

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1991

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н. А. ШИЛО*

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю. И. Бакулин*, *Ч. Б. Боружаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. А. Красилов*, *Н. И. Лаерик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *В. В. Ревердатто*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*, *И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

Адреса редакций: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65. ИТиГ ДВО
АН СССР. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, СО издательства „Наука“. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*
Мл. редактор *М. А. Языкова*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректор *Г. Д. Смоляк*

Сдано в набор 07.08.91. Подписано к печати 05.11.91. Формат 70x108/16. Бумага типографская № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 14,7. Усл. кр.-отг. 15,2. Уч.-изд. л. 15. Тираж 499 экз.
Заказ № 927. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука“. Сибирское отделение
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства „Наука“. 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
 Д А Л Ь Н Е В О С Т О Ч Н О Е О Т Д Е Л Е Н И Е
Т И Х О О К Е А Н С К А Я
Г Е О Л О Г И Я
 В С Е С О Ю З Н Ы Й Н А У Ч Н Ы Й Ж У Р Н А Л

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

Н О Я Б Р Ь — Д Е К А Б Р Ь

№ 6, 1991

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Наталин Б. А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое . . .	3
Злобин Т. К., Злобина Л. М. Строение земной коры Курильской островной системы . . .	24
Цзан Шаосянь, Чжоу Яньхуа, Лей Кася. Взаимодействие тектонических плит и поле напряжений в районе о. Тайвань . . .	36
Лихт Ф. Р. Современный приконтинентальный седиментогенез и типы флиша в Япономорском регионе . . .	46
Филимонова Л. Г. Индикаторы оруденения в вулканитах Востока СССР . . .	54
Гранник В. М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы . . .	67
Шило Н. А., Карташов И. П., Патык-Кара Н. Г., Шумилов Ю. В. Теория перигляциального россыпеобразования (статья 2) . . .	87
Власов Г. М. Черты унаследованности от архея в фанерозойском развитии Земли: практические следствия . . .	100
Белый В. Ф. Компенсационные движения и контракция — главные факторы тектогенеза, сопутствующие магматизму . . .	110
Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке оси спрединга . . .	123
Булгаков В. К., Дрюков В. В. Численное моделирование тепловой конвекции в мантии Земли . . .	139

К Р А Т К И Е С О О Б Щ Е Н И Я

Гоневчук В. Г., Герасимов Н. С., Гоневчук Г. А. Граниты Хингао-Олонойского рудного района . . .	150
--	------------

К Р И Т И К А И Д И С К У С С И И

Толстихин Н. И., Кириухин В. А. О новом методе нефтегазогеологического районирования крупных регионов . . .	158
--	------------

Х Р О Н И К А

Результаты геологических исследований 33-го рейса НИС «Профессор Богоров»	162
Указатель статей, опубликованных в журнале за 1991 г.	167

PACIFIC GEOLOGY

ALL-UNION SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues a year

NOVEMBER — DECEMBER

N 6, 1991

C O N T E N T S

Natal'in B. A., Faure M. Geodynamics of Asia eastern margin in the Mesozoic	3
Zlobin T. K., Zlobina L. M. Earth's crust structure of the Kuril island system	24
Zhang Shaoxian, Zhou Yanhua, Lei Kaxia. Interaction of plates and stresses state in Taiwan area	36
Likht F. R. Present-day near-continentals sedimentogenesis and flysch types in the Japan Sea region	46
Filimonova L. G. Indicators of metallization in the USSR East volcanics	54
Grannik V. M. Petrochemical characteristics of magmatic rocks of the East-Sakhalin Late Mesozoic island arc system	67
Shilo N. A., Kartashov I. P., Patyk-Kara N. G., Shumilov Yu. V. The theory of periglacial placer formation (paper 2)	87
Vlasov G. M. Archean-inherited features of Phanerozoic development of the Earth: practical consequences	100
Bely V. F. Compensation movements and contraction — main factors of tectonogenesis which accompany magmatism	110
Galushkin Yu. I., Dubinin Ye. P. Evolution of sea floor relief and thermal regime of the lithosphere with the spreading axis «leaping»	123
Bulgakov V. K., Dryukov V. V. Numerical modelling of heat convection in the Earth's mantle	139

BRIEF COMMUNICATIONS

Gonevchuk V. G., Gerasimov N. S., Gonevchuk G. A. Granites of the Khingano-Oloy ore region	150
--	-----

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Tolstikhin N. I., Kiryukhin V. A. A new method of petroleum-geologic zoning of large regions	158
--	-----

CHRONICLES

Results of geological surveys of the R/V «Professor Bogorov» 33rd cruise	162
Index of papers published in the journal in 1991	167

NOVOSIBIRSK
«N A U K A»
SIBERIAN BRANCH

УДК 551.24 : 551.76(571.6/520/914)

*Б. А. Натальин, М. Фор***ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ В МЕЗОЗОЕ**

Проведена корреляция юрско-раннемеловых аккреционных структур на восточной окраине Азии. Реперными тектоническими единицами приняты зоны Танба и Санбосан юго-западной Японии. С ними хорошо коррелируются юрский и раннемеловой аккреционные комплексы Центрального и Южного Сихотэ-Алиня. Образование юрских аккреционных комплексов завершилось складчатостью и магматизмом, которые были вызваны столкновениями с окраиной Азии Южно-Японского и Анейского микроконтинентов. Аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины формировался на протяжении всего раннего мела, но по набору входящих в его состав пород и здесь можно наметить аналоги зон Танба и Санбосан. Субдукция под Хингано-Охотскую окраину завершилась причленением к зоне субдукции под острым углом структур Центрального и Южного Сихотэ-Алиня. Сделан вывод, что мезозойская геодинамика восточной окраины Азии определялась субдукцией, вызвавшей образование аккреционных комплексов, коллизией микроконтинентов (Филиппинский, Южно-Японский, Анейский) и сдвиговыми смещениями, ориентированными вдоль окраины континента и обусловившими нарушение первичной тектонической зональности.

ВВЕДЕНИЕ

После появления первых работ, основанных на мобилистских представлениях (например, [36]), большинством исследователей признается, что образование Евразии это результат фанерозойского столкновения кратонов (Восточно-Европейского, Сибирского и Сино-Корейского), более мелких по размерам континентальных блоков (Индокитай, Индия и др.) и формирования обрамляющих их аккреционных складчатых поясов (Индонезия, Филиппины, Япония, Сихотэ-Алинь, Корякия и др.). С точки зрения тектоники плит складчатые пояса понимаются как производные процессов субдукции (субдукционные комплексы), аккреционной тектоники и коллизии микроконтинентов. Таким образом, на примере Евразии можно проиллюстрировать механизм роста мегаконтинента. Для восточной окраины Евразии уже предложены несколько общих геодинамических моделей [10, 11, 27, 69, 76, 84], однако непрерывное поступление новых данных делает их точность уже недостаточной.

В связи со сложностью общего структурного рисунка Востока Азии для расшифровки истории роста континента следует последовательно снимать эффекты разновозрастных тектонических событий, продвигаясь от более молодых к древним. Сейчас достаточно хорошо понятна кайнозойская тектоника (рис. 1) [11, 66], и ее эффект может быть легко исключен с тем, чтобы оценить роль мезозойских событий — главного объекта наших исследований. Усилиями многих геологов и особенно в два последние десятилетия выявлены принципиально новые особенности мезозойской тектоники и установлены главные геодинамические процессы, ответственