектонического развития региона на основе анализа и обобщения геологических данных В.И. Буданова, В.С. Буртмана, М. Гагани, В.И. Дронова, Б.П. Пашкова, С.В. Руженцева, И.М. Сборщикова, П. Таппонье, В.А. Швольмана и других исследователей.

1. НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ И СМЕЩЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

Сложившаяся к настоящему времени тектоническая зональность Памиро-Гиндукушского региона [5, 9, 12, 25, 28, 40, 41, 45, 49] (рис. 1, 2), отражающая его коровую структуру, возникла в результате многократных деформаций на фоне поэтапного закрытия Тетиса. Современный структурный план окончательно оформился в поздне-

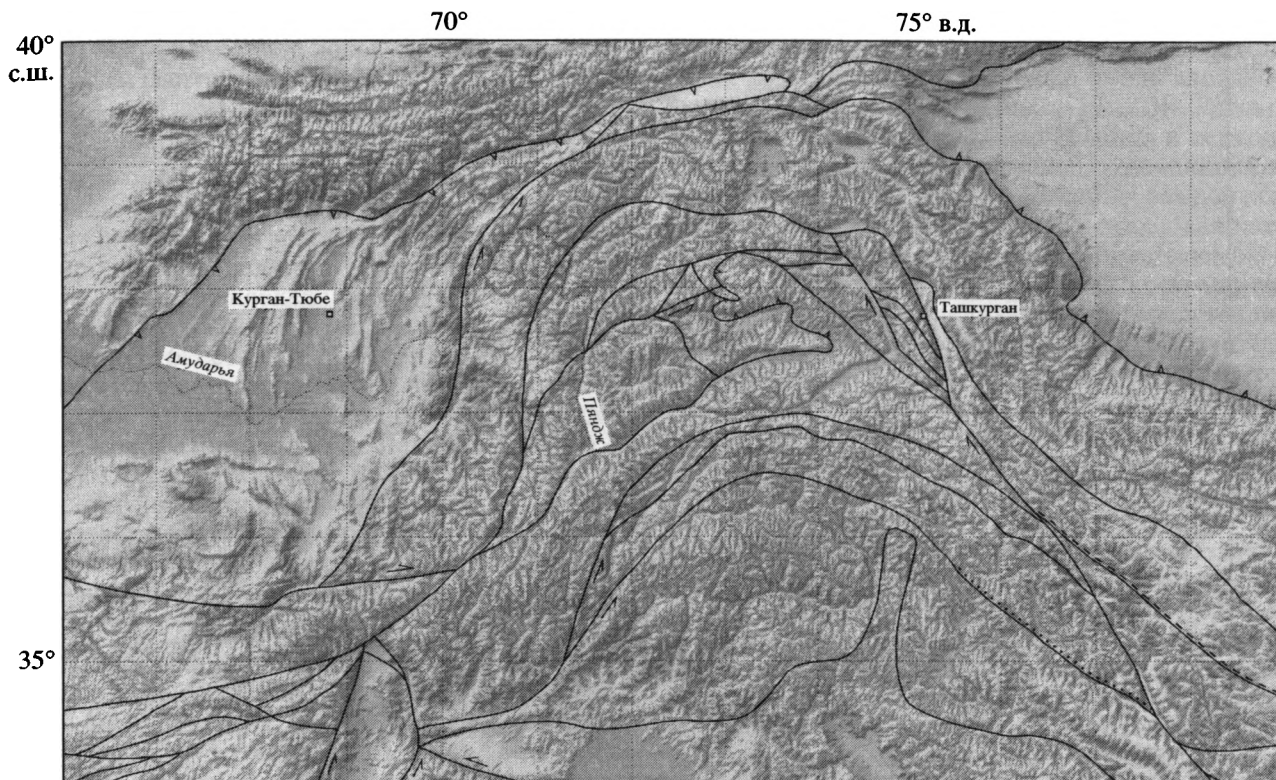


Рис. 1. Орографическая карта Памиро-Каракорумского региона и его окружения с нанесенными контурами тектонических зон

Обозначения тектонических зон см. на рис. 2

коллизийный этап, установившийся после замыкания Неотетиса и совпадающий с новейшим этапом в его традиционном понимании – с конца эоцена поныне [34]. Он разделяется на раннюю стадию (поздний эоцен–миоцен), когда прогрев и тектоническое расслоение коры были важнейшими факторами тектогенеза, и позднюю стадию, начавшуюся в конце миоцена, когда их роль уменьшилась и происходили интенсивные вертикальные движения.

1.1. Мезозойская зональность и ее деформация в ходе новейшего тектогенеза

В современной структуре востока Памира тектонические зоны образуют закономерный ряд, связанный с развитием раннего Мезотетиса. *Герциниды Северного Памира*, где основные структурообразующие процессы завершились к концу палеозоя, в триасе выступали в роли вулканической дуги на активном северном фланге бассейна с корой океанского типа. Дуга выражена триасовыми субдукционными гранитами и вулканитами известково-щелочного состава. Невулканической частью дуги, вероятно, служили континентальные блоки *Центрального Памира*, причленившиеся к герцинидам в перми после закрытия Палеотетиса и гетерогенные по истории развития

и строению коры. В рассматриваемой части региона Центральный Памир, представленный Музкольской зоной [28], имеет мощность коры 60–65 км, причем ее нижняя часть (около 35 км) сейсмически однородна [23, 30]. Сам бассейн обозначен *Пшартской сутурой*, верхнепермско-триасовый разрез которой сложен преимущественно глинистыми и кремнистыми сланцами, базальтами и андезито-базальтовыми лавами и туфами, причем в верхнетриасовой части разреза вулканические образования преобладают [25]. Он несогласно перекрыт норийскими (?) вулканогенно-терригенными породами с олистолитами палеозойских известняков. Севернее, в Западном Пшарте и на севере Дункельдинского блока, сохранились пермо-триасовые известняково-терригенные отложения с меньшим содержанием вулканогенных пород, представляющие северную периферию бассейна [25]. Его южную периферию представляет аллохтон *Юго-Восточного Памира*, где относительно глубоководные флишеидные фации пассивного склона бассейна сменяются к югу фациями карбонатной платформы [26, 28]. И те, и другие продолжают в Нуристан [10]. Общность раннеколлизийного развития Пшарта и Юго-Восточного Памира–Нуристана проявилась в предъюрском несогласии [25] и присутствии мелового орогенного комплекса [39].

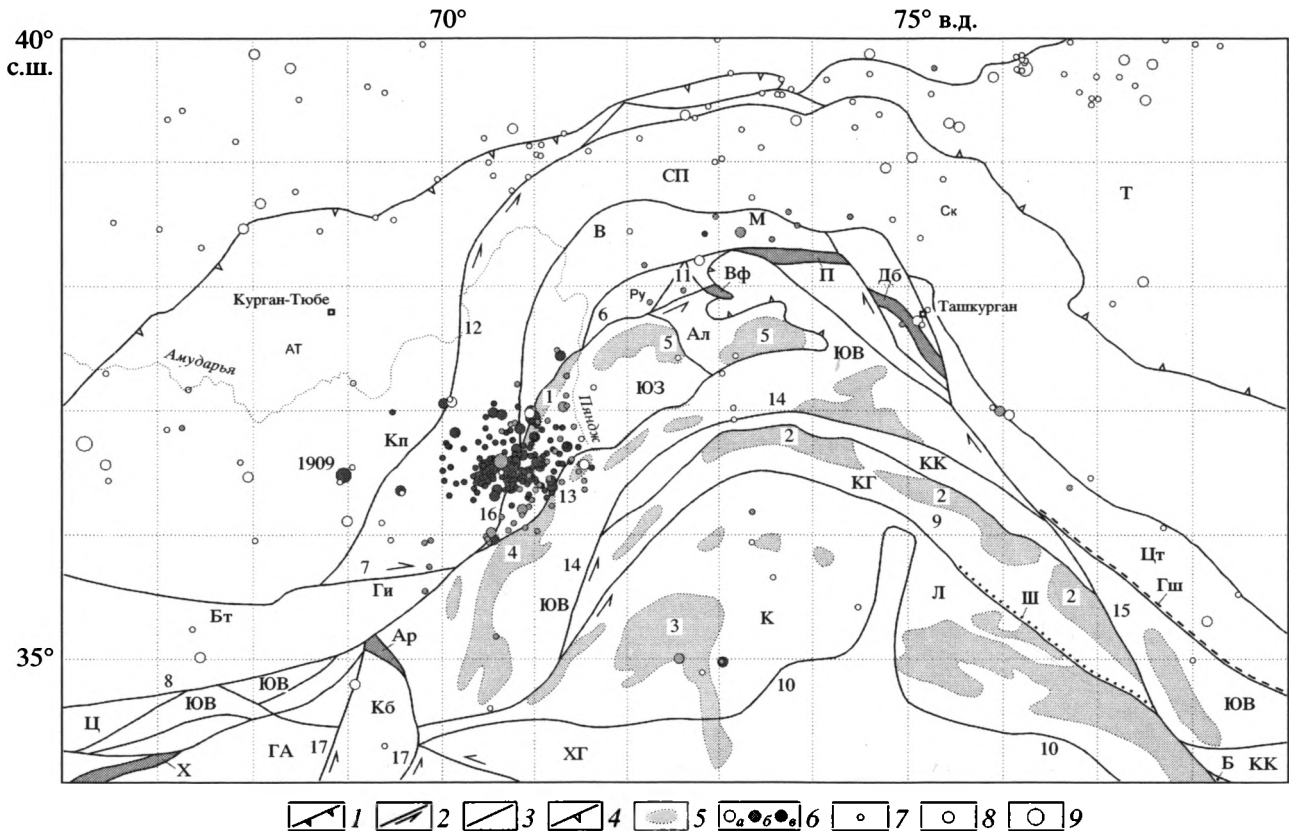


Рис. 2. Карта тектонической зональности [5, 12, 25, 28, 40, 45, 49], гранитного магматизма [9, 43] и эпицентров сильных ($M_s \geq 5.7$) землетрясений [35] Памиро-Каракурумского региона

1 – тектонические покровы и надвиги; 2 – сдвиги; 3 – прочие крупные разломы; 4 – границы впадин; 5 – гранитные батолиты, продолжавшие развиваться в миоцене; 6 – эпицентры землетрясений с очагами на глубинах $h < 70$ км (а), $70 > h > 150$ км (б) и $h > 150$ км (в); 7–9 – магнитуды землетрясений: 7 – $M_s = 5.7–6.5$; 8 – $M_s = 6.6–7.4$; 9 – $M_s = 7.5–8.3$.

Тектонические зоны: АТ – Афгано-Таджикская депрессия, в которой обособлен Кулябский прогиб (Кп); Т – Таримская впадина; СП – зона Северного Памира и ее продолжения; Ск – Северо-Западный Куньлунь, Ги – Западный Гиндукуш и Бт – Банди-Туркестан; зоны центральнопамирского типа: М – Музкольская, В – Ванская, ЮЗ – Юго-Западный Памир – Бадахшан, Ал – Аличурский блок, Ру – Рушанская зона, Кб – Кабульский блок, Цг – продолжение зон центральнопамирского типа в Тибете, Ц – фрагменты центральнопамирского типа в зоне Гератского разлома в Афганистане; П – Пшартская сутура и ее продолжения (выделены темно-серым цветом): Дб – Дункельдинский блок, Гш – предполагаемое продолжение в Тибете, восточнее переходящее в сутуру Ганмацо-Шуанху, Вф – Ватасайфский фрагмент, Ар – офиолиты Альтимур, Х – зона Хашруд; ЮВ – зона Юго-Восточного Памира – Нуристана и ее продолжения в Тибете и Афганистане; КК – зона Северного Каракурума и ее продолжение в Тибете; Га – Гильменд-Аргандбский массив; КГ – зона Южного Каракурума и Восточного Гиндукуша; Ш – сутура Шинок и Б – сутура Бангун; К – Кохистан и Л – Ладакх; ХГ – Хазарский массив Гималаев. **Батолиты:** 1 – Багаракский, 2 – Каракурумский, 3 – Кохистанский, 4 – Лагманский, 5 – Шугнанский.

Разломы: 6 – Аличурский надвиг, 7 – Андарабский сдвиг, 8 – зона Гератского (Главного Герирудского) разлома, 9 – Главный Каракурумский надвиг, 10 – Главный мантийный надвиг, 11 – Гунтский, 12 – Дарвазский взбросо-сдвиг, 13 – Зебак, 14 – Кунар-Ташкупрукская зона, 15 – Памиро-Каракурумский сдвиг, 16 – Центрально-Памирский, 17 – Чаманский сдвиг

Далее к югу последовательно выделяются тектонические зоны, связанные с поздним Мезотетисом и Неотетисом:

– **Северный Каракурум** с кембро-протерозойским континентальным основанием, полициклическим ордовик-юрским чехлом, в котором карбонаты преобладают над терригенными отложениями, и следами среднемиловый орогении [45];

– **южная часть Каракурума и Восточного Гиндукуша** с интенсивным проявлением регио-

нального метаморфизма, вмещающая на севере осевой батолит и ограниченная с юга Главным Каракурумским надвигом [45], в зоне которого на юго-востоке выделяется **сутура Шинок** – представленный офиолитовым меланжем реликт задугового (?) бассейна позднего Мезотетиса, закрывшегося в середине мела [49];

– **Кохистан и Ладакх** – включающая крупные гранитные батолиты вулканическая дуга Неотетиса, основание которой (ультрамафиты и грана-

товые гранулиты, выше амфиболиты и габбро-нориты) вскрыто на юге зоны, где она ограничена Главным мантийным надвигом [37].

Описанная зональность Памиро–Каракорума, очевидно, свидетельствует о том, что с конца мезозоя (и, в частности, в новейшее время) относительное положение зон принципиально не изменилось. При их сопоставлении с афганскими зонами наиболее определенно выделяются, с одной стороны, аналоги наследующей герциниды вулканической дуги раннего Мезотетиса в Гиндукуше и Банди-Туркестане и, с другой стороны, офиолитовая зона Кветты – сутура Неотетиса, основанно сопоставляемая с офиолитами зоны Инда–Цангпо, которая продолжает Ладакх на юго-восток [46]. С Пшартской сутурой может быть сходен аллохтонный офиолитовый меланж Альтимур на севере Кабульского блока, сложенный перидотитами, подушечными лавами, туфами и кремнями, перекрытыми известняками с юрской (?) фауной плохой сохранности [50].

Западнее, в Центральном Афганистане, от зоны Гератского (Главного Герирудского) разлома на юго-запад отходит зона офиолитов Хашруд. Ее верхнеюрско-готеривский разрез сложен основными и средними вулканидами, сменяющимися сверху песчано-сланцевыми отложениями; широко представлены гипербазиты и производные габбро-диоритовой формации [10]. Предполагается, что этот разрез сформировался в прогибе с корой океанского типа [29]. Тот факт, что на северо-западной периферии прогиба под верхнеюрскими вулканидами залегают рэт-лейасовые песчаники и сланцы и верхнепермско-норитовые карбонатно-терригенные породы, чередующиеся с вулканидами основного и среднего состава [10], свидетельствует о близком времени заложения Хашрудского и Пшартского бассейнов. Можно допустить, что хашрудские офиолиты являются реликтом продолжения Пшартского бассейна, развитие которого здесь, в отличие от Памира, продолжалось в юрское и раннемеловое время. Оно завершилось к середине мела, на что указывает несогласное залегание карбонатно-терригенных, частично красноцветных отложений апта–верхнего мела.

Тектонические блоки с элементами строения, сходными с Юго-Восточным Памиром и Нуристаном, отмечены в зоне Гератского (Главного Герирудского) разлома. М. Гаетани [45] отмечает сходство осадочного чехла Северного Каракорума с Гильменд-Аргандабским континентальным массивом, ограниченным с северо-запада офиолитами Хашруда, тогда как Шиокской сутуре соответствует по возрасту Тарнакская сутура на юго-восточном фланге массива [29].

Таким образом, при отсутствии полного тождества мезозойская зональность Памира и Афга-

нистана сходна. Однако большинство зон, которые могут рассматриваться как аналоги, тектонически разобщены нарушениями вдоль западного фланга Памира и Бадахшана [9, 10]. Здесь, в Ванчской зоне Центрального Памира и тектонических чешуях Рушанской зоны, отвечающей северному краю Пшартского бассейна, земная кора утонена (50–55 км) и ее гранито-гнейсовая часть (около 35 км) покоится на слое, определяемом по скоростям сейсмических волн как “коро-мантийная смесь” [38]. Последняя может представлять собой реликт океанской коры раннего Мезотетиса. Ванчская и Рушанская зоны к юго-западу тектонически выклиниваются, и продолжение зоны Северного Памира по крутопадающему Центрально-Памирскому разлому граничит с архейским метаморфическим массивом Юго-Западного Памира – Бадахшана. Еще в докембрии произошло сдвигание его разреза, вызванное продвижением шахдаринской серии на горанскую с обособлением на их контакте пластин пород хоргольской свиты, сформировавшихся в нижнекоровых условиях, близких к границе *M* [3, 14, 28]. Контакты массива с соседними зонами либо тектонические, либо залечены кайнозойскими гранитами, причем его окраины испытали максимальную кайнозойскую тектоно-метаморфическую переработку [3]. Северный Каракорум и Гельменд-Аргандабский массив, а также Нуристан и его возможное продолжение в зоне Гератского разлома разделены Кабульским блоком. На его докембрийском фундаменте залегают метатерригенный комплекс верхов докембрия и низов палеозоя и верхнепалеозойский комплекс, в составе которого присутствуют карбонаты верхней перми-нория. Этим Кабульский блок сходен с Музкольской зоной Центрального Памира [10, 25].

Если Кабульский блок изучен слабо, то о массиве Юго-Западного Памира – Бадахшана данных больше. Вдоль его тектонической юго-восточной границы с Нуристаном протягивается Лагманский батолит, датируемый олигоценом–миоценом (до 16.5 млн. лет) [10]. Севернее, вдоль границы массива с Центральным Памиром, вытянут Багаракский батолит (32–19.5 млн. лет [10]), характер контактов которого (интрузивный на северо-западе и инъекционный на юго-востоке) дает основание предполагать погружение границы под выходы архея [14]. Восточнее, на границе докембрия с Рушанской зоной, такой же наклон Аличурского надвига фиксируется геологическими наблюдениями [26]. К югу от Аличурского надвига между выходами архея и аллохтона Юго-Восточного Памира вскрыта докембрийско-палеозойская метаморфическая аличурская серия, к востоку от которой сохранился “Ватасайфский” фрагмент Пшартской сутуры, где вулканогенный триас несогласно перекрыт юрскими отложениями [24, 25]. Границы всех комплексов тектони-

ческие или замаскированы гранитами. Для крупнейшего пограничного Шугнанского батолита определен радиоизотопный возраст – 32–21 млн. лет; примерно тогда же (32–9 млн. лет назад) древние толщи испытали повторный метаморфизм [39].

Описанные соотношения позволяют предположить, что массив Юго-Западного Памира занял современное положение лишь в новейшее время и приведенные даты, как и возраст других пограничных батолитов, соответствуют времени тектонического сближения зон Юго-Западного и Юго-Восточного Памира. Мы предполагаем, что при сближении триасово-юрские фациальные зоны Юго-Восточного Памира, первоначально параллельные Пшартской сутуре, были изогнуты и сформировали дугу с западным краем, параллельным границе Юго-Западного Памира. Судя по величине изгиба, амплитуда смещения Юго-Западного Памира к востоку или северо-востоку могла превысить 150 км. При этом осадочные толщи Юго-Восточного Памира подверглись покровообразованию, на которое позднее, в плиоцен-четвертичное время, наложился сдвиговый перемещения [26]. В изгиб была вовлечена и Пшартская сутура, на что указывает положение ее “Ватасифского” фрагмента. Изменил положение и был деформирован также участок с выходами аличурской серии, возможно, являющийся погруженным продолжением зоны Юго-Западного Памира.

По геофизическим данным, вскрытый на Юго-Западном Памире гранито-гнейсовый комплекс имеет мощность 25 км при общей мощности коры около 60 км [14]. По-видимому, часть перемещенного комплекса перекрыла кристаллическое основание Юго-Восточного Памира мощностью более 30 км. Для определения первичного структурного положения комплекса важно, что он не мог быть элементом зоны Северного Памира, поскольку в его составе отсутствуют характерные для этой зоны проявления палеозойского и раннемезозойского магматизма. Вероятно, он был частью зоны Центрального Памира.

Докембрийский обломочный материал с Юго-Западного Памира отсутствует в верхнемезозойских и нижнекайнозойских разрезах соседних зон и впервые появляется в непосредственной близости от массива лишь в олигоценовых отложениях [39]. Отсюда следует, что докембрийский комплекс первоначально был покрыт осадочным чехлом, реликты которого представлены пермотриасовыми отложениями центральнопамирского типа в зоне разлома Зебак на южном фланге массива [10]. С этим может быть связано происхождение аллохтона Ванч-Музкольского сегмента зоны Центрального Памира, покровная структура которого является новейшим образованием, поскольку в ней участвуют верхний мел и палео-

ген [28]. По мнению С.В. Руженцева [27], лежащие складки, характерные для ранней стадии деформации, начали формироваться здесь в середине мела или палеогене и продолжали развиваться до неогена включительно, поскольку ими оказались охвачены палеогеновые отложения. Позднее, уже в новейшее время, произошло шарьирование структур осадочного чехла Ванчской зоны, где сформировались корневые пояса покровов, на более южные и восточные области Центрального Памира, включая Музкольскую зону. Однако Ю.Г. Леонов и С.П. Сигачев [16, 17, 31] привели убедительные структурные данные о движении покровов с юга. Б.Р. Пашков и В.И. Буданов [25] высказали предположение, что они происходят из Кунар-Ташкупрукской зоны, расположенной на границе Юго-Восточного Памира и Каракорума. Мы допускаем, что обсуждаемые покровы имели более близкий источник, представляя собой сорванный чехол перемещенного Юго-Западного Памира – Бадахшана. Срыву чехла способствовали прогрев и расслоение массива, отразившиеся в интенсивном кайнозойском гранитообразовании (Шугнанский батолит), и воздымание, последовавшее за утолщением коры.

Таким образом, наибольшие нарушения мезозойской тектонической зональности, обусловленные новейшими деформациями и смещениями, тяготеют к границе Памиро-Каракорума и Афганистана и связаны, прежде всего, с перемещением Юго-Западного Памира – Бадахшана. Именно в этой зоне нарушений на стыке продолжения герцинид Северного Памира и архейских толщ находится Гиндукушский мегаочаг мантийных землетрясений.

1.2. Памир и Афгано-Таджикская депрессия

По обе стороны от выгнутой к северу зоны Северного Памира расположены Афгано-Таджикская и Таримская впадины, заполненные позднекайнозойской молассой. Таримская впадина в значительной своей части залегает на докембрийском фундаменте. Афгано-Таджикская депрессия представляет собой осадочный бассейн на консолидированном к концу палеозоя гетерогенном фундаменте, в основе которого, возможно, также находится древний кристаллический массив. Депрессия сложена мощной (до 18 км) серией мелководных и континентальных, а со второй половины олигоцена только континентальных отложений. Меловые и кайнозойские толщи, сходные с отложениями депрессии, протягиваются вдоль северного фланга Памира, образуя его Внешнюю зону. На северо-востоке зона Северного Памира надвинута на молассу Таримской впадины [44], с чем, возможно, связано утолщение его коры до 75–80 км [23, 30]. Западнее Северный Памир надвинут на Внешнюю зону, что определило ее со-

временную структуру [21]. Надвиганию способствовало наличие под кристаллическими породами Северного Памира на глубинах 5–10 км кровли волновода со скоростями сейсмических волн $V_p = 6.0\text{--}6.3$ км/с [23, 33, 38].

Параллельно с надвиганием развивалась складчатая структура Афгано-Таджикской депрессии, в формировании которой важную роль сыграл срыв мелового–миоценового чехла мощностью 5–6 км по мальмскому соленосному горизонту [2, 13]. Рост складок в значительной мере приходится на позднюю стадию новейшего этапа, поскольку первое региональное несогласие в молассовом комплексе депрессии, отразившее рост складок, относится к концу миоцена. В ходе складчатости бассейн осадконакопления дифференцировался и в его восточной части, Кулябском прогибе, мощность плиоцен–четвертичных отложений достигла 11 км при общей мощности чехла 17 км. Складкообразование и накопление новейшей молассы преобразовали кору депрессии. О ее строении в мелу и палеогене можно судить по разрезу района г. Курган-Тюбе, подвергнутому наименьшему преобразованию. Здесь мощность коры – около 35 км, а ее кристаллическая часть не толще 20 км [14].

Принципиальным для оценки неотектонических деформаций региона является амплитуда надвигания Северного Памира на соседние впадины. В.С. Буртман [4], опираясь на палеомагнитное изучение меловых–палеогеновых отложений депрессии [1] и данные их фациального анализа, пришел к выводу, что Северный Памир перекрыл восточную часть мелового–палеогенового прогиба примерно на 300 км. При этом чехол испытал общий срыв, сформировав складки в сохранившейся части депрессии [2, 4]. Мы допускаем, что амплитуда перекрытия могла быть меньше, особенно на востоке Памира, поскольку, во-первых, меловой–палеогеновый прогиб мог сужаться к востоку еще до неотектонического этапа из-за облекания герцинидами древних массивов. Во-вторых, возможности перекрытия на западе Памира, где герцинский комплекс надвигался на утоненную кору центральной части депрессии, были больше, чем на востоке, где такого утонения не было. Что же касается механизма складчатости в результате общего срыва и смещения осадочного чехла, то он может быть приемлем лишь для северной части депрессии, но становится сомнительным южнее, где отдельные сорванные антиклинальные зоны разделены обширными почти недеформированными впадинами. Поэтому был предложен более сложный механизм складчатости, частично связывающий ее с изменением объема осадочных пород в результате химических преобразований [13].

Таким образом, факт надвигания Северного Памира на Афгано-Таджикскую депрессию и частичного перекрытия им ее восточной части несомненен, но амплитуда надвигания остается дискуссионной. Во всяком случае, она была не меньше 100 км, и это, как показано дальше, существенно для определения источника мантийных землетрясений Памира.

1.3. Новейшая геодинамика Памиро-Гиндукушского региона

Формирование новейшей структуры Памирского региона происходило в условиях горизонтального сжатия. В поисках его источника обычно обращают внимание на коллизионное давление Пенджабского клина Индийской плиты, с которым согласуются дугообразный изгиб памирских зон (на 350–400 км для зоны Северного Памира) и проявления меридионального сжатия и укорочения в субширотных надвигах и складках, с которыми сопряжены левосдвиговые перемещения по Дарвазскому разлому и правые сдвиги Юго-Восточного Памира. Однако дугообразный изгиб более южных тектонических зон Каракумура и Кохистан–Ладакха имеет амплитуду лишь 200 км и конформен северному краю Индийской плиты, что допускает возможность его частичного формирования еще до начала новейшего этапа непосредственно после замыкания Неотетиса.

Вместе с тем, на западном и восточном флангах Памира проявлено субширотное новейшее сжатие и укорочение. На западе, где гиндукушские и североафганские герциниды смыкаются с зонами Юго-Западного Памира – Бадахшана и Центрального Памира, это субмеридиональные крутые клинья, чешуи и сжатые складки со следами поперечного сплющивания пород, а в Северо-Западном Куньлуне – признаки надвигания герцинид на Таримскую впадину. Таким образом, новейшая структура Памира сформировалась в условиях разнонаправленного сжатия.

Столь сложный структурный рисунок Памирского региона мог возникнуть при изменении геодинамических условий в ходе новейшего тектогенеза. На ранней стадии неотектонического этапа, в конце эоцена, олигоцене и начале миоцена, имел место значительный, хотя и неравномерный прогрев земной коры, проявившийся в формировании многочисленных крупных батолитов как вдоль разломных границ, так и в осевых частях тектонических поднятий. Эти батолиты, Кохистанский, Ладакхский, Каракорумский, Шугнанский и другие, начали формироваться еще в меловое или палеогеновое время, с возникновением коллизионных условий в соответствующей тектонической зоне, но продолжали развиваться до миоцена, причем в некоторых батолитах на позднеколлизионный (новейший) этап приходятся основные

фазы гранитообразования. Прогрев способствовал отслоению коровых пластин по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств пород и их дифференцированным латеральным перемещениям. Иначе проявился прогрев в утоненной коре Афгано-Таджикской депрессии, где он, вероятно, привел к растяжению, выразившемуся на южном фланге депрессии в новейшем вулканизме, интенсивном на ранней стадии новейшего этапа, но продолжавшемся и позднее, до середины плейстоцена [10]. На поздней стадии новейшего этапа, с конца миоцена, прогрев земной коры ослабел, она стала более однородной по физическим свойствам. Тем самым уменьшились возможности для тектонической расслоенности.

На этом фоне реконструируются изменения направления максимального латерального сжатия орогенического пояса (рис. 3), аналогичные изменениям в области Аравийско-Евразийской коллизии [34]. Вероятно, с конца эоцена до начала миоцена (примерно 40–20 млн. лет назад) на северном и западном флангах Индийской плиты ось наибольшего сжатия была ориентирована на СЗ–ЮВ. Интенсивное поперечное укорочение проявилось в северной части зоны Кветты, где был смят эоценовый прогиб Катаваз и возникли тектонические покровы и надвиги северо-восточного простирания в офиолитовых зонах Хоста, Тарнака и Хашруда [10, 29, 50]. С ними были сопряжены правосдвиговые перемещения вдоль субширотной Гератской зоны разломов, по которой сутура Хашруд смещена относительно офиолитов Альтимур на 150 км. Источником правого сдвига могло быть также растяжение Афгано-Таджикской депрессии, реализовавшееся смещением по широтному Андарабскому разлому на 40 км [10].

В области наибольшего сужения орогенического пояса между западной частью Хазарского массива Гималаев и выступающим юго-восточным краем Туранской плиты при интенсивном прогреве и реологическом расслоении коры могли возникнуть условия для раздробления и отжимания коровых масс в стороны от этой области. Массив Юго-Западного Памира – Бадахшана, до того бывший частью зоны Центрального Памира, сместился к востоку, что привело к срыву и сигмоидальному изгибу Пшартской сутуры и структурно-фациальных зон Юго-Восточного Памира, где начали формироваться тектонические покровы, тогда как осадочный чехол Юго-Западного Памира был сорван и сформировал покровы Ванч-Музкольского сегмента Центрального Памира. Возможно, тогда же Кабульский блок сместился на юг, отделив Нуристан от его западного продолжения и разобив Каракорум и Гельменд-Аргандабский массив.

С конца раннего до конца позднего миоцена (20–8 млн. лет назад) направление движения Ин-

дийской плиты и, соответственно, наибольшего сжатия и укорочения пояса стало северо-восточным. Это проявилось в фазах надвигообразования, гранитизации и метаморфизма в Гималаях и Каракоруме [8, 12, 48] и вулканизме Тибета. Вовлеченные в интенсивные деформации Тибет и Цайдам, в свою очередь, могли воздействовать на Таримский массив. Вдоль его юго-восточной границы возникла Алтынтагская левосдвиговая зона, отчего дрейф Тарима имел существенную западную компоненту и оказывал сжимающее воздействие на Памир. В северо-восточный дрейф был вовлечен и Центральный Афганистан, к северу от которого, вдоль зон Гератского и продолжавшего его Гунтского разломов, происходили левосдвиговые перемещения, отчего амплитуда смещения Юго-Западного Памира – Бадахшана возросла и усилились связанные с ним деформации соседних зон, в частности, окончательно оформилась покровная структура Юго-Восточного Памира, а изогнувшаяся к северу зона Северного Памира стала надвигаться на Афгано-Таджикскую депрессию.

На поздней стадии новейшего этапа, когда земная кора региона гомогенизировалась по физическим свойствам, а направление давления Индийской плиты в памирском сечении орогенического пояса стало близким к меридиональному, развивались субширотные структуры сжатия и сопряженные с ними на восточном и западном флангах региона зоны сдвигов, движения по которым отмечаются до сих пор [36]. Вместе с тем, продолжалось субширотное сжатие Памира. С востока он испытывал давление Тарима, дрейф которого имел западную компоненту из-за левосдвиговых перемещений по Алтынтагскому разлому, скорость которых в четвертичное время достигла 1 см/год. Таджикско-Каракумский блок Туранской плиты мог испытывать встречное перемещение из-за правого сдвига вдоль Главного Копетдагского разлома (>2 мм/год в четвертичное время). Встречное движение флангов укорачивало Памир в широтном направлении и удлиняло в меридиональном, отчего зона Северного Памира надвигалась на Афгано-Таджикскую депрессию. Обусловленные этим сближение Памира с Тянь-Шанем и отток осадочных толщ из области наибольшего укорочения депрессии на запад происходят, по геодезическим и геологическим данным, до настоящего времени [11, 36].

Важнейшими событиями поздней стадии явились интенсивные вертикальные движения, амплитуда которых в течение лишь четвертичного периода превысила 6 км. Воздымание связано с продолжающимся скучиванием коровых масс и изостатическим выравниванием гравитационных неоднородностей, возникших на ранней стадии новейшего тектогенеза. Эти процессы были наиболее крупномасштабными на западе Памира, и

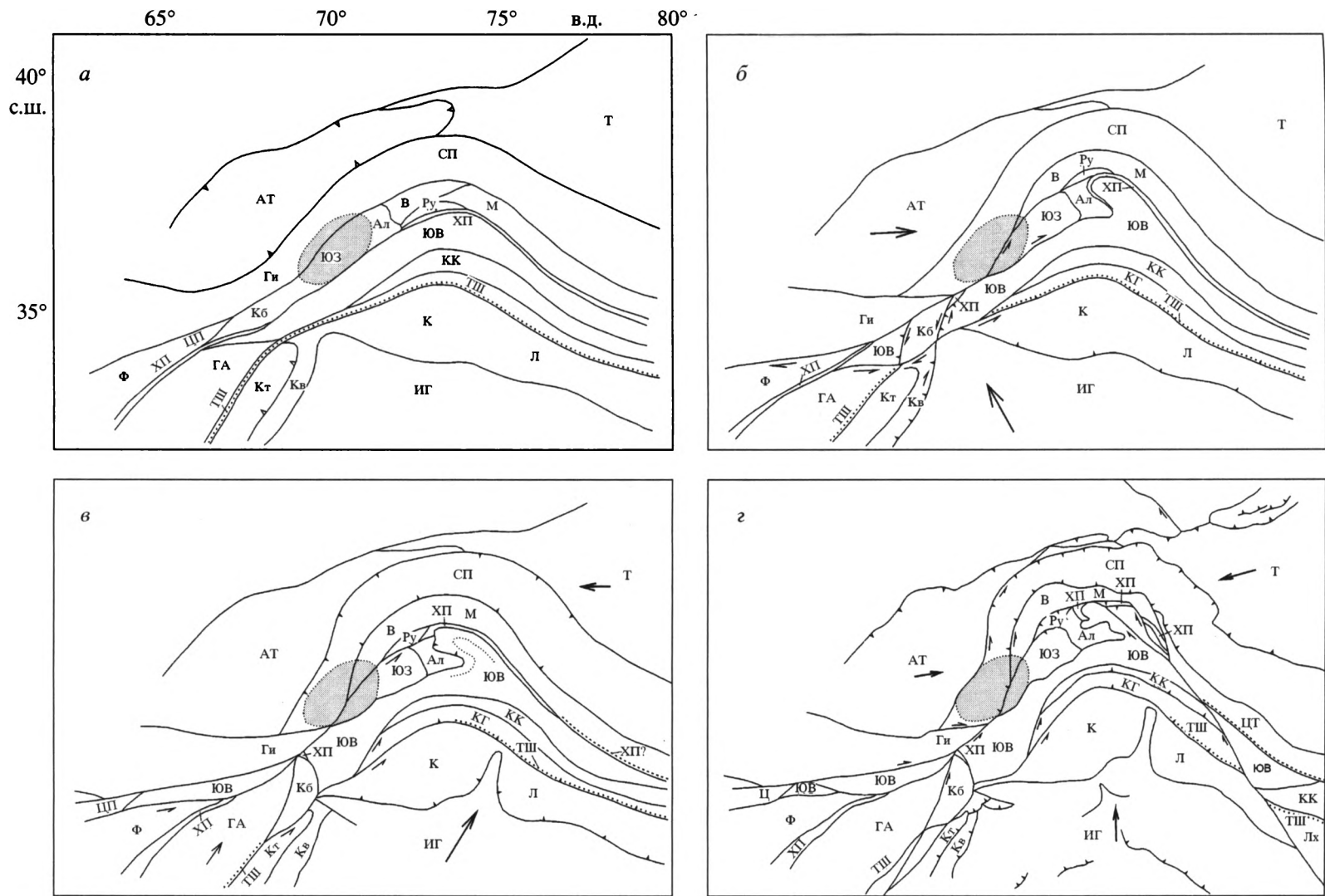


Рис. 3. Принципиальные схемы геодинамической обстановки и тектонической зональности Памиро-Каракорумского региона на разных стадиях новейшего тектогенеза: *а* – тектоническая зональность в конце эоцена; *б* – геодинамическая обстановка с конца эоцена до начала миоцена и тектоническая зональность к концу раннего миоцена; *в* – геодинамическая обстановка с конца раннего миоцена до позднего миоцена и тектоническая зональность к концу миоцена; *2* – геодинамическая обстановка с конца миоцена по настоящее время и современная тектоническая зональность

ИГ – Индийская платформа и Гималаи; Кт – прогиб Катаваз; Кв – зона Кветты, включая офиолиты Хоста; Лх – блок Лхаса; ТШ – сutura Гарнак–Шиок–Бангун; Ф – Фарахрудская зона; ХП – сutura Хашруд–Альтимур–Пшарт. Стрелки показывают направления сжатия. Темным цветом выделена область Гиндукушского сейсмического мегаочага. Остальные обозначения см. на рис. 2

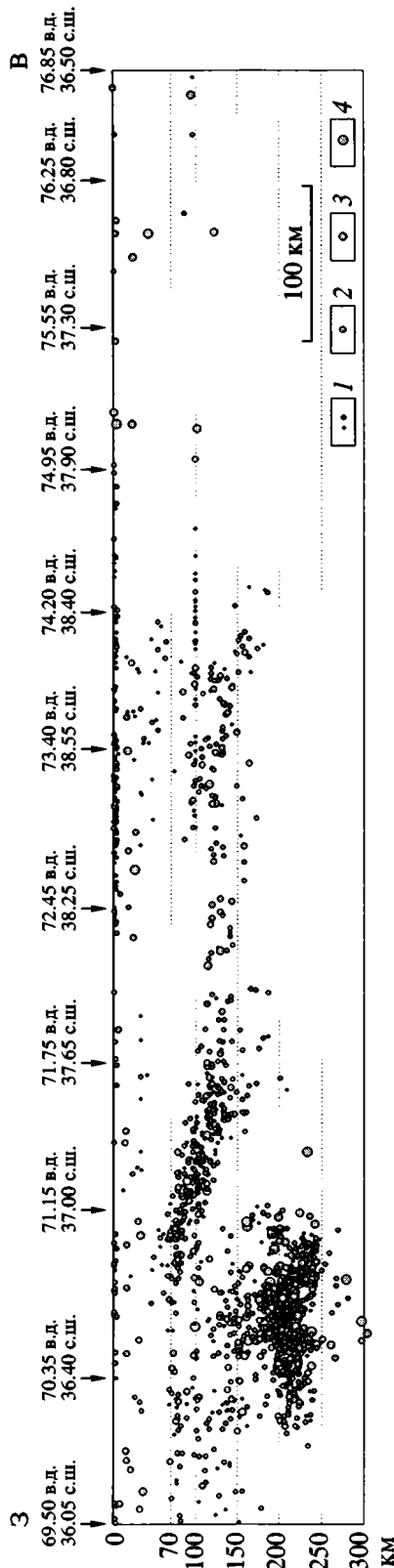


Рис. 4. Расположение гипоцентров землетрясений на профиле вдоль Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны; составил Д.М. Бачманов по каталогу [32]
 1–4 – магнитуды землетрясений: 1 – $M_s \geq 5.7$; 2 – $M_s = 5.7-6.5$; 3 – $M_s = 6.6-7.4$; 4 – $M_s = 7.5-8.3$

потому скорость его плиоцен-четвертичного вздымания выше, чем на Восточном Памире [15]. С поднятием связаны проявления четвертичного гравитационного надвигания на северном, западном и восточном флангах Памира и растяжения в его осевой части (депрессия оз. Каракуль). Наряду с вертикальными движениями, скупивание привело к вещественным и структурным преобразованиям на глубинных уровнях земной коры, что и явилось, по нашему мнению, причиной формирования Памиро-Гиндукушской зоны мантийных землетрясений.

2. ПАМИРО-ГИНДУКУШСКАЯ МАНТИЙНАЯ СЕЙСМОФОКАЛЬНАЯ ЗОНА

2.1. Геофизическая характеристика зоны

По сейсмологическим данным, включающим слабые события, Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона промежуточных землетрясений (рис. 4, см. рис. 2) представляет собой круто погружающуюся линзу переменной толщины и плотности гипоцентров [19]. В обеих частях зоны, гиндукушской и памирской, сильные землетрясения присутствуют на глубинах 110 ± 20 км. Ниже, на глубинах 130–170 км, мощность (толщина) сейсмогенерирующей линзы уменьшается. Сильные землетрясения под Памиром не происходят, а под Гиндукушем крайне редки. Еще глубже, на уровне 190–240 км, под Гиндукушем линза резко утолщается, число гипоцентров возрастает, а количество выделенной сейсмической энергии становится больше, чем в верхней части линзы. Сейсмогенез затухает с глубиной, но прослеживается до глубин 270–300 км. В памирской части зоны на глубинах около 200 км также отмечается утолщение линзы, но сильные землетрясения там не происходят, а количество выделенной сейсмической энергии меньше, чем в верхнем горизонте линзы.

Гиндукушская часть зоны весьма компактна. Если исключить из-за неточности определения координат сильнейшее землетрясение 07.07.1909 г. ($M_s = 8$; 36.5° с.ш.; 69° в.д.), то почти 95% эпицентров сильных землетрясений окажутся внутри изометричного контура $1.5 \times 1.5^\circ$, причем их наибольшее скопление группируется вокруг 36.5° с.ш. и 70.8° в.д. К этой области приурочено более 90% сильных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны и более 95% выделенной ими сейсмической энергии. На востоке, вблизи меридионального колена р. Пяндж (71.5° в.д.), мантийная сейсмичность резко снижается, землетрясения с $M_s \geq 5.7$ отсутствуют, а максимальная глубина гипоцентров сокращается до 150 км [18]. При этом область наибольшей активности смещается к северу до $37-38^\circ$ с.ш. Восточнее, в пределах Памира, мантийная сейсмичность возрастает, но остается су-

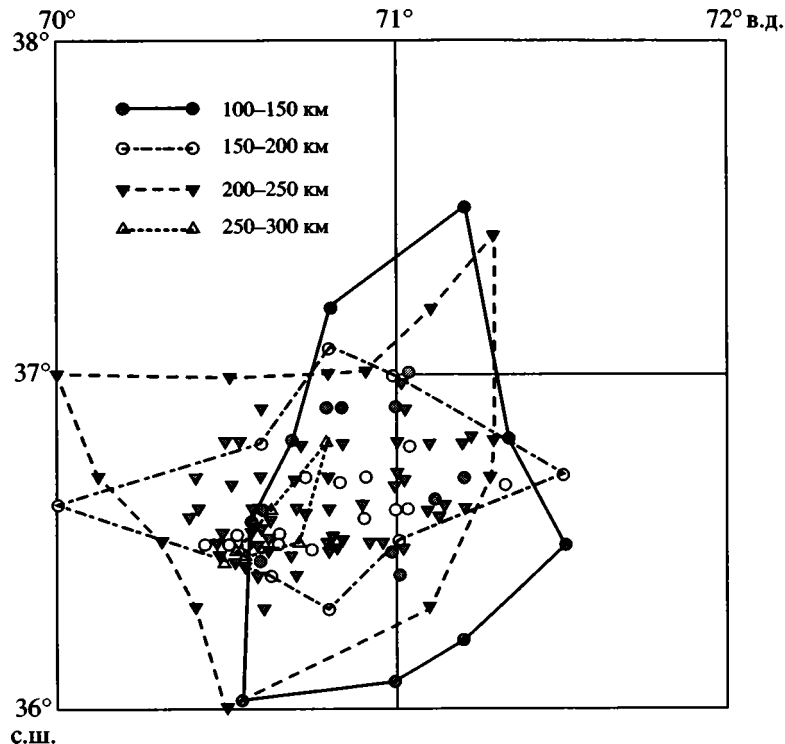


Рис. 5. Сопоставление положения гипоцентров землетрясений с магнитудами $M_s \geq 5.7$ [35] и контуров их распространения на разных глубинах Гиндукушского сейсмического мегаочага

щественно ниже, чем в Гиндукуше. Распределение землетрясений становится прерывистым, что особенно заметно для сильных событий, группирующихся в четыре компактные группы. Глубина очагов достигает 240–250 км, но плотность выделенной сейсмической энергии уступает Гиндукушской области не менее чем на три порядка [7].

А.А. Лукк и Л.П. Винник [18], проанализировавшие всю совокупность выявленных мантийных землетрясений обеих частей зоны, показали, что ее гиндукушская часть круто погружается на северо-запад, а памирская – столь же круто в южных румбах. Предпринятый нами анализ распределения гипоцентров только сильных землетрясений выявил близкое к вертикальному положение гиндукушской части зоны (рис. 5), а в памирской части оказался недостаточным для подобного рода заключений.

Скоростной разрез верхней мантии в Памиро-Гиндукушском регионе известен по данным ГСЗ [23, 30, 38] и результатам обработки кинематических параметров записи промежуточных землетрясений [6]. По обоим источникам отмечаются повышенные пластовые скорости продольных волн V_p и отношения V_p/V_s на глубинах 90–120 км и падение их значений на глубинах 120–150 км, что вполне согласуется с распределением сейсмичности на этих уровнях сейсмофокальной зоны. Глубже значения V_p/V_s возрастают в интерва-

ле глубин 150–200 км, а пластовые скорости V_p начинают возрастать на тех же глубинах и достигают более высоких значений глубже 200 км.

Особенно важны для понимания природы сейсмофокальной зоны латеральные неоднородности верхней мантии региона, которые исследовались двумя методами в различных их модификациях. Первый метод основан на измерении спектральных характеристик колебаний, регистрируемых на разных расстояниях и в разных направлениях от очагов местных промежуточных землетрясений. Этим методом выявлен обширный объем верхней мантии, заключающий в себя Памиро-Гиндукушскую зону и отличающийся аномально высокой добротностью [20].

Конкретизировать этот объем позволяет второй метод – сейсмического просвечивания, основанный на измерении времен пробега продольных волн от далеких землетрясений на сеть местных станций. С помощью этого метода выделен меньший по размеру мантийный объем, заключающий в себя всю гиндукушскую и в значительной мере памирскую части сейсмофокальной зоны, в пределах которого до глубин 300 км скорости распространения продольных волн оказываются на 0.3–0.4 км/с выше среднемировых [6, 18]. Согласно расчетам Г.А. Вострикова [7], основанным на разработанном им методе интерпретации параметров графиков повторяемости землетрясе-

ний и исследовании на этой основе пространственных вариаций сейсмического течения, в высокоскоростном объеме повышена эффективная вязкость горных пород. Объем ограничен верхне-мантийными массами, в которых средняя скорость продольных волн на 0.1–0.2 км/с ниже среднмировых.

А.В. Николаев и И.А. Санина [22], пользуясь методом сейсмического просвечивания, построили трехмерную скоростную модель сейсмофокальной зоны и ее окрестностей, где показали распределение мантийных объемов со скоростями продольных волн, в разной мере отличающимися от среднмировых на тех же глубинах. Потом эти аномалии были пересчитаны в абсолютные значения скоростей [47]. Выявленное поле скоростей в пределах сейсмофокальной зоны и к югу от нее характеризуется сложным чередованием высоко- и низкоскоростных объемов. Этот контраст наиболее значителен (до 11–12%) в гиндукушской части зоны. К северу от сейсмофокальной зоны подобные аномалии отсутствуют.

2.2. Сейсмофокальная зона как результат неотектонического развития

Очевидно, что горизонтальное укорочение верхней части земной коры, убедительно доказываемое для новейшего этапа развития региона как соотношениями геологических зон и тел, так и данными о современной геодинамике, не могло не сопровождаться таким же или ббльшим укорочением мантийной части литосферы. С этим так или иначе связывают все объяснения происхождения Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны.

Геофизическое и прежде всего сейсмологическое изучение зоны выявило повышенную по сравнению с окружающей мантией прочность пород зоны, что в сочетании с высокой скоростью современных деформаций приводит к сейсмогенерирующему разрушению пород [6, 7]. При допущении одинаковой скорости поперечного укорочения орогенического пояса на коровом и мантийном уровнях повышенную скорость мантийных деформаций, рассчитанную по сейсмологическим параметрам, пытались объяснять их концентрацией в меньшем по сравнению с земной корой объеме горных пород, что обосновывалось сопоставлением пространственного распределения коровых и мантийных землетрясений [21]. Повышенную прочность пород сейсмофокальной зоны связывали с субдукцией литосферных масс в глубь мантии, что аргументировалось падением сейсмофокальной зоны, северо-западным в ее гиндукушской части и южным в памирской [18, 42, 50]. Соответственно предполагалось, что в гиндукушской части океанская литосфера, тождественная материалу сутуры Инда-Цангпо, суб-

дуцирует под Гиндукуш, а в памирской части насыщенная мафическими компонентами литосфера продолжения Афгано-Таджикской депрессии субдуцирует под Памиро-Каракорум [50].

Однако “субдукционная” модель сейсмофокальной зоны встречает ряд возражений. Во-первых, данные о гипоцентрах сильных землетрясений указывают скорее на вертикальное, чем наклонное положение ее гиндукушской части. Во-вторых, положение предполагаемых зон субдукции никак не вытекает из структурных соотношений тектонических зон и данных о новейших смещениях, и остается необъясненным, почему сейсмофокальная зона находится там, где она есть, но отсутствует на продолжении тех же структур. Так, нет никаких геологических оснований, предполагающих современную субдукцию литосферы типа Инда-Цангпо, ограничивать ее районом Гиндукуша, но не распространять далее на восток, где для этого гораздо больше оснований, а сейсмофокальной зоны нет. Точно так же неясно, почему пододвигание субстрата Афгано-Таджикской депрессии под Памир проявилось только на востоке и не заметно в Гиндукуше, где оно геологически более вероятно, и почему скорость современных деформаций в сейсмофокальной зоне выше, чем в других активных структурах региона.

Вместе с тем, в рассмотренных гипотезах содержится продуктивное положение о связи мантийных землетрясений с мафическими элементами литосферы. Мы также придаем этому обстоятельству решающее значение, хотя и с иных позиций.

Гиндукушская область максимального скопления мантийных землетрясений, где выделилось наибольшее количество сейсмической энергии, а глубина очагов достигла 270 км, соответствует на земной поверхности смежным участкам гиндукушских герцинид, где преобладают выходы протерозойского основания, и в меньшей степени архейского массива Юго-Западного Памира – Бадахшана (см. рис. 2). Если признать, что до начала новейшего тектогенеза этот массив располагался, как минимум, на 150 км западнее и был частью континентальной коры зоны Центрального Памира между вулканической дугой и океаническим прогибом раннего Мезотетиса, то в районе его первоначального расположения на глубине могли сохраниться реликты перекрытой им океанской коры, представленной в скоростном разрезе соседней (Ванч-Язгулемской) части Центрального Памира “коро-мантийной” смесью мощностью около 15 км.

Другим источником мафического материала в той же области могли стать глубинные аналоги хорогской свиты, вскрытой сейчас в зоне тектонического контакта шахдаринской и горанской архейских серий Юго-Западного Памира. Хорогская свита имеет мощность 0.5–2 км и представлена, главным образом, амфиболовыми гнейсами и

гранатовыми амфиболитами с будинами эклогитов и эклогитизированных пород. С.В. Руженцев [28] рассматривает хорогскую свиту как основание континентальной земной коры надвинутой шахдаринской серии, а К.Т. Буданова и В.И. Буданов [3] видят в ней реликт мафического рифтогенного комплекса, раздавленного сомкнувшимися континентальными массивами, горанским и шахдаринским. В последнем случае объемы метабазитов под районом первоначального расположения комплекса могли быть особенно велики.

Наконец, в непосредственной близости от них могли находиться глубинные продолжения сутур герцинид, перекрытые пластинами континентальной коры.

Гиндукушское скопление эпицентров мантийных землетрясений совпадает с районом первоначального расположения перечисленных метабазитовых комплексов (см. рис. 3). Район выделяется как относительное понижение земной поверхности, занятое долинами левых притоков р. Пяндж, заполненными четвертичными отложениями. В ходе новейшего тектогенеза метабазиты были тектонически перекрыты мощными пластинами континентальной коры и вдавлены в мантию на глубины 40–70 км, где существовали условия для эклогитизации метабазитов – умеренно повышенная температура и высокое давление, обусловленное интенсивным латеральным сжатием и повышенной нагрузкой перекрывших континентальных масс. На эклогитизацию указывают петрологические исследования и анализ глубинных ксенолитов [14]. Утяжеленная эклогитизацией кора стала погружаться в относительно низкоскоростную и более теплую мантию, сохраняя относительно высокие вязкость и прочность, т.е. способность к накоплению упругих деформаций и хрупкому разрушению. Оно и служит источником мантийных землетрясений.

В более восточных районах Памиро-Гиндукушской зоны, где эпицентры мантийных землетрясений тяготеют к зоне Центрального Памира и ее границам с соседними зонами, источниками глубинных метабазитов, если учитывать срыв и смещение к северу верхнекоровых тектонических зон в ходе новейшего тектогенеза, могли стать как корни герцинских сутур, так и реликты Мезотетиса, погребенные под континентальной корой Центрального Памира. Поскольку латеральное сжатие было здесь в новейшее время слабее, чем в Гиндукуше, а крупные сиалические массивы не характерны и, соответственно, меньше литостатическая нагрузка перекрывающих континентальных масс, процессы эклогитизации протекали фрагментарно и не столь интенсивно. Поэтому мантийные землетрясения здесь гораздо слабее, сильные события фиксируются лишь на глубинах около 110 км и распределены крайне неравномерно.

В обе стороны от Памирской дуги – на востоке в Тибете и на западе в Афганистане тектонические зоны, идентифицируемые с памирскими, расширяются, что указывает на уменьшение интенсивности их новейшего скупивания и описанных последствий этого процесса. Вероятно, поэтому западнее Гиндукуша и восточнее г. Ташкуртана мантийный сейсмогенез практически полностью исчезает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обосновываемая в статье модель неотектонического развития Памиро-Гиндукушского региона предполагает смену геодинамических обстановок в ходе позднеколлизийного (новейшего) этапа, наступившего после окончательного замыкания реликтов Неотетиса.

Первая стадия новейшего тектогенеза, с конца эоцена до начала позднего миоцена, характеризовалась выразившимся в интенсивном гранитном магматизме, метаморфизме и местами вулканизме разогревом континентальной литосферы, расположенной севернее сутуры Неотетиса, и расслоением разогретой литосферы по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств. В условиях разнонаправленного сжатия, обусловленного давлением как поперек орогенического пояса – со стороны Индийской плиты, так, по-видимому, и вдоль него – в результате сближения Таримского и Таджикско-Каракумского блоков, происходили латеральные перемещения отслоенных литопластин. Геологические данные о строении Юго-Западного Памира–Бадахшана и его обрамлений допускают предположение, что в ходе перемещений этот древний кристаллический массив и протерозойский блок афганских герцинид были оторваны от своих корней и перекрыли реликты сутуры позднего Палеотетиса и фрагменты океанской коры раннего Мезотетиса.

На поздней стадии новейшего тектогенеза, с конца миоцена – начала плиоцена, магматическая активность практически сошла на нет и в остывающей земной коре на фоне продолжающегося всестороннего сжатия движения расслоенных пластин сменились перемещениями и скупиванием коровых блоков, что при изостатической компенсации возникших гравитационных неоднородностей привело к быстрому воздыманию территории.

В результате перемещения отслоенных пластин и скупивания коровых масс перекрытые ими и отстоящие от своих смещенных обдуцированных проявлений объемы океанской коры разного возраста оказались вдавленными на глубины 40–70 км, где Р-Т условия допускают эклогитизацию базитов с увеличением удельного веса пород. Это должно было привести к погружению эклогитизированных объемов в верхнюю мантию, имеющую здесь плотность ниже среднемировой. Очаги

мантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны возникают как результат снятия напряжений, накапливаемых в этих погружающихся фрагментах. Наибольшая концентрация вдавненных мафических масс возникла на площади Гиндукушского сейсмического мегаочага. Поэтому там процессы их эклогитизации и погружения протекали особенно интенсивно и, соответственно, максимальны частота и сила мантийных землетрясений.

Подытоживая вышесказанное, отметим, что предлагаемая модель неотектонических событий и их последствий в виде формирования Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоны внутренне непротиворечива, а ее важнейшие положения опираются на достаточно надежные факты. Так, вывод о значительном прогреве земной коры и его роли в ее тектоническом расслоении на ранней стадии новейшего этапа обоснован радиоизотопными датами многочисленных гранитных батолитов. Траектории перемещений сорванных по поверхностям расслоения пластин и блоков континентальной коры восстановлены путем анализа структуры альпийских образований. О наличии эклогитизированных пород в основании коры свидетельствуют петрологические данные. Вместе с тем, модель остается во многом гипотетичной из-за недостатка геолого-геофизических данных, особенно для Афганистана, и лишь дальнейшие исследования позволят устранить имеющиеся неопределенности.

Работа поддержана проектом “Позднекайнозойская и современная геодинамика коллизионного взаимодействия литосферных плит” Программы 5 ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер”. Авторы выражают благодарность Д.М. Бачманову за помощь в графическом оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
2. *Беккер Я.А.* Тектоника Афгано-Таджикской впадины // *Геотектоника*. 1996. № 1. С. 3–11.
3. *Буданова К.Т., Буданов В.И.* Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш, 1983. 276 с.
4. *Буртман В.С.* Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозойе // *Проблемы геодинамики литосферы*. М.: Наука, 1999. С. 144–178.
5. *Буртман В.С., Самыгин С.Г.* Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое // *Геотектоника*. 2001. № 4. С. 34–54.
6. *Винник Л.П., Лукк А.А.* Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1974. № 1. С. 9–22.
7. *Востриков Г.А.* Связь параметров графика повторяемости, сейсмического течения и очага землетрясения. М.: Изд-ние ГИН РАН, 1994. 292 с.
8. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.
9. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 500000. Л.: ВСЕГЕИ Мингео СССР, 1989.
10. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология / Под ред. В.И. Дронова. М.: Недра, 1980. 535 с.
11. *Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И.* Светодальномерные измерения на Гармском геодинамическом полигоне // *Докл. АН*. 1993. Т. 330. № 4. С. 476–479.
12. *Дезио А.* Каракорум // *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса*. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 313–325.
13. *Захаров С.А.* Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 228 с.
14. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
15. *Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И. и др.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
16. *Леонов Ю.Г., Никонов А.А.* Проблемы неотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения // *Геотектоника*. 1988. № 2. С. 108–119.
17. *Леонов Ю.Г., Сигачев С.П.* Тектоническая расслоенность Багтангского параавтохтона (Центральный Памир) // *Геотектоника*. 1984. № 2. С. 68–75.
18. *Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // *Геотектоника*. 1975. № 5. С. 73–80.
19. *Лукк А.А., Нерсесов И.Л.* Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения // *Землетрясения в СССР в 1966 г.* М.: Наука, 1970. С. 118–136.
20. *Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И.* Спектральный состав Памиро-Гиндукушских землетрясений: свидетельство существования высокодобротной зоны в верхней мантии // *Советско-американские работы по прогнозу землетрясений*. Душанбе, М.: Дониш, 1976. Т. 1. Кн.1. С. 140–158.
21. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 366 с.
22. *Николаев А.В., Санина И.А.* Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 264. № 1. С. 69–72.
23. Памир–Гималаи. Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1982. 176 с.
24. *Пашков Б.П., Буданов В.И.* Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // *Геотектоника*. 1990. № 3. С. 70–79.
25. *Пашков Б.Р., Буданов В.И.* Тектоника ранних киммерид Южного Памира // *Геотектоника*. 2003. № 1. С. 19–35.
26. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 202 с.

27. Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 168 с.
28. Руженцев С.В. Памир // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 214–225.
29. Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса // Геотектоника. 1988. № 3. С. 3–13.
30. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
31. Сигачев С.П. Структуры тектонического скупивания на Центральном Памире и механизм их образования (на примере альпийского покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта) // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 123–215.
32. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. / Под ред. Н.В. Кондорской и В.И. Уломова. М.: ОИФЗ РАН, 1994. <http://WWW.SSGIS.RU/System of Data Bases>.
33. Тектоническая расчлененность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 118 с.
34. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.
35. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.
36. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: GEOS, 2002. 224 с.
37. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
38. Хамрабаев И.Х. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм–Калайхумб–Хорог–Ишкашим // Узбекский геол. журнал. 1980. № 5. С. 47–51.
39. Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
40. Швольман В.А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире // Геотектоника. 1980. № 6. С. 72–81.
41. Швольман В.А., Пашков Б.Р. Раннемезозойская тектоническая зональность Центральной Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. С. 951–954.
42. Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. The Geological Society of America, Inc.: Boulder, 1990. (Special paper 281). 76 p.
43. Desio A. Some geotectonic problems of the Kashmir Himalaya–Karakorum–Hindu Kush and Pamir area // Geotectonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya–Karakorum–Hindu Kush–Pamir. Roma: Accademia Nazionale del Lincei, 1976. P. 115–129.
44. Ding Guoyu. Active faults in China // A collection of papers of Intern. Symp. On continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.
45. Gaetani M. The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous // Sedimentary Geology. 1997. Vol. 109. P. 339–359.
46. Gansser A. The Indian Ocean and Himalayas: A geological interpretation // Eclogae geol. helv. 1966. Vol. 59. № 2. P. 831–848.
47. Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A. Structure and evolution of the Pamir–Hindu Kush region lithosphere // Physics of the Earth and planetary interior. 1985. Vol. 41. P. 199–203.
48. Ratschbacher L., Frisch W., Liu Guanghua. Distributed deformation in Southern and Western Tibet during and after the India–Asia collision // 7th EUG Meeting. Abst. Terra Nova. 1993. Vol. 5. Supplement to № 1. P. 267.
49. Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakorum Mountains. Chichester: Wiley and Sons, 1991. 358 p.
50. Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 355–371.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, В.С. Буртман

Neotectonics and Mantle Earthquakes in the Pamir–Hindu Kush Region

T. P. Ivanova¹ and V. G. Trifonov²

¹Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Leninskii pr. 38-6, Moscow, 117334 Russia

²Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: trifonov@ginras.ru

Abstract—Tectonic aspects of the formation of the Pamir–Hindu Kush zone of intermediate earthquakes are discussed. A model of the regional, late-collision (neotectonic) evolution is developed based on the analysis of geological data. The first stage of this evolution spans from the late Eocene to the beginning of the late Miocene and the second stage, from the late Miocene to the Holocene. These stages are characterized by different thermodynamic conditions and, correspondingly, by different geodynamic settings that determined a specific style of tectonic deformation. The early stage was marked by differentiated lateral displacements of the tectonically delaminated Earth's crust. The heating of the crust that mirrors in intense granitic magmatism promoted delamination. At the late stage, the heating and delamination probably waned and were replaced by more homogeneous lateral motion of blocks and by regional uplift. Because of lateral displacements, the oceanic crust fragments of different age were overridden by blocks of the continental crust and submerged to a depth of 40–70 km. Their eclogitization could lead to further submergence into the mantle. Mantle earthquakes in the Pamir–Hindu Kush zone are induced by relaxation of the stress that accumulates in submerging fragments.

УДК 551.241

АККРЕЦИОННЫЕ ОРОГЕНЫ: ЭРОЗИЯ И ЭКСГУМАЦИЯ© 2005 г. **Е. А. Константиновская¹, Ж. Малавье²**¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7²Лаборатория Динамики Литосферы, Университет Монпелье 2, Монпелье, Франция

Поступила в редакцию 12.05.2004 г.

На примерах горных сооружений Гималаев и Олимпийских гор (штат Вашингтон) и экспериментальных моделей изучено влияние процессов поверхностной эрозии на характер структурной эволюции в аккреционном клине. Установлено, что эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционных орогенах. Показано, что в условиях эрозии в модели клина формируются куполообразные структуры, в которых материал нижних слоев клина эксгумируется на поверхность. Геометрия разломов, контролирующая выведение вещества на поверхность, как и положение области максимального воздымания и эксгумации, различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через аккреционный клин и положение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина. Исследование структуры, этапов формирования и характера переноса материала в лабораторных моделях эродируемого аккреционного клина позволяет обосновать влияние процессов эрозии на характер структурообразования, направление и скорость эксгумации в аккреционных орогенах.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время во многих странах мира значительно возросли экологические риски. Это связано, в частности, с экстенсивным развитием промышленности, гражданского строительства, возведением новых объектов топливно-энергетического комплекса и атомной энергетики, необходимостью захоронения радиоактивных и вредных химических и промышленных отходов. В этих условиях необходимо учитывать особенности напряженно-деформационного состояния земной коры на всех стадиях работ, от выбора места строительства и проектирования до стадии освоения и эксплуатации.

Протяженные горные пояса являются областями высокой концентрации интенсивных вертикальных и горизонтальных тектонических движений, сейсмической активности. Области многих предгорных прогибов плотно населены. Через горные поднятия протягиваются нефте- и газопроводы. Для возможности управления экологическими рисками и создания путей обеспечения экологической безопасности необходимо развить критерии научной оценки активности геодинамических процессов в горных и предгорных областях.

При развитии представлений о геодинамике современных активных горных сооружений большое значение имеет создание региональных тектонических моделей, разработанных как на примере древних складчатых сооружений, так и с помощью методов физического и численного моделирования.

Большая группа региональных тектонических моделей аккреционных складчатых поясов была разработана на примере структур Северо-Востока России [2, 4, 5, 7]. В структуре покровно-складчатых поясов были выделены и описаны фрагменты древних аккреционных призм, комплексы островных дуг, океанической коры, чужеродные террейны [1, 8, 11]. Эти исследования проводились в тесной связи с разработками по изучению тектоники и эволюции складчатых поясов окраин всей северной части Тихого океана [49].

Результаты обобщения региональных тектонических моделей и создание палеотектонических и палинспастических реконструкций послужили основой для развития направления аккреционной тектоники [8]. Кроме того, в аккреционной тектонике используются результаты теоретических разработок – концепции тектонической расчлененности литосферы [6, 9], модели аккреционного и коллизионно-аккреционного клина [3].

Аккреционные призмы и аккреционные орогены в первом приближении имеют сходное сопоставленное надвиговое строение и могут быть сопоставлены с моделью надвигового клина (рис. 1). Рост аккреционного клина происходит за счет добавления нового материала в результате фронтальной аккреции с образованием чешуйчатых надвигов и (или) базального подслаивания (underplating) с формированием дуплексов в основании клина. В отличие от подводных аккреционных призм, складчатые горные сооружения подвержены процессам поверхностной эрозии и характеризуются наличием эксгумированных метамор-

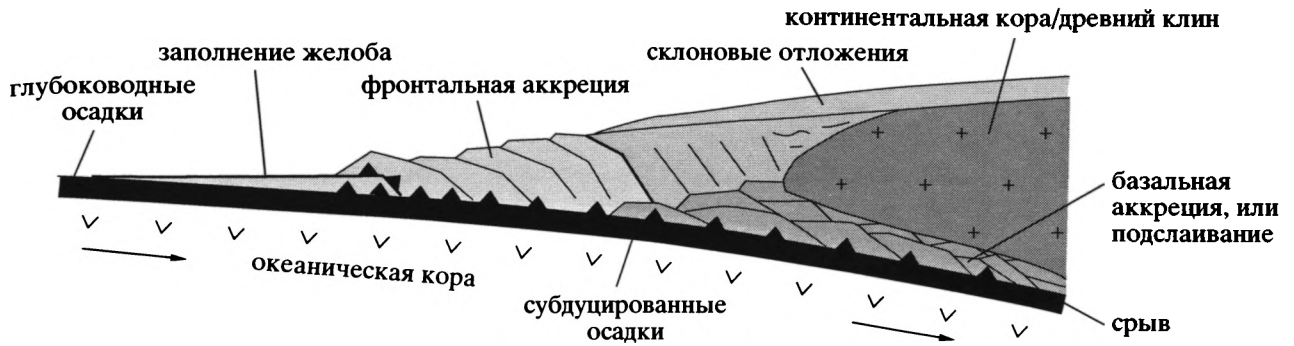


Рис. 1. Обобщенная модель аккреционного надвигового клина, по [56]

фических пород. Каким образом взаимосвязаны процессы эрозии и эксгумации в аккреционных орогенах – тема еще недостаточно исследована.

Эрозия является важным фактором, влияющим на развитие эксгумации в орогенных поясах. Как было показано для горных цепей Нанга Парбат (Пакистан), Гималаев (Непал) и Южных Альп (Новая Зеландия), процессы эрозии (речной врез, оползни, ледниковое вспахивание) могут происходить со скоростью, превышающей 5 мм/год (таблица). Пространственные вариации скорости эрозии и скорости выведения пород на поверхность в этих областях очень близки между собой [21]. Устойчивая денудация с такой скоростью достаточна для реализации быстрого подъема и остывания пород. Скорости эксгумации с глубин верхней и средней коры в складчатых горных сооружениях Нанга Парбат, Гималаев, Южных

Альп (Новая Зеландия), Олимпийских гор (штат Вашингтон) составляют от 1 до 10 мм/год (см. таблицу).

При изучении проблемы взаимосвязи процессов эксгумации и эрозии в аккреционных орогенах возникает ряд вопросов, связанных с процессами структурообразования, например: какова геометрия формирующихся разломов, контролирующих выведение вещества на поверхность в структуре аккреционного клина; где локализуется область максимального воздымания и эксгумации в структуре клина и какое влияние на ее расположение оказывает величина базального трения; изменяется ли характер перемещения вещества через аккреционный клин в зависимости от угла наклона эрозионной поверхности.

В поиске ответов на поставленные вопросы мы рассмотрели взаимосвязь процессов поверх-

Скорости поверхностной эрозии и скорости эксгумации в горных сооружениях, с упрощениями, по [21]

Скорости процессов поверхностной эрозии			
Эрозионный процесс	Регион	Скорость эрозии, км/млн. лет	Источник
Речной врез	р. Инд (Пакистан)	5–10	[22]
Речной врез	Предгималайский прогиб	10	[45]
Ледниковое вспахивание	Нанга Парбат	5–7	[32]
Ледниковое вспахивание	Аляска, Новая Зеландия, Азия	1–30	[39]
Оползни	Южные Альпы (Новая Зеландия)	5–15	[42]

Скорости эксгумации по данным геобарометрических и термохронологических исследований				
Аккреционный ороген	Скорость эксгумации, мм/год	Величина снятой литостатической нагрузки, км	Время снятия нагрузки, млн. лет	Источник
Южные Альпы (Новая Зеландия)	6–10	10–20	2	[54]
Нанга Парбат (Пакистан)	5–7	15–20	3	[61]
Гималаи (Непал)	4–5	25	4–6	[40]
Олимпийские горы (штат Вашингтон)	1.2	9	11	[19]

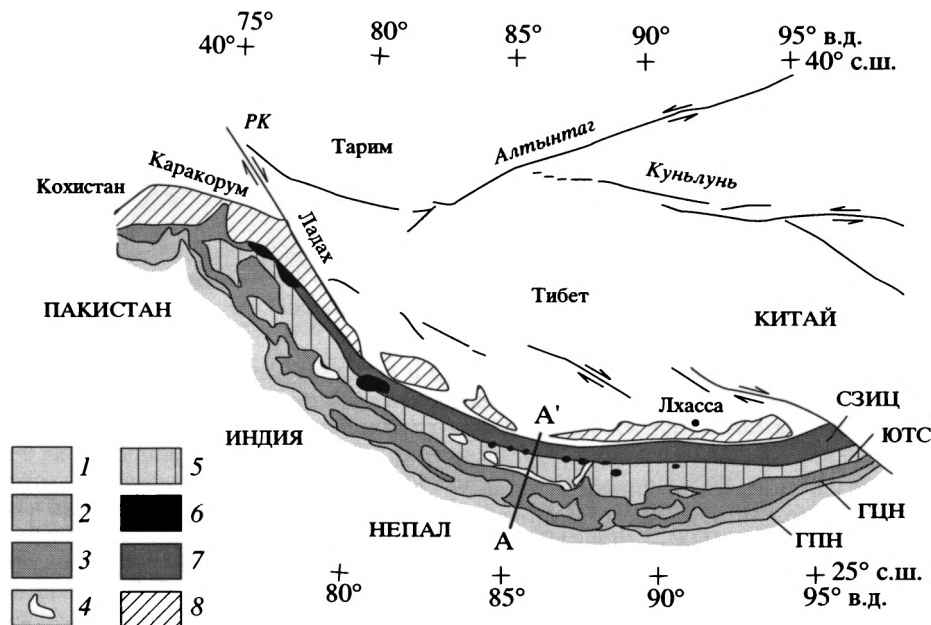


Рис. 2. Геологическая схема гималайского горного пояса, по [36]

Сплошная линия показывает положение профиля AA' на рис. 3. Буквами обозначены: ГПН – Главный Пограничный надвиг (МБТ), ГЦН – Главный Центральный надвиг (МСТ), ЮТС – Южно-Тибетский срыв (детachment) (STD), РК – разлом Каракорум.

1 – Суб-Гималаи (группа Сивалик); 2 – Низкие Гималаи; 3 – Высокие Кристаллические Гималаи; 4 – интрузии миоценовых лейкогранитов; 5 – Тетис-Гималаи; 6 – Северо-Гималайские кристаллические массивы; 7 – сутурная зона Инда-Цангпо, СЗИЦ (ITSZ); 8 – Трансгималаи

ностной эрозии, структурной эволюции и эксгумации в аккреционном клине на примере природных объектов и экспериментальных моделей. В первой части работы обсуждаются данные о тектоническом строении, этапах формирования, эксгумации и эрозии в активных горных сооружениях на примере Гималаев и Олимпийских гор (штат Вашингтон). Во второй части мы представляем новые данные, полученные авторами в результате физического моделирования на песчаной основе с целью изучения влияния эффекта эрозии на процессы структурообразования и эксгумации в аккреционном клине.

ЭРОЗИЯ И ЭКСГУМАЦИЯ В АКТИВНЫХ АККРЕЦИОННЫХ ОРОГЕНАХ

Гималаи

Структура. Гималайский горный пояс имеет ширину 250–350 км и протягивается от Афганистана до Бирмы на расстояние около 3000 км. Основные черты геологии Гималаев известны из работ П. Молнара, Б.Ф. Виндли, В.Е. Хаина [10, 48, 60].

В структуре Гималайского горного пояса выделяется несколько тектонических зон, которые протягиваются параллельно его простиранию (рис. 2). При пересечении Гималаев с юга на север выделяются зоны Суб-Гималаев, Низких Гималаев,

Высоких (Кристаллических) Гималаев и Тетис-Гималаев (Гималаев Тибета).

Зона Суб-Гималаев (Предгималайский прогиб) сложена мощными толщами миоценовой пестроцветной лагунной молассы и континентальной грубообломочной плиоценовой молассы (группа Сивалик). Эти толщи накопились в результате эрозии активно растущих горных сооружений пояса, скорость воздымания которых составляет от 0.5 до 4 мм/год. С юга холмы Сивалик ограничены Главным Фронтальным надвигом (ГФН), с которым совпадает выход на поверхность Главного Гималайского надвига (ГПН) (рис. 3) [13].

Низкие Гималаи (высота 1500–5500 м) надвинуты на зону Суб-Гималаев по Главному Пограничному надвигу (ГПН), поверхность которого полого погружается на север. Этот надвиг активен и в настоящее время. Низкие Гималаи сложены метаосадочными породами кембрия–мезозоя, которые с севера перекрыты покровами гнейсов Высоких Гималаев.

Высокие Кристаллические Гималаи (высота >6000 м) сложены гнейсами докембрийского фундамента, перекрытыми осадочными породами палеозоя и мезозоя тетисного происхождения, накопление которых происходило на северной окраине Индии. Эти комплексы интродуцированы многочисленными плутонами миоценовых лей-

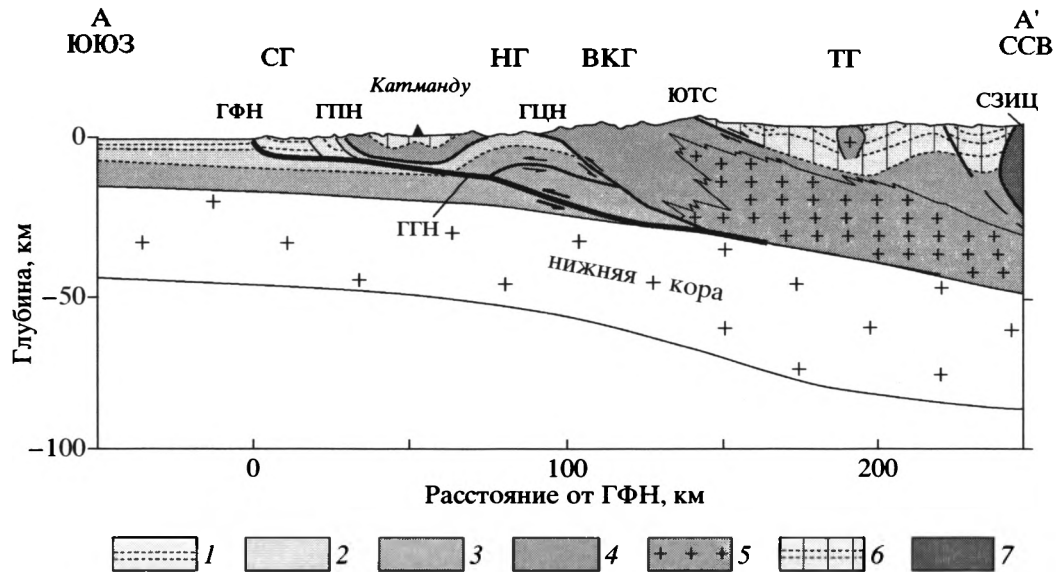


Рис. 3. Тектонический профиль AA' через центральные Гималаи Непала на долготе Катманду, по [13] Положение профиля (азимут простираения 18°ССВ) показано на рис. 2. Буквами обозначены: ГФН – Главный Фронтальный надвиг (MFT), ГПН – Главный Гималайский надвиг. Остальные обозначения см. рис. 2.
1 – Суб-Гималаи, СГ (группа Сивалик); 2, 3 – Низкие Гималаи, НГ: 2 – метаосадочные породы палеозоя, 3 – верхнекорые образования Индийского кратона; 4 – Высокие Кристаллические Гималаи, ВКГ; 5 – миоценовые лейкограниты; 6 – Тетис-Гималаи, ТГ, 7 – сутурная зона Инда-Цангпо, СЗИЦ

когранитов, рассматриваемых как продукт плавления нижнекоревой кристаллической серии. Высокие Гималаи надвинуты на Низкие Гималаи по Главному Центральному надвику (ГЦН) с латеральным перекрытием до 100 км. Перед фронтом Главного Центрального надвига в пределах зоны Низких Гималаев выделяются останцы кристаллических пород покрова Высоких Гималаев (см. рис. 3).

На севере Высокие Кристаллические Гималаи отделены от зоны Тетис-Гималаев Северо-Гималайским сбросом [24] или Южно-Тибетским срывом (ЮТС) – детачментом [23], падающим на север (см. рис. 3). Тетис-Гималаи, или Гималаи Тибета, сложены мощной непрерывной серией осадочных пород от кембрия до нижнего эоцена, отвечающей внешнему шельфу южной окраины Неотетиса.

Сутура Инда-Цангпо является северной границей Гималайской горной системы и главной границей, которая отделяет докембрийские образования Индии от мезозойских–кайнозойских комплексов Трансгималаев на севере (см. рис. 2). В пределах сутурной зоны, которая является крутопогружающимся надвигом, распространены триасовые–меловые офиолиты Тетиса, голубые сланцы и гранулиты. С севера сутурная зона сопровождается Трансгималайским гранитно-батолитовым поясом андского типа, возникшим на окраине Евразийской плиты (блок Лхаса).

Этапы формирования и эксгумация. Формирование Гималайского орогена со времени Э. Аргана связывается с коллизией Индийского кратона и Евразийской плиты [12].

В структурной эволюции Гималаев выделяются несколько главных этапов. Этап Эо-Гималаев (средний эоцен – поздний олигоцен) является главной фазой коллизии Индии и Азии, во время которого край Индийского кратона пододвигается под континентальный блок Лхасы. На этом этапе происходит формирование Гималайского клина и увеличение его мощности за счет тектонического подслаивания пластин верхней коры Индии вдоль Главного Гималайского надвига [36, 38, 41].

Предполагается, что до коллизии континентальная кора северной окраины Индии имела мощность 25 км и была перекрыта 10-километровой толщей тетических шельфовых осадков кембрия–эоцена [36]. В результате последовательного поддвига тектонических пластин и увеличения мощности клина происходит погружение среднепротерозойских–палеозойских обломочных пород до глубин 30–40 км [36, 51, 62] и развитие эогималайского метаморфизма (40–25 млн. лет) гранулитовой и амфиболитовой фаций высоких давлений. Метаморфические породы этого этапа сохранились в Северо-Гималайских кристаллических массивах и в Высоких Кристаллических Гималаях [37].

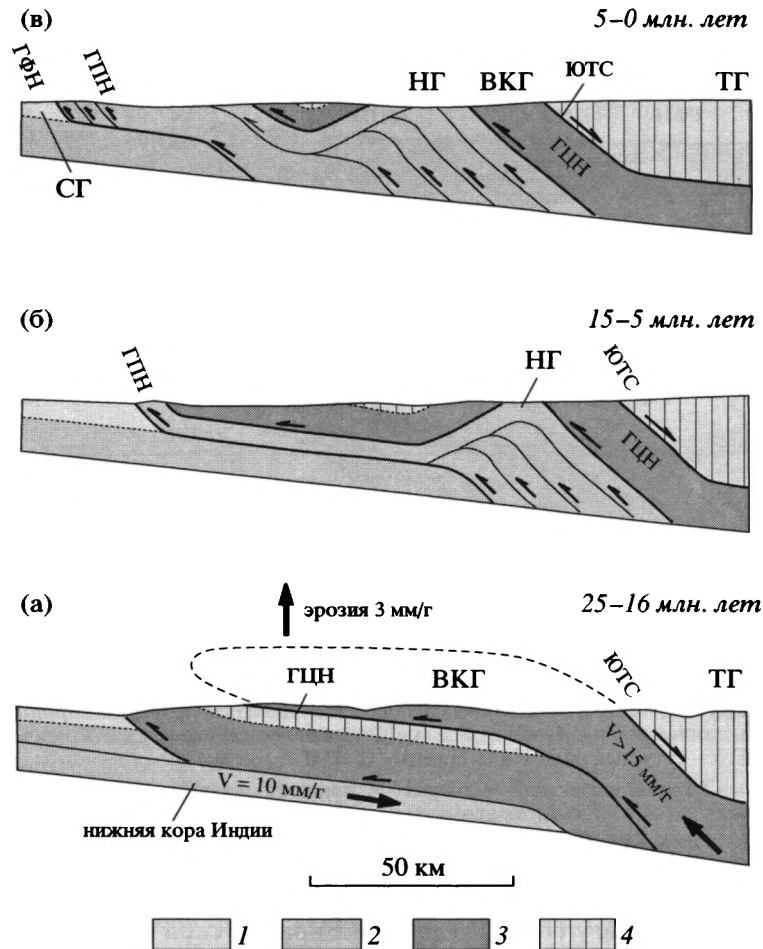


Рис. 4. Этапы формирования Гималайского орогена в миоцен-четвертичное время, с изменениями, по [13, 36]

Тектонические зоны: 1 – синорогенные преддуговые прогибы, в том числе Суб-Гималаи, СГ; 2 – Низкие Гималаи, НГ; 3 – Высокие Кристаллические Гималаи, ВКГ; 4 – Тетис-Гималаи, ТГ. Остальные обозначения см. на рис. 2–3. Пояснения см. в тексте.

Этап Нео-Гималаев (ранний миоцен – настоящее время) характеризуется последовательным формированием серии надвигов южной вергентности, которые разделили зоны Высоких, Низких и Суб-Гималаев (см. рис. 3). Формирование зон Главного Центрального, Главного Пограничного, Главного Фронтального надвигов происходило в результате прогрессивной проградации деформационного фронта. Такая геометрия орогена послужила основой для представлений о Гималаях как об аккреционной призме корового масштаба [31].

Наиболее высокое структурное положение занимает наиболее древний Главный Центральный надвиг, который разделяет Высокие Кристаллические и Низкие Гималаи. Наиболее ранними структурами, сформированными в зоне Главного Центрального надвига, являются зоны срыва (shear zones), маркированные породами амфиболитовой фации и датированные 23 млн. лет [25].

Южно-Тибетский срыв отделяет гнейсы Высоких Гималаев от слабо метаморфизованных тетических осадочных пород чехла (см. рис. 3). Южно-Тибетский срыв формировался одновременно с Главным Центральным надвигом в миоцене, между 15 и 20 млн. лет [36, 41, 55].

В результате одновременного развития движений по Главному Центральному надвигу и Южно-Тибетскому срыву в раннем миоцене происходит выведение (экзгумация) пластины Высоких Кристаллических Гималаев (рис. 4, а) и ее надвигание на зону Низких Гималаев [34, 35, 40, 41, 43]. Для этого этапа (25–16 млн. лет) характерно проявление метаморфизма неогималайской фазы, следы которого сохранились вдоль Главного Центрального надвига, и внедрение плутонов лейкократовых гранитов в результате декомпрессионного анатексиса [36]. В раннем миоцене начинается эрозия растущего поднятия Высоких Кристалличес-

ких Гималаев, в результате чего накапливаются молассовые образования формации Думри [52].

В среднем–позднем миоцене (15–6 млн. лет) происходит образование надвига пластины Низких Гималаев в южном направлении с последующим развитием дуплекса (см. рис. 4, б) [13]. В Предгималайском прогибе в результате разрушения растущего горного сооружения накапливаются нижняя и средняя молассовые толщи Сивалик. Прямых данных о возрасте движений по Главному Пограничному надвику нет [13]. Данные о возрасте и источниках сноса для песчаников Сивалик в северной Индии позволяют заключить, что эксгумация пород зоны Низких Гималаев началась около 10 млн. лет назад [47]. Эти наблюдения были использованы как косвенные свидетельства движений по Главному Пограничному надвику.

В конце позднего миоцена – раннем плиоцене вдоль Главного Центрального надвига активизируются тектонические движения [25, 40]. С плиоцена (5–0 млн. лет) происходят движения по Главному Пограничному и Главному Фронтальному надвигам (см. рис. 4, в) [13, 52]. На этом этапе наступила главная фаза эксгумации дуплекса Низких Гималаев. В Предгималайском прогибе накапливается верхняя молассовая толща Сивалик.

Эрозия. История воздымания и эрозии Гималайских гор отражена в сериях молассовых образований Предгималайского прогиба и в мощных осадочных толщах, формирующих конусы выноса в Индском и Бенгальском заливах Индийского океана. Образования Бенгальского и Индского конусов выноса накапливались под воздействием различных источников сноса [28].

Река Инд берет свое начало в западном Тибете, далее следует вдоль простирания сутуры Инда, затем под прямым углом пересекает Гималаи и выходит к Индскому заливу. Современная область сноса этой реки окружена пиками Каракорума, Кохистана и поднятиями сутурной зоны Инда и почти не захватывает область Высоких Гималаев.

Начальные этапы эрозии горных сооружений в истоках реки Инд отражены в осадочных сериях ее конуса выноса в акватории Индского залива [28]. На подводном хребте Оуэн при бурении скважин (DSDP Site 224, ODP Site 731) были вскрыты эоценовые и олигоценые аргиллиты и песчаники. Эти осадочные породы относятся к нижним частям палеогенового конуса выноса Инда, которые были подняты в процессе роста подводного хребта Оуэна и избежали захоронения под более поздними осадками. На подводном хребте Мюррея в осадочном чехле средней и верхней части Индского конуса выноса методом сейсмического профилирования (профиль SO122-23) также установлено распространение наклоненных палео-

геновых толщ мощностью 1.5 км, накопление которых предшествовало поднятию подводного хребта в раннем миоцене (22 млн. лет назад) [28]. В центральной части Индийского океана (DSDP Site 221) установлено распространение обломочных пород верхнего олигоцена (25–30 млн. лет). На основании этих данных предполагается, что конус выноса Инда начал формироваться около 55 млн. лет назад [28].

Чтобы установить источники сноса для реки Инд в эоцене, было проведено сравнение изотопного состава Рb калиевого полевого шпата из пород Высоких Гималаев, Трансгималаев, Кохистанской дуги, Каракорума, Южно-Тибетского блока, с одной стороны, и в обломочных зернах из осадочных пород основания Индского конуса выноса – с другой. Установлено, что обломочные зерна калиевого полевого шпата из среднеэоценовых пород скважины DSDP Site 224 по изотопному составу Рb наиболее близки к породам-источникам из сутуры Инда, Трансгималайского батолита и Кохистанской дуги, но не могли быть связаны с размывом пород Индийского кратона, для которых характерны существенно более высокие отношения изотопов Рb [28].

Исследование среднемиоценовых и более молодых песчаников Сивалик плато западного Потвара показало, что в этих породах присутствует большое количество голубой роговой обманки, тогда как в пределах плато восточного Потвара и в более восточных частях Предгималайского прогиба песчаники такого состава не найдены [26]. Поскольку этот минерал рассматривается исключительно как результат эрозии пород Кохистанской дуги, то было высказано предположение, что положение реки Инд относительно горного фронта оставалось примерно таким же, что и сейчас, начиная с 11 млн. лет назад [26].

Реки Ганг и Брахмапутра в настоящее время следуют вдоль простирания Высоких Гималаев на большей части протяженности горного пояса. Впадая в Бенгальский залив, эти реки формируют огромный конус выноса, объем которого почти в три раза больше конуса выноса Инда и составляет около 15 млн. км³.

Бенгальский конус выноса начал формироваться около 20 млн. лет назад, главным образом в результате разрушения Высоких Кристаллических Гималаев [28]. Наиболее глубокие части конуса соответствуют начальным этапам эрозии Трансгималаев и восточной части Южного Тибета, но эти отложения недоступны, так как глубоко захоронены под перекрывающими осадочными сериями.

Процессы эрозии оказывали устойчивое воздействие на область горных сооружений Гималаев с раннего миоцена, но наиболее активное их воздымание (и разрушение) началось около

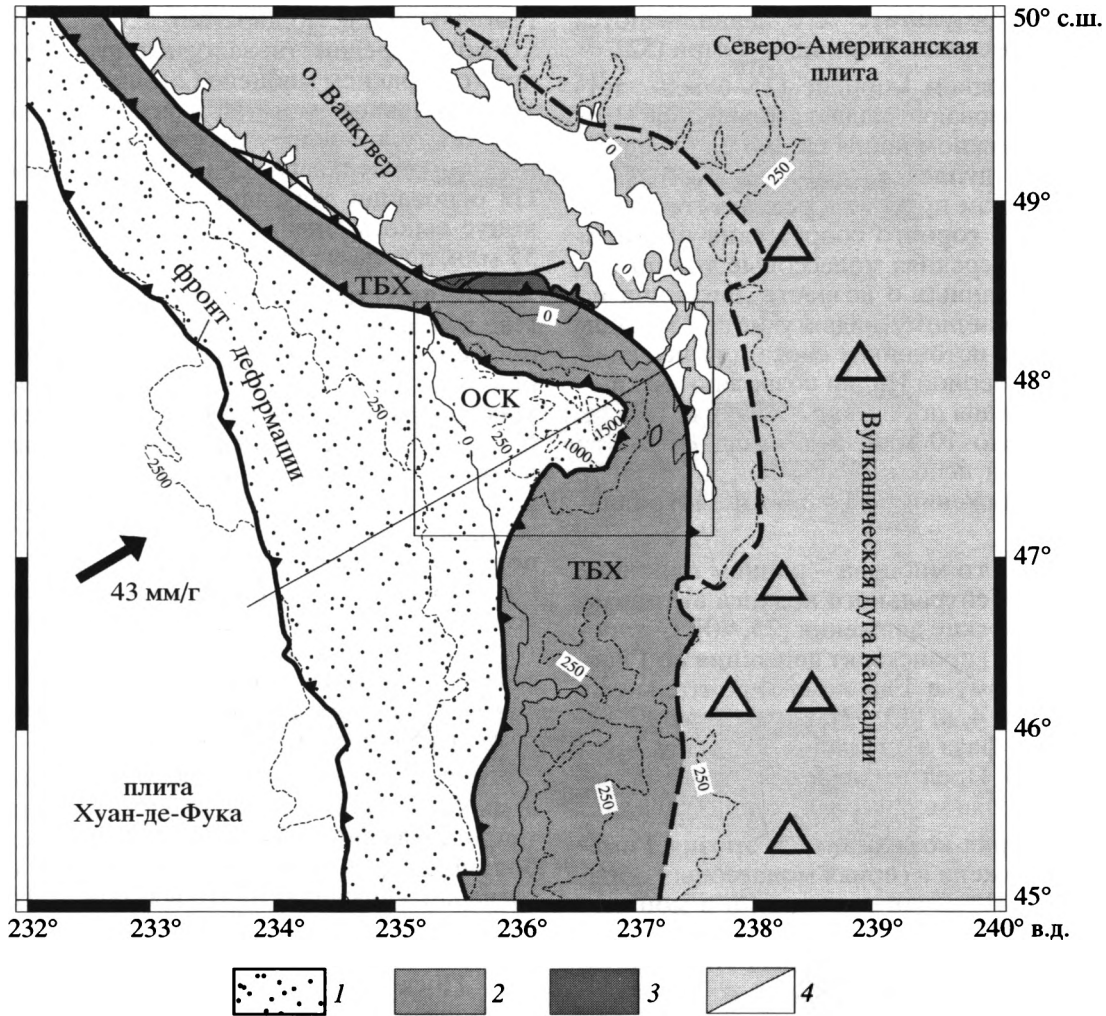


Рис. 5. Тектоническая схема активной континентальной окраины Каскадии, по [19]

Пунктирная линия отмечает западное ограничение вулканической дуги Каскадии, полые треугольники – положение вулканов Каскадии. Рамка показывает положение карты рис. 6, А, сплошная линия – профиля рис. 6, Б. При построении рельефа использована Sandwell TOPEX база данных.

1 – Олимпийский субдукционный комплекс (ОСК); 2 – террейн Берегового хребта (ТБХ); 3 – перемещенные мезозойские террейны; 4 – континентальная окраина дотретичного возраста

8 млн. лет назад и продолжалось позднее [10]. В это время, в конце позднего миоцена–раннем плиоцене, активизировались тектонические движения вдоль Главного Центрального надвига [25, 40], а, начиная с плиоцена, происходили движения по Главному Пограничному и Главному Фронтальному надвигом и наступила главная фаза эксгумации дуплекса Низких Гималаев [13, 52].

Олимпийские горы (штат Вашингтон)

Структура. Олимпийские горы представляют собой наиболее высоко поднятую часть берегового горного хребта в преддуговой области активной окраины Каскадии на западе Северо-Американского континента (рис. 5). В структуре

преддуговой области окраины выделяются четыре основных тектонических зоны [20]. Во внутренней зоне окраины расположены структуры дотретичного континентального фундамента и фрагменты перемещенных мезозойских террейнов, которые были аккрецированы к окраине Северо-Американского континента в позднем мелу и в палеогене. Во внешней зоне окраины выделяются террейн Берегового хребта и аккреционная призма Каскадии.

Террейн Берегового хребта сложен образованиями океанической коры эоценового возраста, перекрытыми эоцен-нижнемиоценовыми морскими терригенными толщами (периферийная свита). Офиолиты основания террейна рассматриваются как фрагмент коры подводных гор Ти-

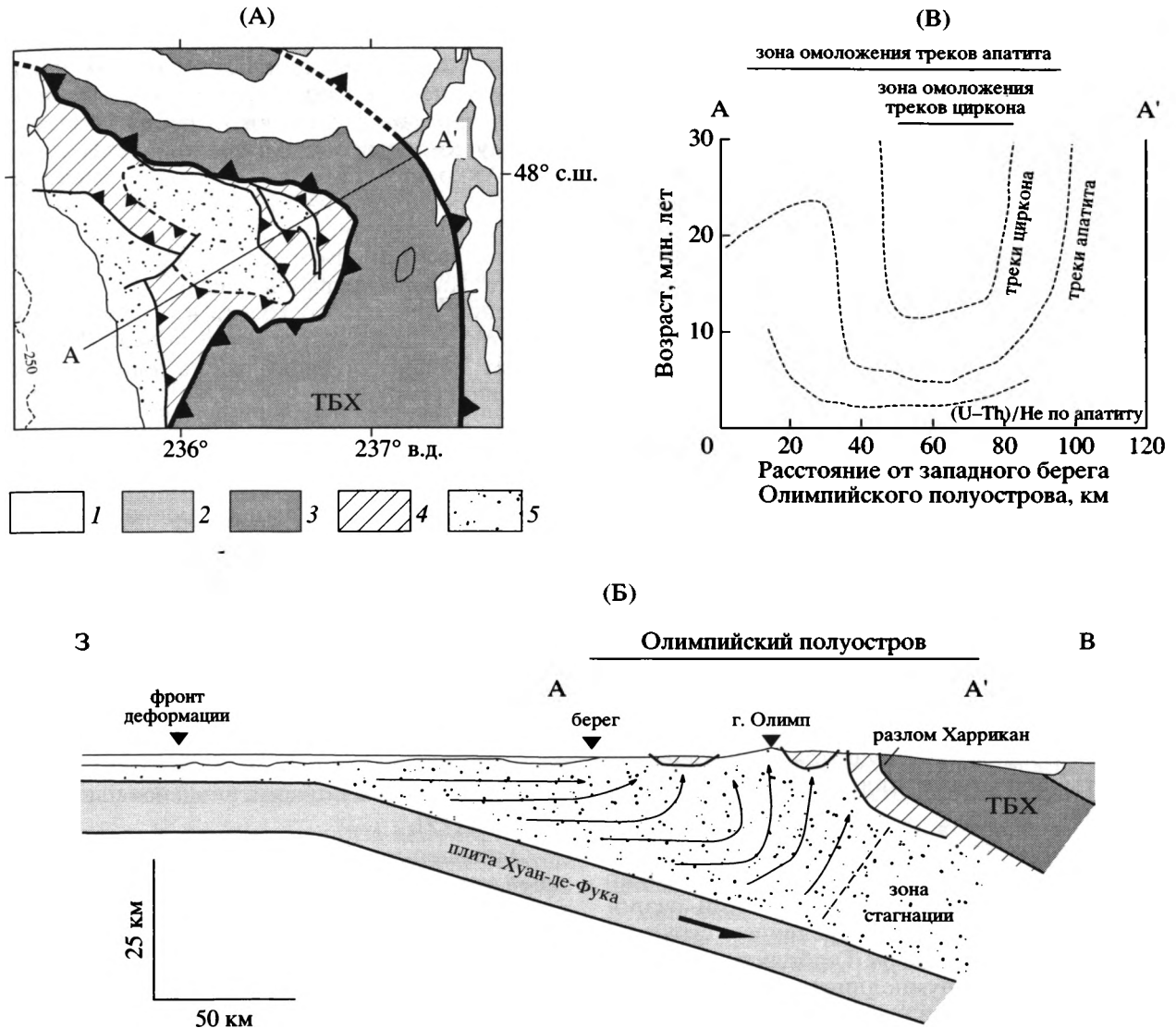


Рис. 6. Геологическая схема (А) и профиль (Б) через Олимпийский полуостров, по [19], и термохронометрический возраст пород Олимпийского субдукционного комплекса (В), по [15]. Положение карты и профиля показано на рис. 5
 1 – современные преддуговые бассейны; 2 – континентальная окраина дотретичного возраста; 3 – террейн Берегового хребта (ТБХ); 4, 5 – Олимпийский субдукционный комплекс: 4 – Верхняя, 5 – Нижняя и Береговая толщи

хоокеанской плиты или коры океанического типа, образованной в результате рифтогенеза в задуговой или преддуговой обстановке на окраине Северо-Американского континента [14, 19, 57].

Аккреционная призма Каскадии протягивается с внешней стороны террейна Берегового хребта и сложена осадочными образованиями, содранными с поверхности субдуцирующей в северо-восточном направлении плиты Хуан-де-Фука. Осадочные толщи призмы распространены в основном в пределах подводной части современной континентальной окраины и выведены на поверхность только в поднятии Олимпийских гор [53]. Поднятие отделяет преддуговой прогиб на востоке от аккреционной призмы на западе.

Образования аккреционной призмы, выведенные на поверхность в пределах поднятия Олимпийских гор (рис. 6, А), известны под названием Олимпийского субдукционного комплекса [20]. Граница между террейном Берегового хребта и Олимпийским субдукционным комплексом отмечена разломом хребта Харрикан (см. рис. 6, Б). Обломочные породы из толщ субдукционного комплекса в основании разлома были датированы 33–39 млн. лет [20]. На основании этих данных был сделан вывод о том, что движения по разлому могли произойти в самом конце эоцена или позднее.

Олимпийский субдукционный комплекс образован несколькими чешуйчатыми пластинами,

сложенными в основном терригенными турбидитами (песчаниками, алевролитами) нижнего эоцена – среднего миоцена и, в меньшей степени, пиллоу-базальтами [20, 53].

В составе Олимпийского субдукционного комплекса выделяются три основные толщи: Верхняя, Нижняя и Береговая (свита Хох), датированные методом трекового анализа обломочного циркона [19]. Верхняя толща слагает структурно наиболее верхнюю тектоническую пластину (см. рис. 6, А) и включает эоценовые песчано-алевролитовые турбидиты с фрагментами пиллоу-лав базальтов. Местами сохранились согласные контакты между пиллоу-лавами и перекрывающими турбидитами. Пиллоу-базальты Верхней толщи по возрасту и геохимическому составу сходны с эоценовыми базальтами из основания террейна Берегового хребта. Нижняя толща вскрыта из-под образований верхней пластины в центральной части поднятия Олимпийских гор и сложена в основном песчано-алевролитовыми турбидитами верхнего олигоцена – нижнего миоцена, пиллоу-лавы в ее составе отсутствуют. Береговая толща (свита Хох) распространена вдоль западного основания поднятия, в его фронтальной части, и образована песчаниками и алевролитами с фауной раннего–среднего миоцена, среди которых изредка встречаются экзотические фрагменты эоценовых пиллоу-лав базальтов и песчаников.

Образования Верхней и Нижней толщи Олимпийского субдукционного комплекса интенсивно деформированы, разбиты чешуйчатыми разломами и кливажированы с появлением структур растворения под давлением. Турбидиты метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой фации. Породы Береговой толщи не несут следов кливажа, но также разбиты чешуйчатыми надвигами, среди них присутствуют зоны глинистого меланжа и цилиндрических интрузий глинистых диапиров. В этих породах проявлен метаморфизм цеолитовой фации. В пределах Береговой толщи с запада на восток увеличивается температура метаморфизма.

К западу от поднятия Олимпийских гор на шельфе окраины отложения современных осадочных бассейнов (Олимпийского и Виллапа-Грэйс Харбор) практически не деформированы [19]. Структуры бассейнов испытывают очень медленное смещение к северо-востоку относительно Северо-Американской плиты в результате горизонтального сокращения в пределах аккреционной призмы, основная область деформаций в которой локализована в поднятии Олимпийских гор [19].

Этапы формирования. Структура внутренней континентальной части окраины Каскадии сформировалась в позднемиоценовое время. Собственно преддуговая область образовалась в результате

последовательной аккреции террейна Берегового хребта и роста внешней призмы Каскадии. Заложение зоны субдукции Каскадии и поддвиг плиты Хуан-де-Фука под структуры аккретированного террейна Берегового хребта относятся к самому позднему эоцену, около 35 млн. лет назад [20]. Аккреция террейна Берегового хребта к окраине произошла на рубеже около 38 млн. лет [33], а вулканической дуги Каскадии – около 36 млн. лет [20]. Возраст движений по разлому хребта Харрикан вдоль западного ограничения террейна Берегового хребта в Олимпийских горах относится к самому концу эоцена [20] и маркирует начало поддвига вдоль зоны субдукции Каскадии [19].

Аккреционная призма Каскадии формировалась в результате фронтальной аккреции и подслаивания во фронте террейна Берегового хребта [19]. Аккреция осадков сопровождала субдукцию плиты Хуан-де-Фука в северо-восточном направлении.

Эоценовые образования Верхней толщи Олимпийского субдукционного комплекса, возможно, являлись западным продолжением террейна Берегового хребта и были, скорее всего, присоединены к окраине Северо-Американской плиты в результате сдвигания разреза верхней плиты террейна, а не являлись фрагментами, содранными с поверхности пододвигающейся плиты Хуан-де-Фука [19].

Олигоцен-нижнемиоценовые турбидиты Нижней толщи и ниже-среднемиоценовые образования Береговой толщи Олимпийского субдукционного комплекса накапливались в обстановке абиссальной равнины и океанского склона глубоководного желоба вдоль зоны субдукции, а затем были содраны и аккретированы к окраине Каскадии. Турбидиты Нижней толщи, для которых характерны кливаж, структуры растворения под давлением и метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации, испытали погружение под структурами призмы на глубину ≥ 12 км [20]. Породы Береговой толщи, очень слабо метаморфизованные и без признаков кливажа, были аккретированы во фронте призмы [50].

Эксгумация и эрозия. Для изучения процесса эксгумации в поднятии Олимпийских гор был применен метод сравнительного анализа минимальных омоложенных возрастов и минимальных возрастов осадконакопления [19]. Омоложенный, или “сброшенный”, возраст (reset age) зерна обломочного апатита приобретают при повышении температуры и прохождении зерен через зону “отжига”, в результате чего частично или полностью исчезают ранее существовавшие в них треки.

В породах из Олимпийского субдукционного комплекса было изучено пространственное рас-

пределение образцов, в которых минимальный омоложенный возраст зерен детритового апатита меньше времени осадконакопления [19], то есть тех пород, которые были нагреты до температур более 125°C в результате погружения и транспортировки через аккреционную призму Каскадии.

В результате этого исследования было показано, что минимальные омоложенные возраста в породах комплекса все моложе 15 млн. лет, а их распределение имеет концентрический характер [19]. Омоложенные возраста распределены только в пределах ядра Олимпийского поднятия. Молодые датировки постепенно сменяются более древними возрастными при перемещении к краям поднятия. Кривые, отображающие распределение зон омоложенного возраста на поверхности вкост простирания аккреционной призмы Каскадии, имеют концентрический характер с минимальными возрастными в центре поднятия (см. рис. 6, В) [15]. Из этого следует, что в ядре Олимпийского поднятия эксгумированы породы, прошедшие зону отжига, причем эксгумация материала происходила с образованием широкой куполообразной структуры. В береговой зоне окраины Каскадии распределены в основном образцы пород, не прошедшие зону отжига и характеризующиеся “несброшенным” возрастом (unreset samples), то есть эксгумация материала здесь была проявлена очень слабо.

По данным трекового анализа апатита и циркона восстановлена история эксгумации осадочных толщ центральной части Олимпийского поднятия [19]. Осадочные породы ядра поднятия в позднем олигоцене–раннем миоцене были первоначально аккретированы к основанию призмы на глубинах 12.1–14.5 км в зоне температур 242–289°C. Эксгумация началась около 18 млн. лет назад. Породы, находящиеся в современной структуре на средних высотах поднятия 1204 м, прошли через температурную зону “закрытия” циркона около 13.7 млн. лет назад на глубине около 10 км, и через температурную зону “закрытия” апатита около 6.7 млн. лет назад на глубине 4.7 км. Скорость эксгумации в центральной части поднятия оставалась почти постоянной, около 0.75 км/млн. лет, по крайней мере, начиная с 14 млн. лет назад. Скорость эксгумации для всего Олимпийского поднятия составляет 0.28 км/млн. лет, что сопоставимо со средней скоростью эрозии (0.18 до 0.32 км/млн. лет), рассчитанной по данным двух главных рек Олимпийских гор.

Приведенные данные о возрасте и структуре поднятия Олимпийских гор показывают, что эксгумация в этом сегменте преддуговой области Каскадии контролировалась процессами поверхностной эрозии, а не процессами тектонического растяжения. Топографически приподнятое положение и эрозия в пределах этих гор являлись ус-

тойчивыми, видимо, благодаря постоянному поступлению материала и увеличению мощности в пределах подстилающей аккреционной призмы Каскадии. Большая часть эродированного материала была перенесена реками в Тихий океан, где, возможно, он повторно вовлечен в структуру аккреционной призмы либо путем тектонической аккреции, либо путем осадконакопления на склонах и на шельфе бассейнов.

Объем привнесенных аккретированных осадков является близким к объему вынесенного эродированного материала, что говорит о том, что поднятие Олимпийских гор окраины Каскадии находится в устойчивом топографическом состоянии [19].

ЭРОЗИЯ И ЭКСГУМАЦИЯ В АККРЕЦИОННОМ КЛИНЕ ПО ДАННЫМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Физическое моделирование на песчаной основе (sand-box modeling) выполнялось в лаборатории Динамики Литосферы (DL), Университет Монтпелле II – Национальный Центр Научных Исследований (Франция). Экспериментальное исследование было направлено на изучение распределения хрупких деформаций и характер перемещения материала в аккреционном клине в условиях постоянно действующей поверхностной эрозии.

Физические механизмы, которые действуют в песчаной модели аккреционного клина, могут рассматриваться как аналоговые по отношению к механизмам, контролирующим развитие аккреционной призмы или аккреционного орогена в природных условиях [31, 44, 46].

Экспериментальная лабораторная установка имеет стеклянные борты, что дает возможность во время проведения эксперимента постоянно наблюдать и регистрировать деформацию растущего аккреционного клина в разрезе (рис. 7). В установку помещается лента целлулоидной пленки (film Myllar) двух типов: с гладкой поверхностью для имитации низкого базального трения и с коэзивной поверхностью для создания условий высокого базального трения. На поверхность ленты насыпается ровный пласт песчаного материала с послойными и точечными цветными маркерами. Около упора на песчаный пласт насыпается прото-клин с углом наклона 15°, для которого используется тот же материал, что и для остальной части модели (см. рис. 7). Для создания слоя пониженной прочности, имитирующего в модели зону послонного срыва, внутри пласта песка насыпается тонкий прослой (1–2 мм) стеклянных микрошариков.

С началом эксперимента лента начинает наматываться на вал, вызывая смещение песчаного пласта и его сучивание перед упором и протоклином. После 20 см сокращения образуется ак-

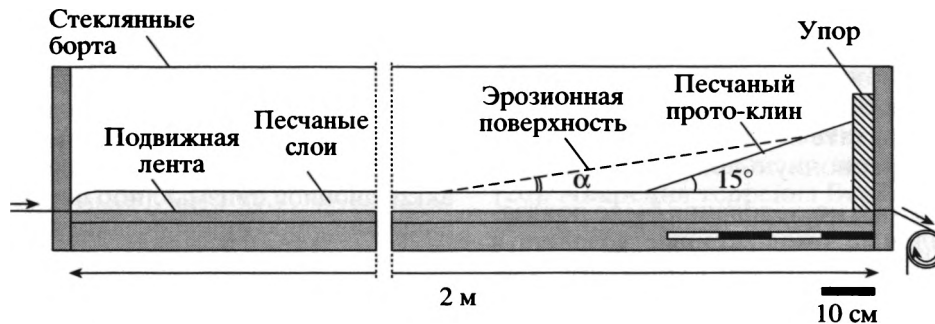


Рис. 7. Установка для экспериментального физического моделирования на песчаной основе для изучения деформаций и характера перемещения материала в аккреционном клине

Пунктирная линия соответствует положению эрозионной поверхности, вдоль которой проводилась эрозия модели растущего аккреционного клина. Угол наклона эрозионной поверхности α менялся для разных экспериментов

аккреционный клин, у которого достигается критический угол наклона, или угол устойчивого равновесия. Критический угол наклона (critical taper) характерен для аккреционного клина с геометрией устойчивого равновесия (steady state), отражающей баланс между базальным трением в основании клина и стрессом, индуцированным топографическим склоном [29, 30, 31]. Далее при проведении эксперимента растущий клин равномерно эродируется путем удаления излишка материала с поддержанием постоянного критического угла наклона. Таким образом, весь поступающий в аккреционный клин материал эродируется и выполняется условие устойчивого переноса вещества (flux steady state) [59].

Эксперименты 1–2. Первоначально нами были выполнены эксперименты роста аккреционного клина с высоким и низким базальным трением, но без применения эрозии (рис. 8). В этих экспериментах наращивание клина осуществляется в основном за счет фронтальной аккреции и очень ограниченного подслаивания базальных слоев. Вещество с нижних уровней клина не эксгумируется.

Структура модели аккреционного клина с высоким и низким базальным трением различается. В первом случае наращивание клина происходит в результате аккреции длинных наклоненных чешуй, ограниченных надвигами (см. рис. 8, а). Во втором случае формируются спаренные системы разломов – прямой надвиг, обращенный в сторону поддвигающейся плиты, и серия сопряженных с ним ретро-надвигов, обращенных в сторону упора (см. рис. 8, б).

Различия в структуре аккреционного клина с разным базальным трением определяют и различия в геометрии клина. После 100 см общего сокращения длина клина с высоким базальным трением в 1.5 раза короче, чем длина клина с низким трением (см. рис. 8). В то же время величина вертикального утолщения больше в модели с высо-

ким трением (340%), чем в модели с низким трением (274%).

Эксперимент 3. В эксперименте тестировалась модель аккреционного клина с высоким базальным трением и с поверхностью низкого трения (уровнем детачмента) (рис. 9, а). Угол наклона эрозионной поверхности в этом эксперименте составляет 6° , что меньше критического угла для модели с высоким базальным трением (8°). Это значение выбрано для того, чтобы учесть присутствие в модели уровня послыйного срыва, выше которого растущий аккреционный клин ведет себя аналогично клину с низким базальным трением.

Длина эродируемого клина в ходе эксперимента остается постоянной.

На первом этапе происходит срыв вдоль поверхности низкого трения (уровня детачмента) и формируется серия тектонических пластин в основании прото-клина (см. рис. 9, б). При дальнейшем росте аккреционного клина базальные слои модели испытывают подслаивание под фронтальной частью прото-клина с образованием серии дуплексов.

На следующих этапах растущий аккреционный клин эродируется. Базальные слои под уровнем детачмента нагнетаются в тыловую часть клина и эксгумируются в виде куполообразной структуры (см. рис. 9, в). Аккреция вещества в куполе происходит в виде длинных наклоненных чешуй, ограниченных надвигами, что характерно для модели с высоким базальным трением (см. рис. 8, а). Выше уровня детачмента структура клина характеризуется сочетанием надвигов прямой вергентности и ретро-надвигов, как в модели с низким базальным трением (рис. 8, б). Фронтальная аккреция материала на этом уровне приводит к образованию серии тектонических пластин, полностью сорванных со своего основания вдоль детачмента (см. рис. 9, в).

На последних стадиях эксперимента купольная структура эксгумируется вдоль главного рет-

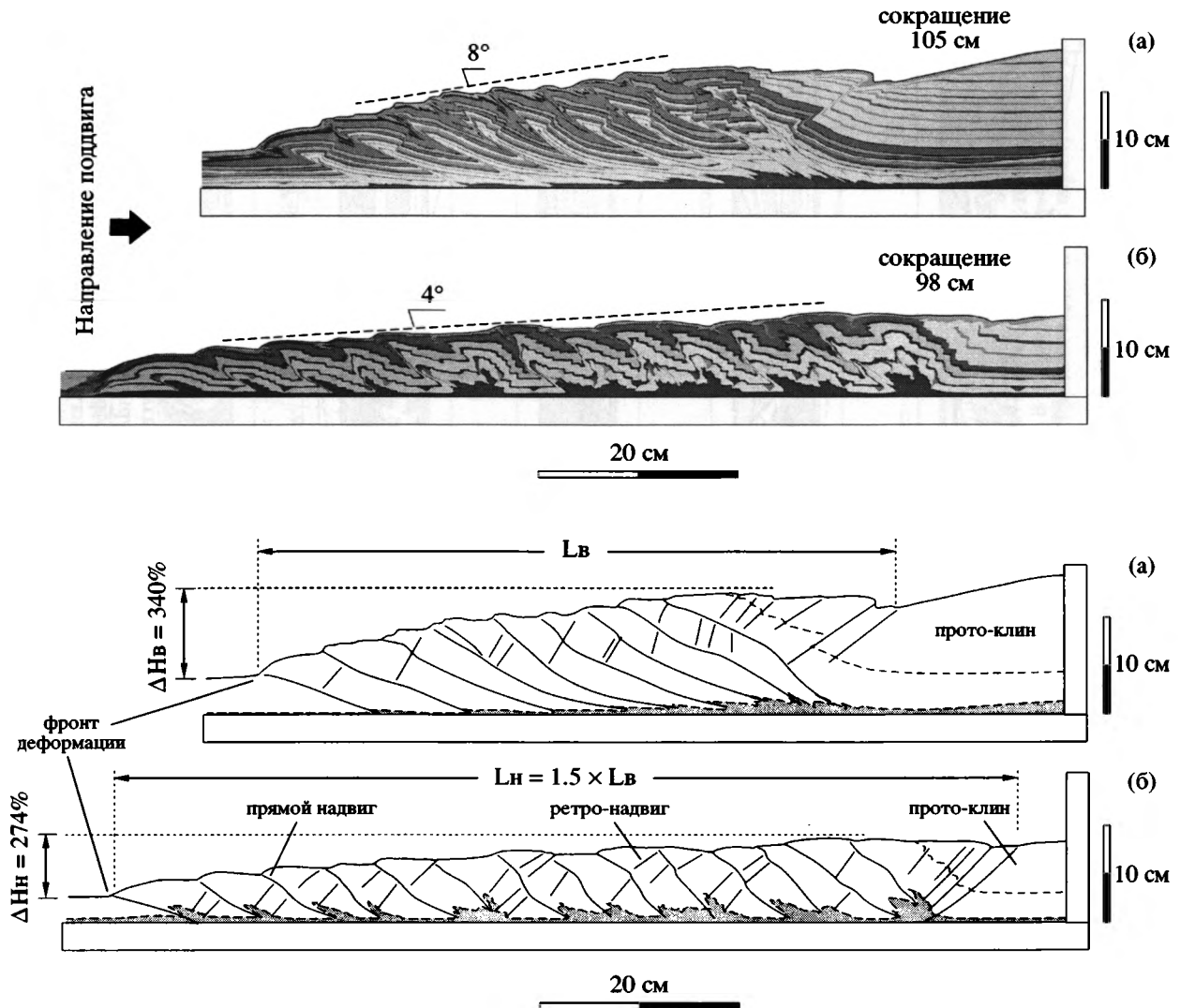


Рис. 8. Эксперименты 1–2. Конечная стадия деформации модели аккреционного клина с высоким (а) и низким (б) базальным трением в условиях отсутствия эрозии: фотографии модели (вверху) и их интерпретация (внизу). Рост клина осуществляется за счет фронтальной аккреции. Вещество нижних горизонтов клина не экстумируется. Критический угол наклона склона, или угол устойчивого равновесия, составляет 8° для модели клина с высоким и 4° – с низким базальным трением. L_n , L_b – длина и ΔH_n , ΔH_b – величина вертикального утолщения аккреционного клина относительно мощности первичного пласта для модели с низким и высоким базальным трением соответственно

ро-надвига во фронте прото-клина (см. рис. 9, г). Выше детачмента формируется новая серия надвигов во фронте аккреционного клина. Первая серия надвиговых пластин, сорванных со своего основания, испытывает латеральное сжатие, преобразуясь в синформу (см. рис. 9, г). Главными активными разломами в структуре клина являются фронтальный надвиг ФНЗ и главный ретро-надвиг в тыловой части деформационного клина (см. рис. 9, г).

Эксперимент 4. В эксперименте использована модель аккреционного клина с низким базальным трением (рис. 10, а). Угол наклона эрозионной поверхности на первой стадии эксперимента

составляет 6° , что выше критического угла для модели с низким базальным трением (4°).

На ранних этапах стадии 1 происходит формирование аккреционного клина главным образом за счет фронтальной аккреции вещества. В структуре клина формируются системы спаренных надвигов прямой вергентности и ретро-надвигов (см. рис. 10, б), характерных для клина с низким базальным трением (см. рис. 8, б).

С началом эрозии фронтальное разрастание клина прекращается (см. рис. 10, в) и его длина в дальнейшем ходе эксперимента остается постоянной. Базальные слои модели подслаиваются во фронтальной части аккреционного клина и начи-

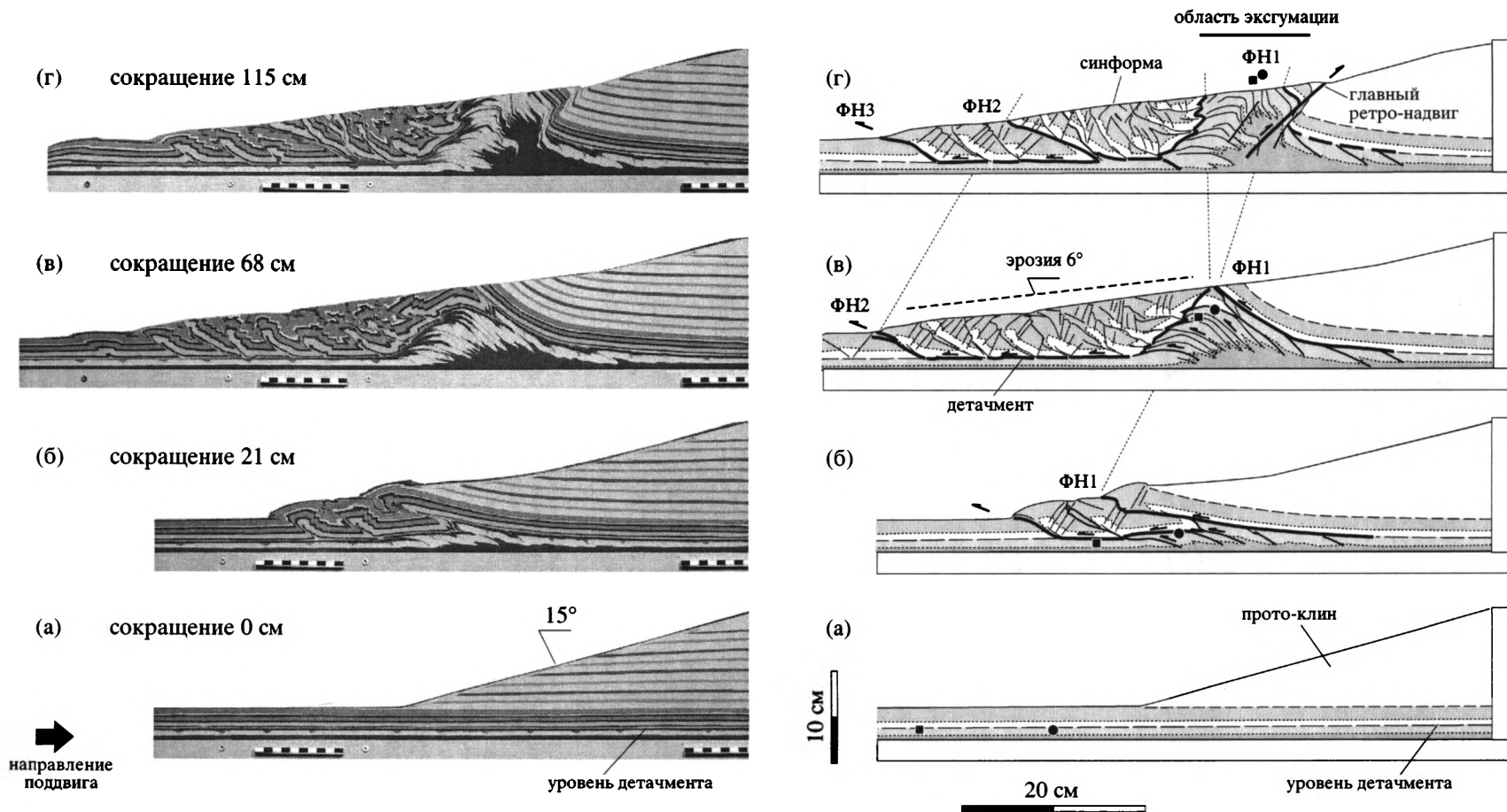


Рис. 9. Эксперимент 3. Начальная форма (а) и этапы деформации (б–г) модели аккреционного клина с высоким базальным трением в условиях эрозии: фотографии модели (слева) и их интерпретации (справа)

Угол наклона эрозионной поверхности 6° . Присутствие микропрослоя низкого трения (уровня детачмента) определяет различия в структурной деформации модели выше и ниже срыва. Базальные слои образуют серию дуплексов и эксгумируются в виде куполообразной структуры в тыловой части растущего клина. Верхние слои модели, расположенные выше поверхности послойного срыва, полностью сорваны со своего основания и образуют синформу во фронте эксгумированного купола. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают перемещение вещества внутри клина в процессе эксгумации. ФН – фронтальный надвиг

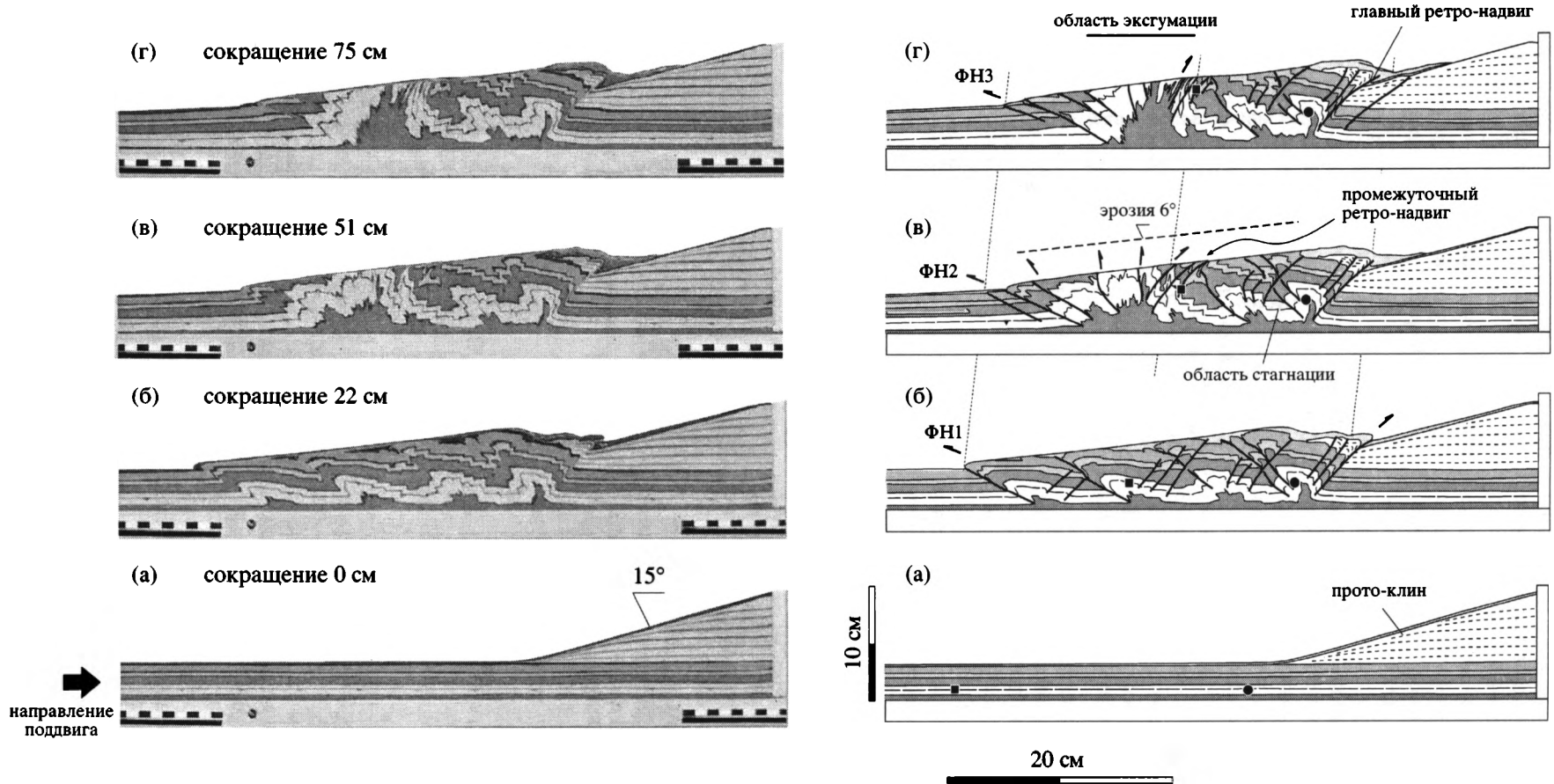


Рис. 10. Эксперимент 4 (стадия 1). Начальная форма (а) и этапы деформации (б–г) модели аккреционного клина с низким базальным трением в условиях эрозии Надкритический (6°) угол эрозионной поверхности. Базальные слои эксгумируются в виде куполообразной структуры во фронте клина. Структура купола ограничена крутыми надвигами, переходящими в субвертикальные разломы, и крутым промежуточным ретро-надвигом. В тыловой части купола расположена область стагнации, где выведение вещества нижнего уровня на поверхность не происходит. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают перемещение вещества внутри клина в процессе эксгумации. ФН – фронтальный надвиг

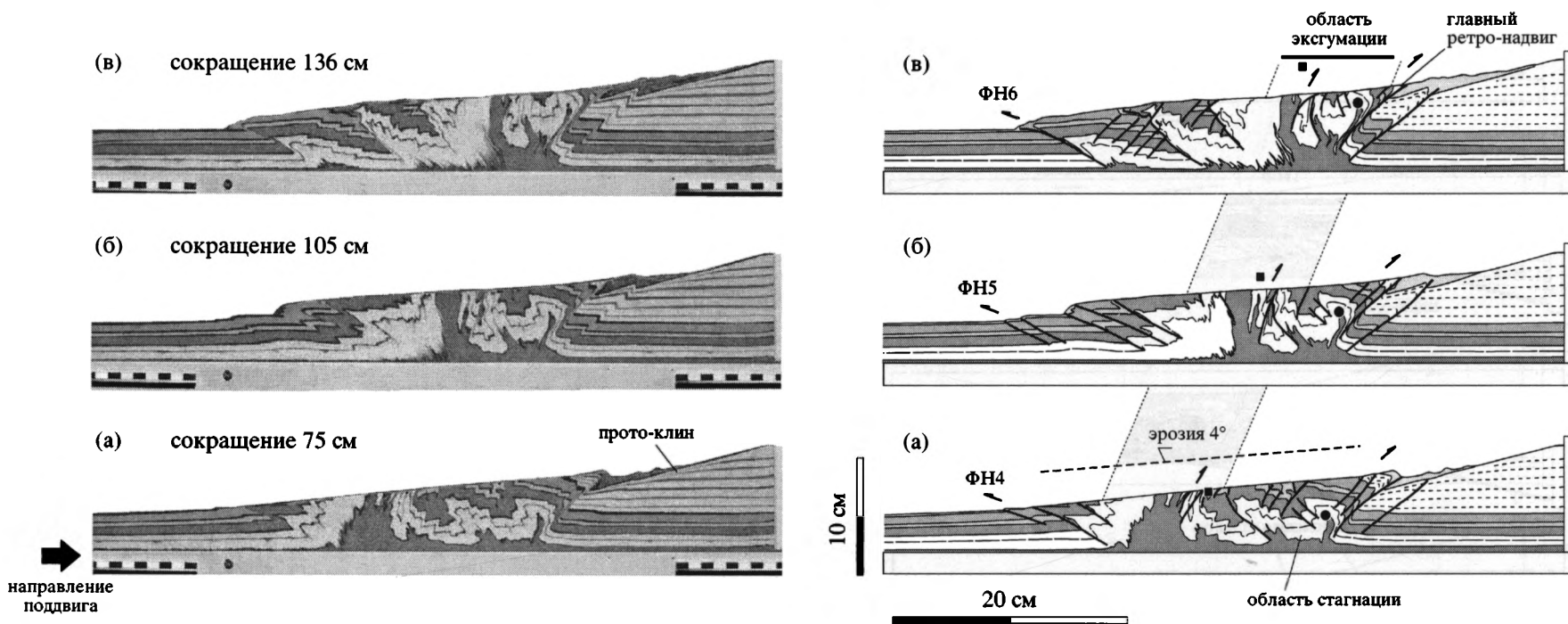


Рис. 11. Эксперимент 4 (стадия 2). Последующие этапы деформации модели аккреционного клина с низким базальным трением в условиях эрозии.

Угол эрозионной поверхности изменен до критического (4°). Модель рис. 11а соответствует модели рис. 10г – после эрозии (общее сокращение 75 см). Куполообразная структура эксгумированного вещества постепенно смещается в тыловую часть аккреционного клина. Материал в области стагнации начинает выводиться в верхние уровни деформационного клина. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают активизацию перемещения вещества в тыловой части клина. ФН – фронтальный надвиг

нают эксгумироваться в виде куполообразной структуры (см. рис. 10, в). Выведение материала в куполе происходит благодаря тому, что фронтальные надвиги по мере аккреции материала становятся все более крутыми, превращаясь в субвертикальные разломы. Со стороны упора структура купола ограничена крутым промежуточным ретро-надвигом (см. рис. 10, в). В тыловой части растущего аккреционного клина образуется область стагнации, где материал не эксгумируется. Движения по главному ретро-надвигу очень незначительны.

На последующих этапах стадии 1 область эксгумации стабилизируется во фронтальной части аккреционного клина и базальные слои, нагнетаемые в купольную структуру, достигают поверхности (см. рис. 10, г). Область стагнации и главный ретро-надвиг остаются мало активными.

На второй стадии эксперимента 4 был изменен угол эрозионной поверхности до критического (4°) (рис. 11). При выполнении эксперимента наблюдается постепенное смещение куполообразной структуры области эксгумации из фронтальной в тыловую часть аккреционного клина (см. рис. 11, а–в). Область стагнации вещества активизируется, и базальные слои этой области начинают выводиться в верхние уровни главным образом за счет активизации главного ретро-надвига в тылу деформационного клина (см. рис. 11, в).

ОБСУЖДЕНИЕ

1. Проведенное обсуждение рассмотренных природных объектов и лабораторных моделей позволяет заключить, что эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционных орогенах.

Особенности тектонического строения и развития Гималаев лучше всего объясняются моделями, в которых учитывается роль взаимодействия тектонических процессов и процессов поверхностной эрозии. Были предложены модели синколлизионной эксгумации корового блока [27], выдавливания ниже-среднекоровых пластин пониженной вязкости [16], термомеханическая [36] и механическая [13] модели тектонического хрупко-пластичного подслаивания в аккреционном клине. Все перечисленные модели обосновывают ведущую роль эрозии как необходимого условия для эксгумации коровых блоков в системе горного сооружения Гималаев.

Эксгумация материала с нижних структурных уровней аккреционной призмы Каскадии в пределах преддугового поднятия Олимпийских гор происходит главным образом благодаря эрозии, а не под воздействием тектонических процессов растяжения [19]. Во-первых, в структуре Олимпийских гор не выявлены разрывные нарушения,

связанные с растяжением. Разлом Харрикан, который ограничивает с востока эксгумированные породы субдукционного комплекса, рассматривается как разлом, связанный с обстановками сжатия [19]. Во-вторых, породы, эксгумированные с наибольших глубин, расположены в тектонической структуре Олимпийских гор не в непосредственной близости от разлома Харрикан, а более чем в 25 км к западу от него, в области максимального тектонического воздымания и эрозии. Распределение зон разной степени эксгумации имеет симметричный характер. Для структур эксгумации в условиях тектонического растяжения область максимальной эксгумации располагается вблизи контакта со сбросом или детачментом, по которому происходит выведение материала, и распределение контуров зон эксгумации имеет асимметричный характер.

Экспериментальное тестирование модели аккреционного клина с применением эрозии позволило впервые получить куполообразные структуры эксгумации материала нижних слоев клина. В лабораторных моделях эксгумация вещества в структуре аккреционного клина происходит только при условии воздействия на клин поверхностной эрозии (эксперименты 3–4). Без эрозии (эксперименты 1–2) в структуре клина происходит последовательное разрастание клина благодаря процессам фронтальной аккреции (низкое базальное трение) или базального подслаивания (высокое базальное трение), а выведения материала с нижних уровней клина на поверхность при этом не происходит.

2. Согласно результатам физического моделирования, геометрия разломов, контролирующая выведение вещества на поверхность, и положение области максимального воздымания и эксгумации различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением.

В структуре клина с высоким базальным трением нижние слои клина испытывают подслаивание и образуют серию дуплексов из длинных круто наклоненных тектонических чешуй под фронтальной частью прото-клина. Область максимального воздымания и эксгумации располагается в тыловой части аккреционного клина. Растущая куполообразная структура, в которой происходит выведение базального материала, ограничена с тыловой стороны активным надвигом на ранних этапах эксперимента и главным ретро-надвигом на его заключительных этапах. С фронтальной стороны куполообразная структура ограничена серией опрокинутых надвигов прямой вергентности, погружающихся в сторону подошвы аккреционного клина и нарушенных вдоль поверхности детачмента.

В аккреционном клине с низким базальным трением область максимального воздымания и

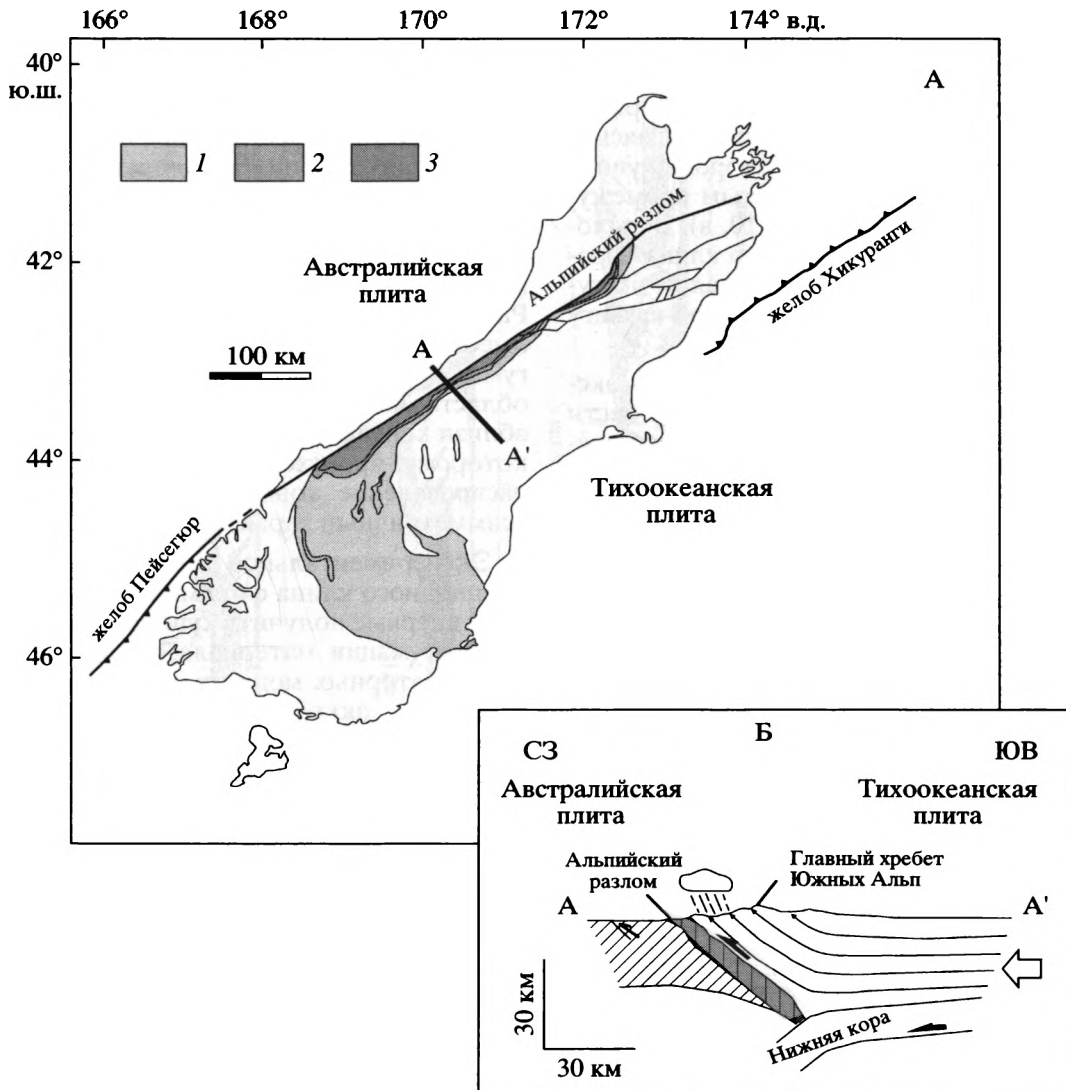


Рис. 12. Геологическая схема (А) и профиль AA' (Б) через Южные Альпы, Новая Зеландия, по [17, 58]

На карте цветом показаны зоны эксгумированных в кайнозойское время пород разных метаморфических фаций в зонах стабильности: 1 – хлорита, 2 – биотита, 3 – гранат-олигоклаза. На профиле AA' серым цветом с вертикальной штриховкой обозначена зона эксгумации Альпийских сланцев, локализованная вдоль западного склона гор, в области максимального выпадения осадков и максимальной эрозии. Тонкие сплошные линии показывают направление переноса вещества через аккреционный клин

эксгумации стабилизируется во фронтальной части клина. Растущая куполообразная структура, сложенная эксгумированным материалом, ограничена крутыми и субвертикальными разломами. С фронтальной стороны купола развиты надвиги прямой вергентности, перерастающие в ходе эксперимента в субвертикальные разломы. С тыловой стороны купол ограничен зоной промежуточных ретро-надвигов, локализованных в средней части клина и обращенных в сторону упора. В тыловой части аккреционного клина формируется область стагнации.

3. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через ак-

креционный клин и расположение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина.

Согласно результатам эксперимента 4, изменение угла наклона эрозионной поверхности с надкритического (6°) до критического (4°) приводит к постепенному смещению области максимального воздымания и эксгумации из фронтальной в тыловую часть аккреционного клина. Область стагнации в тылу куполообразной структуры активизируется, и базальные слои этой области начинают выводиться в верхние уровни главным образом за счет активизации главного ретро-надвига в тылу деформационного клина.

Ширина и расположение области максимальной эксгумации зависят также от ориентировки склона аккреционного орогена, вдоль которого происходит выпадение наибольшего количества осадков и где проявлена наибольшая скорость эрозии [58]. Согласно данным математического моделирования, если область максимальной эрозии расположена вдоль склона аккреционного клина, обращенного в сторону пододвигающейся плиты, то в структуре клина формируется широкая область эксгумации с максимумом в средней части склона. Этой модели соответствует пример Олимпийских гор, штат Вашингтон (см. рис. 6, Б). Если эродируется в основном склон аккреционного клина, обращенный в противоположную сторону от пододвигающейся плиты, то область эксгумации локализуется в виде узкой зоны вдоль главного ретро-надвига. Примером такой модели может служить горное сооружение Южных Альп, Новая Зеландия, где максимальное количество осадков (и максимальная эрозия) проявлены вдоль крутого западного склона, обращенного в сторону, противоположную от пододвигающейся Тихоокеанской плиты (рис. 12). Область эксгумации в этом орогене локализована на западном склоне, в узкой полосе вдоль Альпийского разлома.

4. Структура и этапы формирования лабораторной модели эродируемого аккреционного клина с высоким базальным трением и уровнем детачмента (эксперимент 3) могут быть сопоставлены со строением и эволюцией Непальских Гималаев в миоцен-четвертичное время.

На первом этапе в модели клина происходит срыв вдоль уровня пониженной прочности и формируется серия тектонических пластин в основании прото-клина (см. рис. 9, б). Эта стадия соответствует образованию надвига пластины Высоких Кристаллических Гималаев (ВКГ) вдоль Главного Центрального надвига (см. рис. 4, а). На средних этапах эксперимента нижние слои модели образуют под прото-клином серию дуплексов, которые впоследствии эксгумируются в виде купола в тыловой части клина (см. рис. 9, в). Эта купольная структура сходна со структурами дуплекса Низких Гималаев, эксгумация которых произошла около 10 млн. лет назад, после выведения и эрозии пластины Высоких Кристаллических Гималаев (см. рис. 4, б). На последних стадиях эксперимента происходит проградация деформационного фронта. Первая серия надвиговых пластин верхних слоев модели, полностью сорванных вдоль поверхности детачмента, испытывает латеральное сжатие и преобразуется в синформу (см. рис. 9, г). В зоне Низких Гималаев метаосадочные породы кембрия–мезозоя с севера перекрыты покровами гнейсов Высоких Гималаев (внешние кристаллические клипы) (см. рис. 4, в). Проградация деформационного фронта от Глав-

ного Пограничного надвига к Главному Фронтальному надвику произошла около 5 млн. лет назад.

5. Характер переноса материала через аккреционный клин с низким базальным трением в условиях эрозии (эксперимент 4) приводит к формированию структуры, сходной со структурой поднятия Олимпийских гор.

В процессе эксперимента 4 происходит формирование куполообразной структуры во фронтальной части аккреционного клина (см. рис. 10). Область эксгумации в пределах Олимпийский гор (штат Вашингтон) расположена в центральной части аккреционной призмы Каскадии, и выведение материала также происходило с образованием широкой куполообразной структуры с концентрической зональностью (см. рис. 6).

Развитие процессов воздымания и эксгумации в ядре поднятия Олимпийских гор предложено объяснить наличием свода высотой 10 км на поверхности плиты Хуан-ду-Фука, погружающейся под структуры континентальной окраины [18]. Результаты эксперимента 4 позволяют заключить, что выведение материала в виде широкой куполообразной структуры возможно в условиях действия процессов эрозии, при этом привлечение внешних дополнительных факторов не обязательно.

ВЫВОДЫ

Проведенное исследование горных сооружений Гималаев, Олимпийских гор (штат Вашингтон) и лабораторных моделей позволяет сделать следующие выводы:

1. Эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционном клине и в природных аккреционных орогенах.

2. В условиях эрозии в экспериментальной модели клина формируются куполообразные структуры, в которых материал нижних слоев клина эксгумируется на поверхность.

3. Согласно результатам физического моделирования, геометрия разломов, контролирующих выведение вещества на поверхность, и положение области максимального воздымания и эксгумации различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением.

4. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через аккреционный клин и расположение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина.

5. Структура и этапы формирования лабораторной модели эродируемого аккреционного клина с высоким базальным трением и уровнем детачмента (эксперимент 3) могут быть сопоставлены со строением и эволюцией Непальских Гималаев в миоцен-четвертичное время. Наличие зоны пониженной прочности (уровня детачмента) в структу-

ре модельного клина определяет различия в деформации слоев выше и ниже срыва.

6. Характер переноса материала через аккреционный клин с низким базальным трением в условиях эрозии (эксперимент 4) позволяет объяснить особенности строения и распределения структур эксгумации в пределах аккреционного поднятия Олимпийских гор (штат Вашингтон).

Экспериментальное моделирование формирования аккреционного клина в условиях эрозии предоставляет возможность изучать и количественно оценивать степень влияния процессов эрозии на характер структурообразования, направление и скорость эксгумации в аккреционных орогенах.

Авторы благодарны академику РАН Ю.М. Пущаровскому за интересное и плодотворное обсуждение материала. Мы искренне признательны рецензентам академику РАН А.Л. Книпперу и доктору геол.-мин. наук М.А. Гончарову за высказанные замечания и пожелания, которые позволили улучшить нашу работу. Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке (Россия) и Министерства образования, Науки и Технологий (Франция).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Структура меловой аккреционной призмы хребта Омгон, Западная Камчатка // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте). М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. 299 с.
4. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
5. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
6. Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д., Разницын Ю.Н., Леонов Ю.Г., Макаров В.И. Тектоническая расчлененность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 22–40.
7. Пущаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ИТиГ ДВО АЕ СССР, 1992. Т. 1. С. 128–137.
8. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
9. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 220 с.
10. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
11. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
12. Argan E. La tectonique de l'Asie // 13th Intern. Geol. Cong. Brussels: Comptes Rendus, 1924. 5. 171–372.
13. Avouac J.P. Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya // Advances in Geophysics. 2003. 46. 1–80.
14. Babcock R., Burmester R., Engebretson D., Warnock A., Clark K. A rifted margin origin for the Crescent basalts and related rocks in the northern Coast Range volcanic province, Washington and British Columbia // J. Geophys. Res. 1992. 97. 6799–6821.
15. Batt G.E., Brandon M.T., Farley K.A., Roden-Tice M. Tectonic synthesis of the Olympic Mountains segment of the Cascadia wedge, using 2-D thermal and kinematic modeling of isotopic age // J. Geophys. Res. 2001. 106. 26731–26746.
16. Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // Nature. 2001. 414. 738–742.
17. Beaumont C., Kamp P.J.J., Hamilton J., Fullsack P. The continental collision zone, South Island, New Zealand: Comparison of geodynamical models and observations // J. Geophys. Res. 1996. 101. 3333–3359.
18. Brandon M.T., Calderwood A.R. High-pressure metamorphism and uplift of the Olympic subduction complex // Geology. 1990. 18. 1252–1255.
19. Brandon M.T., Roden-Tice M.K., Garver J.L. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwestern Washington State // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. 110. 985–1009.
20. Brandon M.T., Vance J.A. New statistical methods for analysis of fission-track grain-age distribution with application to detrital zircon ages from Olympic subduction complex, West Washington State // Amer. J. Sci. 1992. 292. 565–636.
21. Burbank D.W. Rates of erosion and their implications for exhumation // Miner. Magazine. 2002. 66 (1). 25–52.
22. Burbank D.W., Leland J., Fielding E., Anderson R.S., Brozovic N., Reid M.R., Duncan C. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas // Nature. 1996. 379. 505–510.
23. Burchfiel B.C., Zhiliang C., Hodges K.V., Yuping L., Royden L.H., Changrong D., Jiene X. The southern Tibetan detachment system, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt // Geol. Soc. Am. Special Paper. 1992. 269. 1–41.
24. Burg J.P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M., Liu G.H. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China) // J. Struct. Geol. 1984. 6. 532–542.
25. Catlos E.J., Harrison T.M., Kohn M.J., Grove M., Ryerson F.J., Manning C.E., Upreti B.N. Geochronologic and thermobarometric constraints on the evolution of the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya // J. Geophys. Res. 2001. 106. 16177–16204.

26. *Cerveny P.F., Johnson N.M., Tahirkheli R.A.K., Bonis N.R.* Tectonic and geometric implications of Siwalik Group heavy minerals, Potwar Plateau, Pakistan // *Tectonics of Western Himalayas / Malinconico L.L., Lillie R.J., eds. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1989. 232. 129–136.*
27. *Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A.N.* A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling // *Earth Planet. Sci. Lett. 1995. 132. 225–232.*
28. *Clift P.D., Shimizu N., Layne G., Gaedicke C., Schluter H.-U., Clark M., Amjad S.* Fifty-five million years of Tibetan evolution recorded in the Indus fan // *EOS. 2000. 81. 278–281.*
29. *Dahlen F.A.* Critical taper model of fold-thrust belts and accretionary wedges // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1990. 18. 55–99.*
30. *Dahlen F.A., Suppe J.* Mechanics, growth and erosion of mountain belts // *Special Paper Geol. Soc. Am. 1988. 218. 161–178.*
31. *Davis D., Suppe J., Dahlen F.A.* Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges // *J. Geophys. Res. 1983. 88. 1154–1172.*
32. *Gardner J.S., Jones N.K.* Sediment transport and yield at the Raikot Glacier, Mamba Parbat, Punjab Pakistan // *Himalaya to the Sea: geology, geomorphology and the Quaternary / J.F. Shroder Jr., ed. London: Routledge, 1993. 184–197.*
33. *Garver J.L., Brandon M.T.* Erosional denudation of the British Columbia Coast Ranges as determined from fission-track ages of detrital zircon from Tofino basin, Olympic Peninsula, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull. 1994. 106. 1398–1412.*
34. *Grasemann B., Fritz H., Vannay J.C.* Quantitative kinematics flow analysis from the MCT zone (NW Himalaya–India): implications for decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges // *J. Struct. Geol. 1999. 21. 837–853.*
35. *Grujic D., Casey M., Davidson M., Hollister L.S., Kundig R., Pavlis T., Schmid S.* Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan // *Tectonophysics. 1996. 260. 21–43.*
36. *Guillot S., Allemand P.* Two-dimensional thermal modelling of the early tectonometamorphic evolution in central Himalaya // *J. Geodynamics. 2002. 34. 77–98.*
37. *Guillot S., Cosca M., Allemand P., Le Fort P.* Contrasting metamorphic and geochronological evolution along the Himalayan belt // *Eds. Macfarlane A., Sorkhabi R.B., Quade J. // Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops. Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 1999. 328. 117–128.*
38. *Guillot S., de Sigoyer J., Lardeaux J.M., Mascle G.* Eclogitic metasediments from the Tso Moriri area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India–Asia convergence // *Contrib. Mineral. Petrol. 1997. 128. 197–212.*
39. *Hallet B., Hunter L., Bogen J.* Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications // *Global Planetary Change. 1996. 12. 213–235.*
40. *Harrison T.M., Ryerson F.J., Le Fort P., Yin A., Lovera O.M., Catlos E.J.* A late Miocene–Pliocene origin for the central Himalayan inverted metamorphism // *Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. 146. E1–E8.*
41. *Hodges K.V.* Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives // *Geol. Soc. Am. 2000. 112. 324–350.*
42. *Hovius N., Stark C.P., Allen P.A.* Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // *Geology. 1997. 25. 231–234.*
43. *Hubbard M.S., Royden L., Hodges K.* Constraints on unroofing rates in the High Himalaya, Eastern Nepal // *Tectonics. 1991. 10. 287–298.*
44. *Lallemand S.E., Schnurle P., Malavieille J.* Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion // *J. Geophys. Res. 1994. 99. B6. 12033–12055.*
45. *Lavé J., Avouac J.-P.* Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal // *J. Geophys. Res. 2000. 105. 5735–5770.*
46. *Malavieille J.* Modelisation experimentale des chevauchements imbriques: Application aux chaines de montagnes // *Bull. Soc. Geol. Fr. 1984. 26. 129–138.*
47. *Meigs A.J., Burbank D.W., Beck R.A.* Middle-late Miocene (>10 Ma) formation of the main boundary thrust in the western Himalaya // *Geology. 1995. 23 (5). 423–426.*
48. *Molnar P.* Structure and tectonics of the Himalaya // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1984. 12. 489–518.*
49. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanckuk A.I., Stone D.B., Scortese C.R., Scholl D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *Prof. Paper 1626. USGS. 2001. 122 p.*
50. *Orange D.L., Geddes D., Moore J.* Structural and fluid evolution of a young accretionary complex: The Hohokam assemblage of the western Olympic Peninsula, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. 105. 1053–1075.*
51. *Parrish R.P., Hodges K.V.* Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya // *Geol. Soc. Am. Bull. 1996. 108. 904–911.*
52. *Robinson D.M., DeCelles P.G., Patchett P.J., Garzione C.N.* The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotope // *Earth and Planet. Sci. Letters. 2001. 192. 507–521.*
53. *Tabor R.W., Cady W.H.* Geologic map of the Olympic Peninsula // *U.S. Geol. Survey Map. I-994. Scale 1 : 125000. 1978.*
54. *Tippett J.M., Kamp P.J.J.* Quantitative relationship between uplift and relief parameters for the Southern Alps, New Zealand, as determined by fission track analysis // *Earth Surface Processes and Landforms. 1995. 20. 153–175.*
55. *Vannay J.C., Hodges K.V.* Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal // *J. Metam. Geol. 1996. 14. 635–656.*
56. *von Huene R., Scholl D.* Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // *Rev. Geophys. 1991. 29. 279–316.*

57. Wells R.E., Engebretson D.C., Snavely P.D. Jr., Coe R.S. Cenozoic plate motions and the volcanic-tectonic evolution of western Oregon and Washington // *Tectonics*. 1984. 3. 275–294.
58. Willett S.D. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts // *J. Geophys. Res.* 1999. 104. 28957–28981.
59. Willett S.D., Brandon M.T. On steady states in mountain belts // *Geology*. 2002. 30. 175–178.
60. Windley B.F. The Himalaya // *Geology Today*. 1985. 1. 169–173.
61. Zeitler P.K., Meltzer A.S., Koons P.O., Craw D., Hallet B., Chamberlain C.P., Kidd W.S.F., Park S.K., Seeber L., Bishop M., Shroder J. Erosion, Himalayan Geodynamics, and the Geomorphology of Metamorphism // *Geological Society of America Today*. 2001. 11. 4–9.
62. Zhao W., Nelson K.D., Team P.I. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet // *Nature*. 1993. 366. 557–559.

Рецензенты: А.Л. Книппер, М.А. Гончаров

Accretionary Orogens: Erosion and Exhumation

E. A. Konstantinovskaya¹ and J. Malavieille²

¹*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: elenak@ginras.ru*

²*Laboratory of Dynamycs of the Lithosphere, Montpellier-2 University, Montpellier, France*

Abstract—The effect of surface erosion upon the structural evolution of accretionary wedges was studied with reference to the Himalaya and the Olympic Mountains, Washington and simulated by experimental models. It was established that erosion is a necessary condition for exhumation in accretionary orogens. Under condition of erosion, dome-shaped structures are formed in the wedge models, and the material of the lower layers of the wedge is exhumed on the surface. The geometry of faults that controls the raising of material to the surface, as well as the localization of maximum uplift and exhumation is different for accretionary wedges with high and low values of basal friction. The nature of material transfer through accretionary wedge and the location of maximum uplift and exhumation in the wedge depend on slope of erosion surface. Investigation of the structure, evolution, and the material transfer in laboratory models of accretionary wedges subject to erosion makes it possible to clarify the effect of erosion on structure formation, direction and rate of exhumation in accretionary orogens.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛОНОВ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ: ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

© 2005 г. А. Забанбарк¹, А. И. Конохов²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851, Москва, Нахимовский просп., 36

²Геологический факультет Московского государственного университета, 119899, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 29.03.2004 г.

Открытия гигантских нефтяных и газовых месторождений за последние шесть лет в пределах глубоководной части Мирового океана, безусловно, заслуживают особого внимания. Современные континентальные склоны являются высокоперспективными зонами нефти и газа. В настоящее время поиски, разведка и разработка углеводородов ведутся при глубине вод 800–3000 м в Мексиканском заливе, на склонах Бразильской, Западно-Африканской и Западно-Австралийской окраин, Северном море, на Калифорнийском бордерленде и в других регионах. В тектоническом плане континентальные склоны пассивных окраин делятся на склоны, испытавшие и не испытавшие в кайнозое и плейстоцене тектоническую активизацию. Выделяются также проградационные склоны, а также склоны, осложненные погруженными подводными плато. На континентальных склонах активных окраин распространены два типа склонов: аккреционные и эрозивные. Особняком стоят морские бассейны, которые примыкают к поясам альпийской складчатости, активно развивавшимся в кайнозойское время. На континентальных склонах пассивных окраин выявлены мощные и регионально распространенные горизонты коллекторов турбидитового генезиса с пористостью 28–30% и проницаемостью 3–5 дарси, которые могут служить прекрасными местами для нефтяных и газовых скоплений. Перекрывающие их пачки флюидоупоров (глины, соли) в сочетании с высокопотенциальными, зрелыми нефтегазопроизводящими породами создают предпосылки для формирования гигантских скоплений углеводородов в этих глубоководных частях окраин континентов. На континентальных склонах активных окраин основные перспективы также связаны с отложениями гравитационного генезиса, не только терригенного, но также кремнистого, терригенно-кремнистого и, возможно, карбонатного состава.

ВВЕДЕНИЕ

Окраины континентов в Мировом океане принадлежат к тем немногим регионам на нашей планете, с которыми в настоящее время связаны перспективы на открытие крупных месторождений нефти и газа. Гигантские скопления углеводородов в последние годы были открыты почти исключительно в глубоководных частях континентальных окраин. Эти открытия привели к увеличению в несколько раз запасов нефти и газа в отдельных регионах. В связи с этим многие исследователи полагают, что более 90% еще не открытых ресурсов углеводородного сырья приурочены к глубинам более 800 метров, что соответствует континентальным склонам и их подножиям. Согласно прогнозам [10], ресурсы нефти и газа в пределах континентальных склонов Мирового океана должны распределиться следующим образом: Западная Африка – 32%, Мексиканский залив – 27%, Бразилия – 22%, Северо-Западная Европа – 8%, Азия и Тихий океан – 7%, другие акватории – 4% (рис. 1).

В настоящее время поиски и разведка залежей углеводородов ведутся нефтяными компаниями

во многих районах Мирового океана, главным образом в диапазоне глубин от 800 до 3000 м. Это Мексиканский залив, континентальные склоны Южной Америки и Западной Африки в Атлантическом океане, Западной Австралии и п-ова Индостан (Бенгальский залив) в Индийском океане и

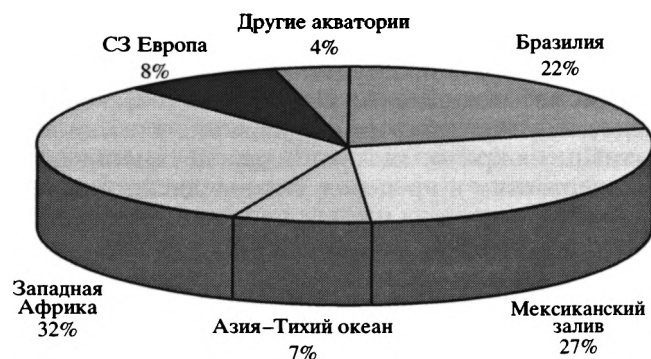


Рис. 1. Перспективы открытия запасов углеводородов в глубоководных регионах Мира
Цифры на рисунке означают % открытия будущих запасов



Рис. 2. Типы континентальных склонов на пассивных и активных окраинах материков в Мировом океане

Северной Америки (так называемый бордерленд Калифорнии) в Тихом океане. Еще одним районом интенсивных поисков являются глубоководные районы Северного, Норвежского и Баренцева морей, а также моря Бофорта.

Перспективы нефтегазоносности континентальных склонов отдельных регионов в Мировом океане, связанные с литологическими аспектами, были рассмотрены в ряде работ [10, 12, 13]. Однако связь нефтегазоносности с особенностями тектонического строения склонов на разных окраинах континентов и, следовательно, прогнозные оценки открытия в их пределах углеводородных скоплений заинтересовала исследователей лишь в последнее время [9].

В тектоническом плане окраины континентов и находящиеся в их составе склоны весьма разнообразны. Прежде всего, они делятся на континентальные склоны пассивных окраин, расположенные в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, и континентальные склоны активных окраин, которые сосредоточены преимущественно в пределах Тихоокеанского кольца (рис. 2).

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СКЛОНЫ ПАССИВНЫХ ОКРАИН

Среди зон перехода от континента к океану с пассивным тектоническим режимом наиболее распространены окраины активизированных (эпициатформенных орогенных поднятий) и неактивизированных областей древних кратонов, а так-

же окраины континентальных рифтов или авлакогенов [1, 6].

Хотя на этапе зарождения пассивных окраин строение входивших в их состав континентальных склонов было весьма сходным, в процессе последующей эволюции проявились различные тектонические тенденции, которые привели к значительным и разнообразным изменениям в первоначальной их структуре.

Основными процессами, определявшими на протяжении длительной истории склонов их развитие, было прогибание и накопление осадков. Благодаря неравномерному погружению отдельных блоков коры на этапе распада древних материков сложилась ступенчатая структура континентальных склонов. Своеобразные депрессии-карманы, возникшие на границах между неравномерно опускавшимися блоками, со временем трансформировались в полуграбены и грабены, игравшие роль ловушек для осадочного материала, который выносился с шельфа или опускался из водной толщи. Реликты этих структур фиксируются геофизикой как прогибы, погребенные под чехлом молодых осадков.

Нередко погружение испытывали и краевые участки древнего шельфа, которое было особенно активным при формировании здесь крупных барьерных рифов, скорость роста которых могла достигать нескольких сотен метров за миллион лет. Таковым было развитие атлантической окраины Северной Америки. Возникшие здесь в меловое время мощные карбонатные комплексы рифового происхождения в настоящее время на-

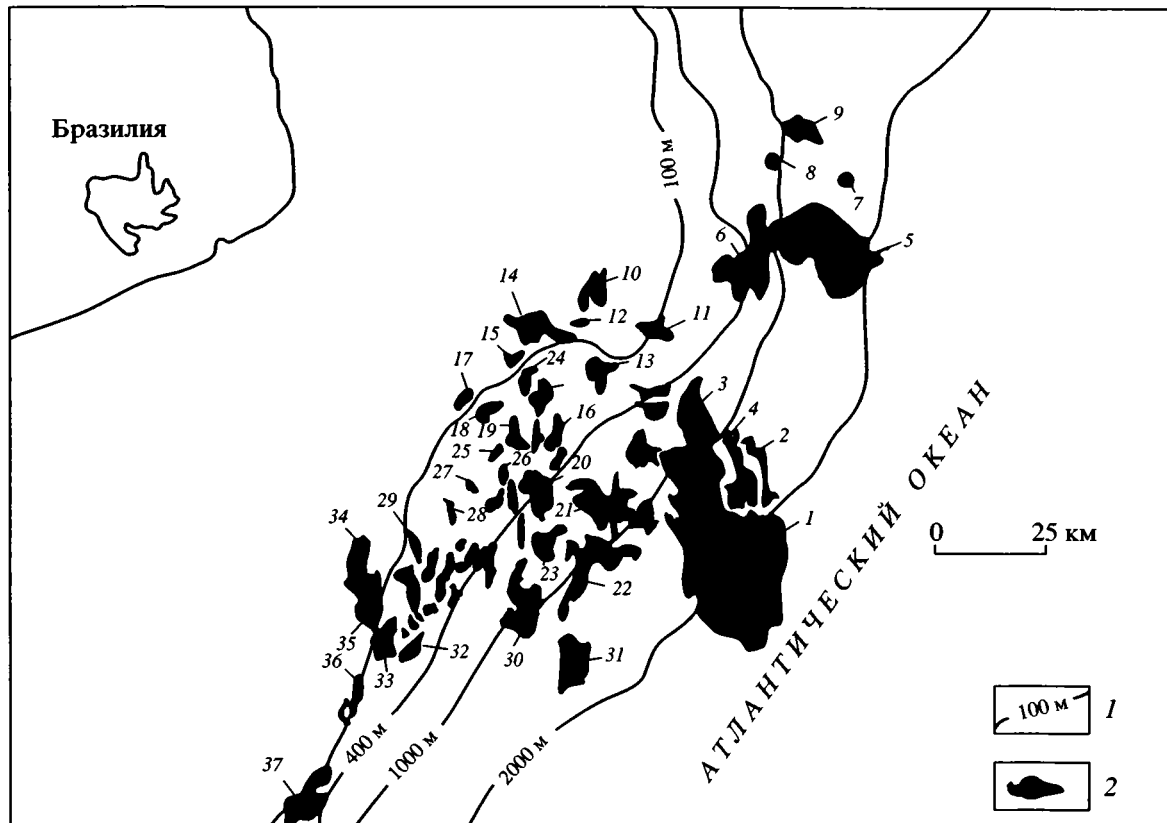


Рис. 3. Схематическая карта размещения нефтяных и нефтегазовых месторождений в бассейне Кампос [3]

1 – изобаты глубин океана; 2 – нефтяные и нефтегазовые месторождения: 1 – Марлим Сул, 2 – Марлим Е, 3 – Марлим, 4 – Барракуда, 5 – Албакора Е, 6 – Албакора, 7 – 1RjS-436, 8 – 1RjS-511, 9 – блок-366, 10 – Вермелхо, 11 – Морена, 12 – Парго, 13 – Виола, 14 – Карапоба, 15 – Гарупа, 16 – Наморадо, 17 – Парати, 18 – Багре, 19 – Черне, 20 – Малхадо, 21 – Биджупира, 22 – Каратинга, 23 – Маримба, 24 – Гарупинха, 25 – Анеким, 26 – Корвина, 27 – 512НА, 28 – Пирауна, 29 – Энхова, 30 – Бикудо, 31 – 409, 32 – Эспадарте, 33 – Пампо, 34 – Бадежо, 35 – Лингуадо, 36 – 485, 37 – Гуараджуба

ходятся в пределах континентального склона, формируя ее верхнюю половину. А так как в последующем большая часть атлантической окраины Северной Америки (к югу от о-ва Ньюфаундленд) осталась не затронутой тектонической активизацией, процессы погружения и аккумуляции осадков в пределах склона протекали здесь исключительно вяло и подавляющая часть осадочного материала поступала на подножие. Континентальные склоны этого типа можно назвать реликтовыми, учитывая, что их структура осталась почти не измененной от этапа раскрытия молодого океана. По-видимому, именно это обстоятельство предопределило невысокие перспективы открытия залежей углеводородов на атлантическом склоне США, где за все время поисков обнаружено лишь одно небольшое газовое месторождение.

Более насыщенной событиями была история атлантических окраин, возникших при распаде древнего материка Гондваны. Оставшиеся с того времени (апт–альб) полуграбены, часть из которых оказалась в составе африканской, а другие – в составе южно-американской окраины, в процессе позднеэоценовой активизации трансформи-

ровались в систему прогибов и впадин, в которых накапливались большие массы осадков, сносившихся с края шельфа. При эрозии эпиплатформенных орогенных сооружений, выросших в краевой части этих континентов, мобилизовывался терригенный, кластический и глинистый материал, который мутьевыми и другими гравитационными потоками перемещался вниз по склону, заполняя отдельные впадины и прогибы. Благодаря действию этих потоков в них сформировались толщи турбидитов и других отложений гравитационного генезиса, зачастую характеризующиеся прекрасными коллекторскими свойствами. В настоящее время именно в этих отложениях были открыты крупнейшие залежи углеводородов.

В качестве примера следует упомянуть континентальный склон Бразилии (рис. 3), где в диапазоне глубин от 600 до 2330 м в последнее время были открыты крупнейшие залежи углеводородов (таблица). До 80% нефти сосредоточены здесь в отложениях двух продуктивных комплексов, имеющих альб-туронский и сантон-миоценовый возраст. Это толщи циклического переслаивания песчаников, алевролитов и глин, для большей

Гигантские месторождения нефти на континентальном склоне бассейна Кампос

№	Месторождения	Год открытия	Глубина моря, м	Уд. вес нефти	Извлекаемые запасы, млн.т
1.	Албакора	1984	800–2200	0.889	200
2.	Албакора Е	1993	800–2200	0.890	76
3.	Марлим	1985	800–2200	0.930	300
4.	Марлим Сул	1985	–	0.930	165
5.	Марлим Е	1992	1800	0.930	30
6.	Барракуда	1989	1000–1300	0.900	152
7.	Ронкадор	1996	1000–1800	0.900	200

части которых характерна градационная слоистость, что является свидетельством их гравитационного, вероятно, турбидитного генезиса [3]. Данные бурения и геофизики указывают на то, что в верхней части континентального склона и особенно при приближении к краю шельфовой зоны разрез этих отложений становится глинистым. Из него почти совершенно выпадают породы, обладающие хорошими коллекторскими свойствами. Таким образом, становится очевидным, что вмещающие отложения на континентальных склонах имеют глубоководный генезис и образуются в результате действия гравитационных процессов, которые активизируются только на участках со значительными уклонами морского дна. Среди них главную роль играют оползни, зерновые и турбидитные (мутьевые) потоки.

Отложения, производные этих процессов, описываются в большинстве источников как турбидиты, и хотя вместе с последними в составе продуктивных глубоководных комплексов континентальных склонов встречаются самые разные отложения гравитационного генезиса, мы в дальнейшем также будем называть их турбидитами. К настоящему времени становится очевидным, что толщи турбидитов в глубоководной части атлантической окраины Южной Америки, по крайней мере в районе Бразилии (в бассейнах Кампос, Эспириту-Сантос и др.), покрывают огромные площади. Сложенный ими продуктивный комплекс имеет 155 м мощности и включает породы, являющиеся прекрасными коллекторами. Так, пористость олигоцен-миоценовых песчаников турбидитного генезиса может достигать 30% при проницаемости до 5 дарси. Открытые на континентальном склоне Бразилии месторождения являются многопластовыми (от 6 до 8 продуктивных горизонтов) и нередко занимают огромные площади от 100 до 500 км². Горизонты, играющие роль флюидоупоров, обычно образованы глинами, хотя в некоторых случаях упоминаются эвапориты, а в качестве нефтематеринских отложений рассматриваются глинистые породы сенонского возраста, которые зачастую обогащены органическим веществом.

Подобные описанным выше комплексы турбидитов широко представлены и на других окраинах материков в Атлантическом океане, в частности, в районах континентальных склонов Северо-Западной и Юго-Западной Африки, Скандинавии, Британских островов, а также в глубоководных впадинах Мексиканского залива и древних рифтовых прогибах Северного моря. Здесь также в последние годы было открыто несколько десятков залежей углеводородов.

Тектоническое строение и история развития большей части континентальных окраин Африки в Атлантическом океане позволяет отнести их к окраинам эпиплатформенных орогенных поясов, особенностями которых являются эрозионный тип побережья, неширокий шельф и довольно пологий континентальный склон, заваленный оползневыми отложениями и нередко осложненный соляными диапирами. Поиски залежей углеводородов на атлантических склонах многих африканских стран дали прекрасные результаты. Так, в полосе от Камеруна, Габона и Конго до Анголы и Намибии только за последние четыре года было открыто более 60 крупных преимущественно нефтяных месторождений, что позволило почти в несколько раз увеличить разведанные запасы углеводородов в большинстве из перечисленных выше стран. Указанные скопления приурочены преимущественно к турбидитам и близким к ним по генезису терригенным отложениям подводных конусов выноса (глубоководных фэнов), имеющих апт-сеноманский и олигоцен-миоценовый возраст (рис. 4).

Как и в турбидитовых толщах бассейнов континентального склона Бразилии, в глубоководных бассейнах атлантических окраин Африки коллекторские горизонты, сложенные песчаниками и алевролитами, характеризуются высокими показателями пористости (28–30%) и проницаемости (3–4 дарси). В нефтегазоносном комплексе мощностью от 223 до 300 м обычно выделяются несколько продуктивных горизонтов, причем высота залежи углеводородов может достигать 94 и даже 100 м [13]. Большинство скоплений приурочены к ловушкам стратиграфического, тектонически экранированного и комбинированного ти-

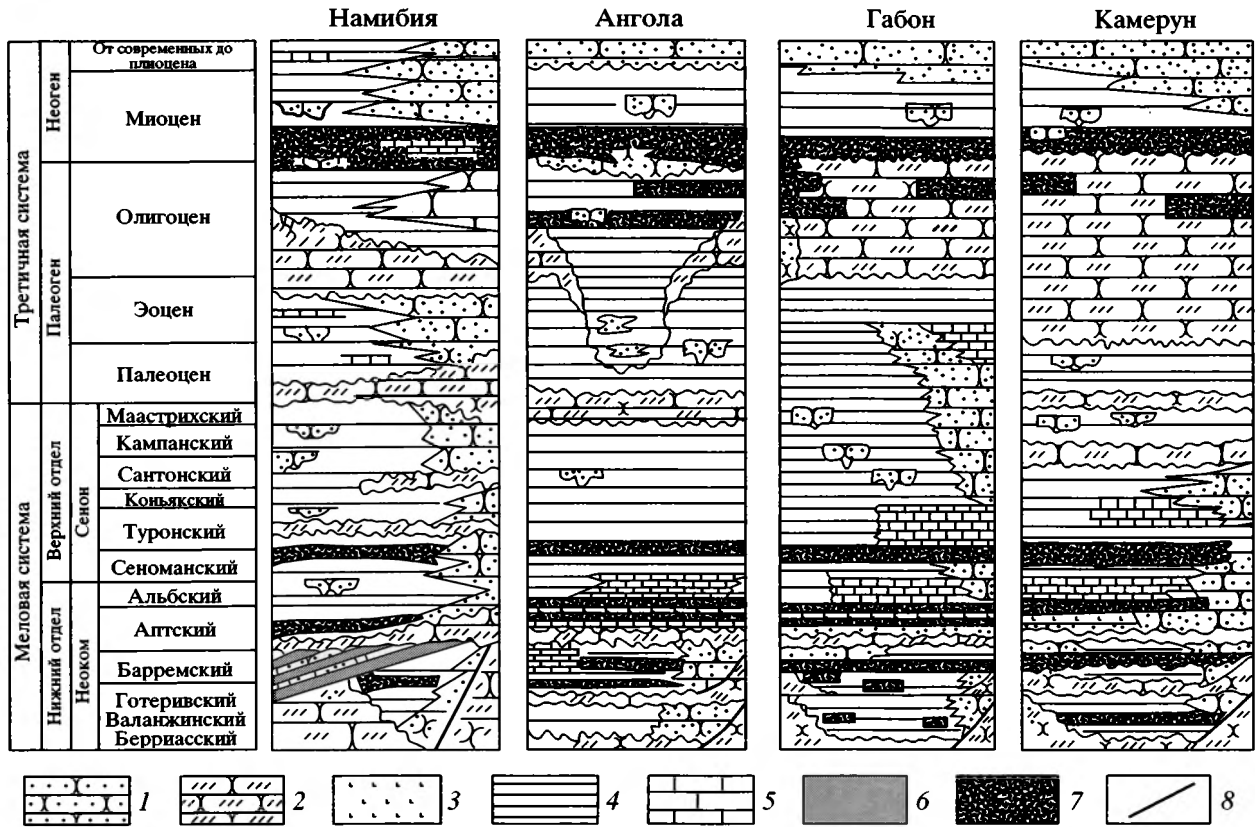


Рис. 4. Схема корреляции стратиграфических разрезов Западно-Африканской континентальной окраины [4]

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – соли; 4 – глинистые сланцы; 5 – известняки; 6 – вулканические породы; 7 – нефтегазоносные пласты; 8 – разломы

пов. Полагают, что роль нефтематеринских пород в этом огромном регионе играли глинистые толщи поздне мелового и среднепалеогенового возраста, так называемые черные сланцы, которые накапливались в глубоководных обстановках в условиях ограниченного доступа кислорода. В пользу этого говорят значительные концентрации органического вещества, заключенного в них, и высокая степень его зрелости.

Меридиональный тренд, протягивающийся вдоль глубоководной котловины атлантической окраины Африки от Намибии и Анголы до Камеруна и Нигерии [4, 11], в пределах которого были сделаны все крупные открытия залежей углеводородов последних лет, продолжается и на север, в районы континентального склона и подножия Марокко, Мавритании и Сенегала. Перспективность этого региона была подтверждена открытиями новых месторождений нефти и газа, сделанными здесь в последние два года [5]. Интересно, что в пределах материковой отмели этого региона, включающей шельф и прибрежную равнину, где разведка велась в течение нескольких десятилетий, были обнаружены лишь мелкие, незначительные по запасам залежи углеводородов.

В связи с этим становится очевидным, что в осадочных бассейнах окраин активизированных

областей кратонов, к которым принадлежит большая часть окраин Африки в Атлантическом и Индийском океанах, основные перспективы в отношении нефти и газа связаны с отложениями средней и нижней части континентального склона и, возможно, прилегающих районов подножия, которые уже охвачены разведочным бурением.

Особое место занимают окраины в районах выхода к океану континентальных рифтов или авлакогенов. Континентальные склоны на таких окраинах образованы мощнейшими комплексами терригенных отложений [8, 10]. Они приурочены к устьям крупных речных артерий, сбрасывавших в течение многих миллионов лет в океан обломочный материал, мобилизованный на суше. Подводные речные дельты, находящиеся на шельфе, переходят на континентальном склоне в подводный конус выноса, который, выдвигаясь в океан, постепенно наращивает окраину континента. Образованный подобным образом склон является проградационным. Нередко в пределах таких склонов формируются самые крупные на Земле осадочные комплексы, мощность которых может превышать 15 и 20 км (Гвинейский и Бенгальский заливы). Наиболее ярким примером является окраина Африки в Гвинейском заливе и к югу от него, куда сбрасывают воды такие круп-

ные реки, как Нигер, Огове, Конго и Кванза. К настоящему времени в этом регионе открыто 220 месторождений нефти и газа с суммарными разведанными запасами в 3.1 млрд. т нефти. Из них более половины были разведаны в пределах глубоководного конуса выноса при глубинах дна от 900 до 3000 м [4].

Своеобразные геологические условия сложились на значительной по протяженности окраине США в Мексиканском заливе [7]. Огромная по мощности осадочная линза, которая формирует в этом районе шельф, континентальный склон и подножие, сложена выносами р. Миссисипи. В этом регионе, одном из богатейших в Северной Америке, уже многие годы ведется добыча нефти и газа из месторождений, обнаруженных в пределах наземной и подводной частей дельты этой реки. В последние десятилетия разведочными работами были охвачены и районы, принадлежащие уже глубоководному конусу выноса Миссисипи, которые дали великолепные результаты. Из 5 млрд. т нефти, в которые оцениваются суммарные запасы бассейна Мексиканского залива, 1.7 млрд. т, как ожидают, будут добыты в районе подводного конуса выноса и других районов континентального склона в диапазоне глубин дна от 900 до 3000 м. Основные перспективы здесь связывают с отложениями мелового и неогенового возраста, которые в основном имеют турбидитный генезис.

Осадочные шельфовые бассейны на окраинах Евразии в молодом Северном Ледовитом океане в основном унаследованы от предшествовавших тектонических этапов развития этого региона [2]. Они были слабо затронуты деструктивными процессами в период формирования этого океана и выполнены толщами широкого стратиграфического диапазона. Для них характерна большая мощность отложений, формирующих несколько структурных этажей, и часто несколько этажей нефтегазоносности (например, на месторождении Прадхо-Бей). Вслед за открытием на шельфах этих бассейнов нескольких месторождений-гигантов: Штокмановское и Ледовое газо-конденсатные в Баренцевом море, упомянутое выше месторождение Прадхо-Бей на Аляске, Ленинградское и Русановское месторождения в Карском море и др., стали открывать крупные залежи и в пределах склона. В этой связи следует упомянуть газовое месторождение Тролл в норвежском секторе континентального склона Баренцева моря. Доказанные запасы углеводородов на континентальных склонах Баренцева моря, а также в морях Норвежском и Бофорта оцениваются в 1.2 млрд. т нефти и в 2–3 трлн. м³ газа. Как и в других регионах Мирового океана, они заключены в основном в турбидитах или близких к ним по генезису отложениях.

Еще одной весьма перспективной разновидностью континентальных склонов пассивных окраин являются склоны, которые осложнены под-

водными погруженными плато. Этот вывод можно сделать на примере плато Эксмут, которым осложнен континентальный склон Северо-Западной Австралии. Самые крупные открытия на окраинах, окружающих этот континент, были сделаны именно в бассейне Карнарвон – плато Эксмут. Обнаруженные здесь скопления углеводородов, а это более 20 месторождений нефти и газа, характеризуются относительно небольшими запасами. Однако их открытие позволило по-новому взглянуть на перспективы глубоководной части акваторий, окружающих Северо-Западную Австралию. Так, если на шельфах этого континента извлекаемые запасы углеводородов составляют, по последним оценкам, около 500 млн. т нефти, то в пределах бассейна Карнарвон–плато Эксмут и других участков континентального склона они оцениваются в 210 млн. т нефти и 150 трлн. м³ газа. Основными продуктивными отложениями являются дельтовые и русловые песчаники раннеюрского и поздне триасового возраста, а также терригенные отложения средней юры и нижнего мела. Этот продуктивный комплекс прослеживается по всему периметру северо-западной окраины Австралии в Индийском океане. К наиболее перспективным в этом регионе относится впадина Кенгуру, площадь которой достигает 300000 м².

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СКЛОНЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН

Совершенно иное строение имеют окраины континентов в зонах перехода с активным тектоническим режимом, большинство из которых сосредоточены в Тихом океане. Как правило, континентальные склоны здесь характеризуются большими уклонами дна и отсутствием подножия. Осадочные массы, мобилизованные мутьевыми и другими гравитационными потоками в краевой части шельфа и на склоне, редко накапливаются в средней и нижней частях последнего и выносятся в глубоководный желоб. Здесь они затягиваются вместе с блоками океанской коры в зоны субдукции и участвуют в формировании аккреционных комплексов. При этом они подвергаются столь активным преобразованиям, что уже неспособны вмещать скопления углеводородов. Поэтому континентальные склоны на большом их протяжении в Тихом океане являются мало перспективными в отношении открытия скоплений нефти и газа.

Исключение составляет та разновидность активных окраин, которая получила название невадийской. Наиболее ярким представителем подобных окраин являются калифорнийская и орегонская окраины США. Тело этих обширных окраин составляют гигантские аккреционные сооружения, занимающие не только подводную, но и значительную часть надводных районов. В составе аккреционных сооружений главную роль играют по-

роды глубоководного генезиса, дислоцированные и метаморфизованные при высоких давлениях и низких температурах в зоне Беньофа. Гигантские складки, сложенные турбидитами, гемипелагическими и подводно-склоновыми образованиями мезозойского возраста, включающими породы, типичные для океанского ложа, в том числе базальты, формируют так называемый бордерленд Калифорнии – систему поднятий и впадин, составляющих подводную окраину и Береговые хребты Калифорнии, а также фундамент в пределах Большой Долины. Невадийские окраины – довольно редкая разновидность континентальных окраин в областях с активным тектоническим режимом.

В отличие от андийских окраин, развивавшихся в условиях эрозии края континента, образование этих окраин было связано с развитием края континента за счет мощного аккреционного сооружения. Во впадинах аккреционного орогена, которые невелики по размерам, но характеризуются высоким темпом прогибания, накапливаются отложения значительной мощности. Во впадинах Калифорнийского бордерленда это молодые неогеновые, реже эоцен-олигоценые образования преимущественно терригенного или кремнисто-терригенного состава. Осадочные бассейны, формирующиеся на базе этих впадин, расположены как в надводной, так и в подводной части бордерленда. В разрезе осадочного чехла, особенно в нижней половине, преобладают, главным образом, турбидиты и близкие к ним по генезису образования. В отличие от других континентальных окраин с активным тектоническим режимом здесь редко фиксируются вулканические извержения и отсутствует глубоководный желоб, а континентальный склон относительно пологий и образован сильно дислоцированными и метаморфизованными породами гигантской аккреционной призм. К наиболее крупным впадинам, вмещающим толщи отложений мощностью 6–8 км и более и выделяемым в качестве отдельных осадочных бассейнов, относятся Вентура, Санта Барбара, Сакраменто, Сан Хоакин и Лос-Анжелес, где сегодня на склонах подводной части бассейнов ведутся поиски и разведка на нефть и газ. Извлекаемые запасы углеводородов, которые, как полагают, будут в будущем открыты в глубоководной части бордерленда Калифорнии, оцениваются в 1.7 млрд. т нефти и 200 млрд. м³ газа [13].

Отдельно следует остановиться на характеристике кремнистых отложений формации Монтеррей, имеющих позднемиоценовый возраст и характеризующихся мощностью до 2–3 км. Именно в этих отложениях в последнее время были открыты наиболее крупные в этом районе скопления углеводородов. Эти относительно молодые осадки сложены остатками диатомовых водорослей и других кремнестроящих организмов, бурное развитие которых было связано с древней зоной апвеллинга, иначе подъема глубинных вод, про-

должающегося в этом районе и в наше время. Первоначально кремнистые осадки накапливались в зоне внешнего шельфа и на прилегающем континентальном склоне. Впоследствии большая их часть была переотложена в результате развития гравитационных процессов, в том числе мутьевыми и другими гравитационными течениями, о чем свидетельствуют текстуры, типичные для обвално-оползневых отложений, а также циклическое строение многих разрезов формации Монтеррей. В строении циклитов, помимо диатомитов, порцелланитов и диатомовых глин, участвуют кремнистые алевролиты и терригенные по составу песчаники и алевролиты. О турбидитном генезисе этих образований свидетельствует градационная слоистость, описанная во многих циклитах. Очевидно, что и на активных окраинах основные перспективы в глубоководных их частях – на склонах связаны с отложениями гравитационного генезиса, в данном случае не только терригенного, но также кремнистого, терригенно-кремнистого и, возможно, карбонатного состава.

СКЛОНЫ В ЧЕРНОМ И КАСПИЙСКОМ МОРЯХ

Отдельно следует рассматривать осадочные бассейны континентальных окраин в таких бассейнах, как Черноморский и Каспийский, которые примыкают к зонам активно развивавшейся в кайнозойское время альпийской складчатости. Континентальные склоны и их подножия в этих бассейнах зачастую осложнены системами растущих антиклинальных складок, глиняных диапиров и подводных грязевых вулканов. Здесь же фиксируются потоки углеводородов, поступающих из недр к поверхности дна, что может свидетельствовать о крупных скоплениях углеводородов, в основном газовых, в недрах этих осадочных бассейнов.

ВЫВОДЫ

Таким образом, к наиболее перспективным зонам в районах с пассивным тектоническим режимом могут быть отнесены прежде всего участки выхода к океану континентальных рифтов, а также окраины эпиплатформенных орогенных поясов (склоны глубоководных частей осадочных бассейнов Мексиканского залива, Африки и Южной Америки). Меньшими перспективами характеризуются участки континентальных склонов, осложненные подводными плато, а также склоны неактивизированных участков древних кратонов, к числу которых принадлежит атлантическая окраина Северной Америки. Последнее, вероятно, можно объяснить отсутствием значительных тектонических подвижек в постмезозойской истории этих окраин, которым принадлежит значительная роль в формировании ловушек, активизации гравитационных, в том числе и мутьевых, потоков на

континентальных склонах, которые ответственны за аккумуляцию турбидитных комплексов на континентальных склонах и их подножии. Активные тектонические подвижки благоприятствуют также постседиментационным преобразованиям органического вещества в породах, способных играть роль нефтематеринских отложений.

Приведенные выше данные указывают на высокую перспективность открытия залежей нефти и газа в отложениях континентальных склонов, имеющих огромную протяженность в Мировом океане [12]. Уже к настоящему времени извлекаемые запасы в месторождениях, открытых на континентальных склонах Атлантического и Индийского океанов, составляют около 4 млрд. т нефти и 2 трлн. м³ газа. В бассейнах на континентальных окраинах Северного Ледовитого океана прогнозные запасы оцениваются примерно 42.5–54 млрд. т нефти и 74.2–85.8 трлн. м³ газа. Около 1/3 этих запасов планируется открыть на континентальных склонах Северного Ледовитого океана. Учитывая, что поисковые работы проводились до сего времени лишь в районах с установленной нефтегазоносностью, тогда как в пределах большинства континентальных склонов подобные работы не начинались вовсе или находятся на начальной стадии, можно с уверенностью считать, что эти глубоководные части на окраинах материков представляют собой настоящие кладовые углеводородов – мощный резерв для развития мировой экономики в XXI веке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 176 с.

2. Грамберг И.С. Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиции стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3–19.
3. Забанбарк А. Особенности нефтегазоносных бассейнов континентальной окраины Бразилии // Океанология. 2000. Т. 41. № 1. С. 147–154.
4. Забанбарк А. Пассивные континентальные окраины Западной Африки и особенности их глубоководной части // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 308–314.
5. Забанбарк А. Глубоководные окраины Северо-Западной Африки – потенциальный нефтегазоносный регион // Океанология. 2003. Т. 4. № 4. С. 621–626.
6. Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 223 с.
7. Конюхов А.И. Эволюция осадочных бассейнов в зонах коллизии континента с островными вулканическими дугами // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 2. С. 31–48.
8. Пущаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 79 с.
9. Хаин В.Е., Полякова И.Д. Геодинамические предпосылки нефтегазоносности континентальных склонов глубоководных впадин // Геология и геофизика. 2004. № 1. С. 5–14.
10. Apparent deepwater oil and gas find drilled off Nigeria // Oil and Gas Journal. 2000. Vol. 98. № 29. P. 32.
11. Bray R., Lawrence S. Nearby finds brighten outlook for Equatorial Guinea and Namibia // Oil and Gas Journal. 1999. Vol. 97. № 5. P. 67–75.
12. Deepwater sector marks progress off Africa // Oil and Gas Journal. 1999. Vol. 97. № 18. P. 48–50.
13. Pettingill H.S. Turbidite play's immaturity means big potential remains // Oil and Gas Journal. 1998. Vol. 96. № 40. P. 106–112.

Рецензент: Ю.А. Волож

Petroleum Potential of Continental Slopes in the World Ocean: A Tectonic Aspect

A. Zabanbark¹ and A. I. Konyukhov²

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia
e-mail: azaban@ocean.ru*

²*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia*

Abstract—Discoveries of giant oil and gas fields in the deep part of the World Ocean during the last six years undoubtedly merit special attention. Modern continental slopes are highly prospective for oil and gas. Exploration and development of hydrocarbons are currently carried out at a water depth of 800–3000 m in the Gulf of Mexico, at slopes of the Brazilian, West African, and West Australian margins, in the North Sea, California Borderland, and elsewhere. Continental slopes of passive margins are subdivided into margins that experienced or not experienced tectonic reactivation in the Cenozoic. There are also progradation slopes and slopes complicated by subsided submarine plateaus. Accretionary and erosional slopes are recognized at active continental margins. The sea basins adjacent to the Alpine Foldbelt, active in the Cenozoic, occupy a particular place. Thick and widespread turbidite-type reservoirs with porosity 28–30% and permeability 3–5 darcy, which may serve as an excellent repository for oil and gas accumulations, are established at continental slopes of passive margins. Impermeable cap rocks, e.g., clay and salt, combined with highly prospective mature source formations provide prerequisites for the giant hydrocarbon accumulations in these deepwater areas of continental margins. At continental slopes of active margins, the main prospects are also related to turbidite sequences, terrigenous, terrigenous–siliceous, and, probably, calcareous in composition.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА НА 32 СЕССИИ МГК, ФЛОРЕНЦИЯ, ИТАЛИЯ (ОБЗОР)

© 2005 г. Е. А. Константиновская, А. А. Пейве

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 15.09.2004 г.

32-я сессия Международного Геологического Конгресса (МГК) состоялась 20–28 августа 2004 г. в г. Флоренция, Италия. На сессии было представлено 8408 тезисов из 113 стран мира, в том числе 223 – из Африки, 1676 – из Азии, 447 – из Центральной и Южной Америки, 4964 – из Европы, 923 – из Северной Америки и 175 – из Океании. От России участвовало 537 ученых.

В обращении президента Атилио Бориани (Attilio Boriani) и оргкомитета 32-й сессии МГК было отмечено, что главной темой сессии является “возрождение” геологии и расширение ее использования для предупреждения природных катастроф и для сохранения нашего культурного наследия. Подчеркнуто, что необходимо развивать понимание ключевой роли наук о Земле в решении сложных проблем, с которыми сталкивается сегодня человечество. В рамках сессии был проведен 1-й международный фестиваль фильмов о науках о Земле, на котором были представлены фильмы научные, педагогические и мультимедиа. Большая работа была проведена по организации экспедиционных экскурсий, в числе которых уникальное геологическое пересечение из Индии в восточный Гиндукуш (Пакистан). В работе сессии приняли участие Средиземноморский Консорциум, комитеты GEOHOST и GEOEXPO, национальный комитет Международного Совета Наук о Земле (IUGS) и многие другие организации. В работе 32-й сессии МГК принял участие вице-президент Российской Академии Наук академик Н.Л. Добрецов. Среди выставок GEOEXPO большой интерес вызвал стенд Федерального Агентства Министерства природных ресурсов Российской Федерации.

Одно из важнейших решений сессии касается проведения международного года “Планета Земля”, намеченного на 2005–2007 гг. Это крупное мероприятие получило активную поддержку ЮНЕСКО. Авторитетной международной группой ученых были определены важнейшие научные направления в области наук о Земле, подлежащие первоочередной разработке. К ним относятся: ресурсы подземных вод, прогноз природных катастроф, геология и здоровье человека, прогноз климатических изменений, минеральные ре-

сурсы, геологические процессы и современные мегаполисы, глубинное строение Земли, Мировой океан, почвоведческие исследования.

В материалах сессии была представлена новая Международная Стратиграфическая Шкала, разработанная под руководством Международной Комиссии по Стратиграфии (ICS) (Episodes, 2004, V. 27, № 2, p. 83–100). Шкала содержит последнюю сводку данных о возрасте всех хроностратиграфических границ для докембрия и фанерозоя с оценкой погрешности. Специальное внимание уделено разделам докембрия, для которого приведены детальные возраста границ, и неогена, данные для которого приведены с учетом калибровки абсолютных возрастов ультравысокой точности.

На сессии были представлены 8 пленарных докладов: “Внутреннее дыхание Земли: летучие компоненты мантии, тектоника плит и “климат” (E. Bonatti), “Нефть и газ в офшорных зонах: доли, требования, перспективы” (B. Duval), “Вода, жизнь и геологическая история Марса и Земли” (V. Baker), “Жизнь с вулканическими опасностями” (F. Barderi), “Воздействие геологии на наше культурное наследие” (P. Bobrowsky), “Погрузит ли Европу глобальное потепление в ледниковый холод?” (W. Broecker). Доклады Viggiani C. и Jamiolkowski M. были посвящены Пизанской башне: “История и угрозы, подвергающие опасности ее выживание” и “Геотехническая стабилизация и структурное укрепление”.

Значительная часть докладов касалась процессов формирования и трансформации океанической коры, в том числе на границе океан–континент, а также распада и эволюции континентальных и океанических плит. Были рассмотрены возможные механизмы, обуславливающие эти процессы на уровне литосферы и мантии.

На основании изучения ориентированных образцов, отобранных из керна при бурении, были изучены кинематика и условия деформаций пологих сбросов (detachment faults) в районе Срединно-Атлантического хребта (САХ) 15°41' с.ш. и Юго-Западно-Индийского хребта в районе банки Атлантик (MacLeod C. et al.). Наблюдаемые признаки синкинематического внедрения долеритовых да-

ек в разломную зону (САХ 15°45' с.ш.) сложенную породами, метаморфизованными в низкотемпературной зеленосланцевой фации, говорят о том, что сброс был активен в верхней части литосферы непосредственно под осью САХ. В районе банки Атлантик имеется мощная субгоризонтальная зона деформаций, сложенная милонитами, развивавшаяся в верхней части мощной габбровой ассоциации. Следовательно пологие сбросы в океанской литосфере могут развиваться как во время активного магматизма ("горячий сброс"), так и во фронте вторичного изменения пород ("холодный" сброс). Рассмотрено строение поверхности пологого разлома (detachment) в океанической коре района 30° с.ш. Атлантики (Boschi C. et al.). Показано, что деформация проходила одновременно с серпентинизацией под воздействием относительно холодных (<500°C), обогащенных Si, гидротермальных флюидов, которые, скорее всего, были получены при взаимодействии с габброидами. При этом были сформированы метасоматические тальковые сланцы и ультрамилониты по метагабброидам.

Детальные исследования поднятия Горриндж (Атлантика) показали, что гора Геттисбург представляет собой серпентинитовый диапир, сходный по природе с таковым в районе Бонинского желоба (запад Тихого океана) (De Alteriis G. et al.). Возраст фаунистически охарактеризованных перекрывающих диапир осадков титон-киммеридж. На основании изучения содержаний Re, Pt, Os и изотопов Os (Sichel S. et al.) определен возраст перидотитов разлома Сан-Паулу (Центральная Атлантика) в 0.32–1.1 млрд. лет. Высказано предположение, что более холодная мантия этого района образовалась в результате погружения при субдукции литосферной плиты при закрытии палеоокеана Япетус. Присутствие данной плиты понизило температуру верхней мантии и создало нисходящее течение, которое существует в настоящее время в этом районе без зоны активной субдукции. Приводились последние данные по глубоководному бурению в океанах (Alt J.). Скважина 1256 была заложена для изучения коры, образованной при высокой скорости спрединга в восточной части тихоокеанской плиты. В нижней части она вошла в габбровый силл, внедрившийся в массивные среднезернистые базальты. В рейсе 209 (САХ 14–16° с.ш.) восемь скважин прошли до 155 м по перидотитам с значительным количеством габбро. В 210 рейсе изучалась окраина Ньюфаундленда, сложенная серпентинизированными перидотитами, перекрытыми базальтовыми лавами и гравитационными осадочными потоками, состоящими из обломков габбро, серпентинитов и песчаников.

Появляются все новые данные (Pushchin I.), указывающие на образование вулканических хребтов в результате функционирования горячих

линий. Пример тому – цепь гайотов протяженностью 1300 км в Тасмановом море (Тихий океан), образовавшаяся одновременно. Был предложен механизм образования Южно-Китайского моря как бассейна, возникшего при правостороннем сдвиге, так как многие факты геологического строения данного бассейна не укладываются в модели его образования при спрединге (Xu J. et al.). В ходе образования Южно-Китайского моря имели место этапы сжатия, связанные с левосторонними движениями Индийской, Евразийской и других плит. Изучение современных структур запада Тихого океана дает богатую информацию для понимания процессов образования офиолитов (Pearce J. et al.). По крайней мере, часть литосферы имеет полигенное происхождение как результат взаимодействия образованных в процессе субдукции магм и океанической мантийной литосферы.

В ряде докладов был представлен нестандартный подход к происхождению океанов. Так, изучение южной пассивной окраины Австралии, по мнению (Dickins J. et al.), не выявило листрических разломов на континентальном склоне и прилегающей части океана. То же самое относится и к противоположной окраине Антарктиды. Авторы не видят признаков латеральных перемещений между этими континентами и объясняют наблюдаемые факты в рамках гипотезы пульсации Земли. В докладе (Wezel F. et al.) обращается внимание на ряд факторов геологии Атлантического океана, которые не укладываются в стандартные плитотектонические построения. Предлагается модель образования Атлантики по типу формирования задуговых бассейнов с чередованием этапов сжатия и растяжения. Smoot C. отрицает идею образования Атлантики в результате спрединга океанического дна, основываясь на имеющихся противоречиях в геологических данных. Sheth H. отвергает плюмовую модель формирования Деканских траппов и связывает их образование с континентальным рифтингом. Длительное накопление тепла в мантии под суперконтинентом могло привести к поверхностным проявлениям, сходным с рассматриваемыми в плюмовых моделях. Такие геодинамические механизмы, как расслоение континентальной мантии, проградация трещин через океаническую литосферу, плавление, контролируемое трещинами и др., могут объяснить явления, обычно связываемые с плюмами.

Было показано (Achauer U., Wilson M.), что палеоценовый – современный вулканизм в западной и центральной Европе, связанный пространственно и во времени с развитием внутриконтинентальной рифтовой системы, обусловлен диапировым подъемом мелких "пальцевидных" конвекционных неоднородностей от основания верхней мантии. Рассмотрена проблема связи мелкомасштабной мантийной конвекции с развитием Альпийского орогенного пояса. В появлении мантий-

ной конвекционной неустойчивости, по мнению авторов, может играть роль латеральное перемещение материала из протоисландского плюма. По мнению (Doglioni C. et al.), если считать источником материала горячих точек астеносферу, а не глубокую нижнюю мантию, то из этого следует, что латеральное перемещение литосферы относительно астеносферной мантии больше, чем фиксируется по следам горячих точек и может достигать 20 см/год. А скорость западного дрейфа тихоокеанской литосферы больше, чем оценивается в настоящее время, и составляет 9 см/год. Большая скорость относительного движения приведет к повышению температуры астеносферы при трении более чем на 100°C, что может быть причиной рассеянного внутриплитного вулканизма. Показано (Crespi M. et al.), что литосферные плиты двигаются не хаотично, а следуют определенному потоку, который остается постоянным, по крайней мере, с мезозоя. Если учесть западный дрейф литосферы относительно мантии, то все плиты, правда, с разными скоростями, но двигаются к западу. Таким образом, западный дрейф является глобальным феноменом. По данным интерпретации новой трехмерной томографии модели коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Sabitova et al.) обнаружены признаки мантийного плюма на глубине 50–80 км к востоку от Талассо-Ферганского разлома, а на глубинах 25–35 км низкоскоростная зона расположена подо всем Тянь-Шаньским блоком. Подчеркивается значение процессов растяжения при формировании складчатых поясов (Lister G. et al.). Их эволюция включает повторяющиеся циклы растяжения–сжатия, когда кора и литосфера сперва растягивается, а потом сокращается. В складчатых поясах с циклами растяжения–сжатия имеет место бимодальный магматизм и высокотемпературный метаморфизм низкого давления в конце фазы растяжения. При цикле сжатие–растяжение в конце фазы сжатия наблюдается низкотемпературный метаморфизм высокого давления. По данным сейсмической томографии (O'Leary F. et al.) четыре из шести областей Карибского региона характеризуются структурой, типичной для океанической коры и верхней мантии, в то время как в двух других – присутствуют континентальные структуры. Два района, расположенные над главными геологическими зонами аккреции коры Карибского региона, характеризуются специфической корой и верхней мантией, с литосферными корнями, прослеживаемыми, по крайней мере, до глубины 200 км. Предполагается, что в архее более высокие степени плавления над мантийным апвеллингом формировали более мощную мафическую кору, чем современная океаническая (Davies G. et al.). В то же время низкая вязкость приводила к большей скорости мантийного потока. Вместе, эти эффекты не давали возможность функциониро-

вать плитной тектонике. Мафическая кора концентрировалась над нисходящими мантийными потоками и, вероятно, формировалась эпизодически, в то время как ее глубинные части трансформировались в более плотные эклогиты. Это, возможно, объясняет сильное обеднение исходной мантии некогерентными элементами. Поскольку плейттектонические процессы, вероятно, начались, по крайней мере, в палеопротерозое, рециклинг плит в мантию внес значительный вклад в формирование мантийных неоднородностей (Mooges E.). Изотопные данные свидетельствуют о том, что все докембрийские, как, впрочем, и фанерозойские офиолиты, – это продукты всей предшествующей эволюции их мантийных источников, т.е. всей историей эволюции Земли. Это надо учитывать при оценке тектонической обстановки, базируясь на геохимических данных.

Обсуждается эволюция восточного Тетиса с распадом террейнов, которые сейчас составляют восточно- и юго-восточно-азиатский регион (Metcalfe I.). Разрушение и закрытие тетических океанических бассейнов при субдукции с каменноугольного периода до кайнозоя привело к аккреции и соединению ранее разделенных континентальных фрагментов. Приведены палеогеографические реконструкции, иллюстрирующие пространственную и временную эволюцию восточно-тетических океанических бассейнов. На основании вещественных и изотопных особенностей офиолитов показано, что имеются существенные различия в составе мантии между палео-тетической и палео-азиатской провинциями Китая (Hou Q. et al.). Разбирается новый класс покровных дуплексных структур (Decandia F. et al.), характеризующийся изначально варьирующими осадочными разрезами, на примере южной Тоскании в северных Апеннинах, которые образовались при счешуивании пермо-триасовых пород с изначально различной мощностью по простиранию. Предполагается, что сложные дуплексные структуры различного масштаба широко распространены и в других складчатых поясах. При распаде Пангеи происходило омоложение возраста открытия сегментов Мезотетиса в западном направлении с триаса в восточной части средиземноморского Тетиса до мела в Карибском Тетисе (Bortolotti V. et al.). Основная причина разрушения – это крупное перемещение по квази-экваториальному правостороннему разлому между Евразией и Гондваной. В этой схеме Центральная Атлантика может рассматриваться как крупный бассейн растяжения, составляющий звено между двумя основными ветвями мезозойского тетического океана: Средиземноморского и Карибского.

Детально анализируются оманские офиолиты, являющиеся аналогом рифтового сегмента с большой скоростью спрединга (MacLeod C.) Обсуждаются структуры, которые, вероятно, рас-

пространены в областях смещения осей быстро-спрединговых хребтов (discontinuities). Показано, что зона перехода между повернутым блоком верхней части коры и неповернутым – нижней, более древней коры проходит в области перехода дайковый комплекс – габбро. Там имеется мощная и протяженная зона недеформированных плагиигранитов с многочисленными ксенолитами долеритов, которые внедряются в основание дайкового комплекса. Плагииграниты выступают как горизонт, по которому происходит разрушение и смещение хрупкой “крыши” верхней коры в отмирающем рифтовом сегменте. Эта внутрикоровая зона тектонического расслоения, расположенная на уровне существования линз расплавов, смазывалась ими. Данный процесс связан с ассимиляцией кровли осевой магматической камеры, обеспечивая поступление воды в последнюю. На примере этих офиолитов разбираются механизмы переноса и кристаллизации магмы в нижней коре (Macleod C. et al.). На основании анализа офиолитовых комплексов делается вывод о повсеместном распространении неоднородностей в мантии (Liu C. et al.). Сосуществование геохимически разнотипных магм, образованных практически одновременно, может быть объяснено малоглубинным частичным плавлением субстродужной мантии с образованием бонинитовых магм и внутридуговым растяжением с формированием базальтов срединно-океанических хребтов (Saccani E. et al.).

Предлагаются механизмы образования двух типов офиолитов (Flower M. et al.). Офиолиты тетического типа образуются в результате подъема мантии, обусловленного коллизией, с открытием окраинного бассейна, происходящим быстрее, чем смещение прилежащего континентального блока. Образование офиолитов кордильерского типа связано с увеличением скорости плиты (по отношению к подстигающей литосфере) в результате глобальной плейт-кинематической реорганизации. Наличие в альпийско-апеннинских офиолитовых перидотитах больших областей, сложенных импрегнированными мантийными породами, говорит о том, что значительные порции расплавов никогда не достигали поверхности, соответственно, в это время вулканизм отсутствовал (Piccardo G. et al.). При образовании лигурийского Тетиса имели место 2 различных цикла: амагматический и вулканический (магматический), что характерно для современных океанов с небольшой скоростью спрединга. Новые данные по альпийско-апеннинским перидотитам дают важную информацию по эволюции мантийной реологии и динамике расплавов на начальной стадии формирования океана при пассивном литосферном растяжении. Показано, что по данным изучения метаморфизованных офиолитов Западных Альп не происходит существенного переноса

некогерентных элементов из океанической плиты в мантийный клин во время субдукции, по крайней мере, до эклогитовых фаз (Chalot-Prat F. et al.). В ходе тектоно-магматической эволюции Неотетиса офиолиты прошли этап субдукции и эксгумации как тектонические пластины аккреционного клина с западной вергентностью (Liberi F. et al.). Субдукция океанической литосферы была направлена к востоку, и поэтому герцинская континентальная кора, которая была надвинута на офиолитовый аккреционный клин после закрытия Неотетиса, представляла собой часть палеоокраины Африки или была континентальной микроплитой между Африканской и Европейской плитами.

На тематическом симпозиуме, посвященном магматическому петрогенезису офиолитов, Н.Л. Добрецов с соавторами представили доклад о сравнительном анализе магматизма и геодинамики Палеоазиатского и Тихого океанов. Н.Л. Добрецов также сделал сообщение о крупных магматических провинциях в Азии на рубеже 250 млн. лет на примере Сибирского и Эмейшанского траппов. Л.И. Красный и О.В. Петров с соавторами представили доклад о мантийных плюмах, диапиррах и горячих точках, как о новом классе питающих структур.

На тематическом симпозиуме по Арктической геологии были представлены доклады о структурных элементах Арктического океана по данным геологии и геофизики. В докладе В.Е. Хаина приведен детальный обзор результатов исследований структуры и тектонической эволюции Арктического региона.

На общем симпозиуме, посвященном суперконтинентам в истории Земли, сообщение В.Е. Хаина было посвящено планете Земля, ее главным чертам и динамике.

На тематическом симпозиуме “Аккреционные призмы и меланжи” обсуждались проблемы строения и структурной организованности олистостром и меланжей в аккреционных призмах, рассматривались свидетельства переноса континентального вещества в мантию в зонах субдукции на примере современных и древних конвергентных окраин. В докладе Moore G. et al. были представлены результаты последних исследований аккреционной призмы желоба Нанкай. Показана ведущая роль фронтальных надвигов в образовании и размещении подводных оползней и связанном с ними формировании олистостром в верхней части призм. Обсуждаются результаты бурения призм Нанкай, которые позволяют охарактеризовать ранние стадии деформации меланжа вдоль зон срыва, где наблюдаются хрупкие деформации и интенсивное нарушение пластов мощностью десятки метров. Согласно сейсмическим данным тектоническое базальное подслаивание наблюда-

ется вдоль срыва на расстоянии 30–40 км от фронтального надвига, где возможно предположить включение блоков океанической коры с образованием настоящего меланжа.

Доклад Tarrin D., Scholl D. посвящен проблеме корового рециклинга и субдукционной эрозии на примере внутриокеанической зоны субдукции дуги Тонга, рассматриваются геологические параметры, контролирующие процесс тектонической эрозии. В докладе Von Huene R. анализируются количественные данные об объеме осадков, поглощаемых ежегодно вдоль зон субдукции, и об объеме корового материала, перемещенного в мантию в результате тектонической субдукционной эрозии. Приводятся количественные оценки и баланс скорости перемещения корового материала и океанских осадков вдоль субдукционного канала и скорости магматической продуктивности дуг. В докладе Von Huene R., Scholl D. “Самоограничивающиеся фронтальные призмы” обсуждается классификация аккреционных и эрозионных конвергентных окраин, количественно охарактеризованы различия аккреционных и эрозионных фронтальных призм, рассматриваются факторы самоограничения, влияющие на ширину призм и количество поглощаемых осадков. В докладе M.T. Brandon “Определяющие проблемы баланса масс в аккреционных зонах субдукции” рассматривается пример призмы Каскадии, размер которой последние 15 млн. лет остается почти постоянным благодаря устойчивому балансу между аккрецией и базальным подслаиванием материала и поверхностной эрозией преддугового поднятия.

На тематическом симпозиуме “Эксгумация орогенных поясов” рассматривались проблемы взаимосвязи климата и поверхностных процессов с эрозионной эксгумацией, структурные и термохронологические свидетельства глубокой эксгумации, геодинамические модели тектонической эксгумации. Методом численного моделирования количественно протестирована степень воздействия скорости аккреции вещества и выпадения осадков на скорость эксгумации (Roe G. et al.). Методом физического моделирования исследован процесс формирования разломов, способ и скорость эксгумации в аккреционном орогене в условиях эрозии в зависимости от базального трения, реологии и объема осадков, наклона эрозионной поверхности (Константиновская Е.А., Malavieille J.). В докладе Jolivet L. et al. анализируются стадии деформаций каледонских метаморфических пород Норвегии, которые сопровождали ранние стадии эксгумации пород в субдукционном канале.

На тематическом симпозиуме “Геология континентальных окраин” рассматривались вопросы взаимосвязи развития окраин и процессов осадконакопления, нестабильности склонов, газогидраты, особенности экосистем коралловых построек

и флюидной вентиляции, результаты высокоточных исследований продельтовых систем, геополитические аспекты континентальных окраин. В докладе Syvitsi J. были представлены результаты численного моделирования миграции береговой линии в зависимости от поступления осадков, морфологического развития континентальных шельфов и склонов.

На тематическом симпозиуме “Тектоника становления офиолитов: структуры и процессы” были представлены доклады о строении и этапах формирования покровов офиолитов во внутриокеанических и окраинно-континентальных обстановках на примере горных поясов Албании, южных Апеннин, Омана, юга Чили. На тематическом симпозиуме “Офиолиты орогенных поясов Циркум-Пацифики” Ogawa Y., Dilek Y. представили обобщение результатов исследований состава и механизма выведения офиолитов (серпентинитов, базальтов и метаморфических пород) в преддуговой обстановке на западной окраине Тихого океана.

На общем симпозиуме “Зоны субдукции: соответствие экспериментальных ограничений данным о природных объектах” был представлен доклад Toussaint G., Burov E. о динамике коллизии континентальных плит по результатам термомеханического моделирования. Рассматриваются четыре различных механизма конвергенции плит в зависимости от изменений реологических параметров нижней и верхней коры, скорости конвергенции, поверхностной эрозии и метаморфических преобразований в погружающейся коре. В докладе De Capitani Ch., Bousquet R. анализируются эффекты метаморфических преобразований в коре на субдукционный процесс в результате изменений петрофизических и плотностных свойств пород и вариаций их объема, которые могут приводить к высокоскоростным деформациям и вызывать землетрясения. При разработке геодинамических моделей методом двумерного термального моделирования авторы используют геофизические данные о структуре нижних уровней коры и мантии и исследуют степень воздействия различных пород, вовлеченных в погружение, их радиоактивности на термальный режим в зоне субдукции, тип метаморфизма и глубину проявления процессов дегидратации и эклогитизации.

На общем симпозиуме “Геодинамика” были представлены секции, посвященные структуре и эволюции океанской литосферы, глубинной тектонике в субдукционно-коллизионных поясах, суперконтинентам в истории Земли, тектонике щитов, космической геодезии и перемещению плит, реконструкциям Тетиса и пологой зоне субдукции под Андийской окраиной. На секции глубинной тектоники в субдукционно-коллизионных поясах был представлен доклад Williams P. et al. о

происхождении покровов, формирование которых сопровождается интенсивной проникающей пластической деформацией и метаморфизмом пород высоких ступеней и может рассматриваться как результат течения корового вещества вдоль глубинных зон срыва. В докладе Devine F., Murphy D. рассматривается пример эклогитов северных канадских Кордильер (Юкон), сформированных в результате двух этапов субдукции в позднепермское и позднепермское-триасовое время.

На общем симпозиуме “Неотектоника и ее применение” представлен доклад о неотектоническом развитии континентальных окраин Лигурийского бассейна (Fanucci F., Morelli D.).

На общем симпозиуме “Структурная геология” Graham R.H. сделал ключевой доклад об истории и дальнейших перспективах исследований на нефть и газ в надвиговых поясах и о наследовании структуры рифтогенной или пассивной окраины при формировании надвигового пояса. Holm Ch., Tull J. представили данные о структурной эволюции главного выступа Аппалачей.

Следующая 33-я сессия Международного Геологического Конгресса будет проведена в 2008 г. в г. Осло, Норвегия, а 34-я сессия – в 2012 г., в г. Брисбен, Австралия.

Сдано в набор 22.09.2004 г.

Подписано к печати 24.11.2004 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 4.5 тыс.

Уч.-изд. л. 14.0

Бум. л. 7.0

Тираж 310 экз.

Зак. 8948

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
- Агрохимия
- Азия и Африка сегодня
- Акустический журнал*
- Алгебра и анализ
- Астрономический вестник*
- Астрономический журнал*
- Биологические мембраны
- Биология внутренних вод
- Биология моря*
- Биоорганическая химия*
- Биофизика*
- Биохимия*
- Ботанический журнал
- Вестник РАН*
- Вестник древней истории
- Водные ресурсы*
- Вопросы истории естествознания и техники
- Вопросы ихтиологии*
- Вопросы философии
- Вопросы языкознания
- Восток
- Вулканология и сейсмология
- Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
- Генетика*
- Геология рудных месторождений*
- Геомagnetизм и аэрономия*
- Геоморфология
- Геотектоника*
- Геохимия*
- Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
- Государство и право
- Дефектоскопия*
- Дискретная математика
- Дифференциальные уравнения*
- Доклады Академии наук*
- Журнал аналитической химии*
- Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
- Журнал вычислительной математики и математической физики*
- Журнал неорганической химии*
- Журнал общей биологии
- Журнал общей химии*
- Журнал органической химии*
- Журнал прикладной химии*
- Журнал технической физики*
- Журнал физической химии*
- Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
- Журнал экспериментальной и теоретической физики*
- Записки Российского минералогического общества
- Защита металлов*
- Земля и Вселенная
- Зоологический журнал
- Известия АН. Механика жидкости и газа
- Известия АН. Механика твердого тела
- Известия АН. Серия биологическая*
- Известия АН. Серия географическая
- Известия АН. Серия литературы и языка
- Известия АН. Серия математическая
- Известия АН. Серия физическая
- Известия АН. Теория и системы управления*
- Известия АН. Физика атмосферы и океана*
- Известия АН. Энергетика
- Известия русского географического общества
- Исследование Земли из космоса
- Кинетика и катализ*
- Коллоидный журнал*
- Координационная химия*
- Космические исследования*
- Кристаллография*
- Латинская Америка
- Лесоведение
- Литология и полезные ископаемые*
- Математические заметки
- Математический сборник
- Математическое моделирование
- Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
- Микология и фитопатология
- Микробиология*
- Микроэлектроника*
- Мировая экономика и международные отношения
- Молекулярная биология*
- Наука в России
- Научная книга
- Научное приборостроение
- Нейрохимия
- Неорганические материалы*
- Нефтехимия*
- Новая и новейшая история
- Общественные науки и современность
- Общество и экономика
- Океанология*
- Онтогенез*
- Оптика и спектроскопия*
- Отечественная история
- Палеонтологический журнал*
- Паразитология
- Петрология*
- Письма в Астрономический журнал*
- Письма в Журнал технической физики*
- Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
- Поверхность
- Почвоведение*
- Приборы и техника эксперимента*
- Прикладная биохимия и микробиология*
- Прикладная математика и механика
- Природа
- Проблемы Дальнего Востока
- Проблемы машиностроения и надежности машин
- Проблемы передачи информации*
- Программирование*
- Психологический журнал
- Радиационная биология. Радиозэкология
- Радиотехника и электроника*
- Радиохимия*
- Расплавы
- Растительные ресурсы
- Российская археология
- Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
- Русская литература
- Русская речь
- Сенсорные системы
- Славяноведение
- Социологические исследования
- Стратиграфия. Геологическая корреляция*
- США. Канада. Экономика - политика - культура
- Теоретическая и математическая физика
- Теоретические основы химической технологии*
- Теория вероятностей и ее применение
- Теплофизика высоких температур*
- Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
- Успехи математических наук
- Успехи современной биологии
- Успехи физиологических наук
- Физика Земли*
- Физика и техника полупроводников*
- Физика и химия стекла*
- Физика металлов и металловедение*
- Физика плазмы*
- Физика твердого тела*
- Физиология растений*
- Физиология человека*
- Функциональный анализ и его применение
- Химическая физика
- Химия высоких энергий*
- Химия твердого топлива
- Цитология
- Человек
- Экология*
- Экономика и математические методы
- Электрохимия*
- Энергия, экономика, техника, экология
- Этнографическое обозрение
- Энтомологическое обозрение*
- Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке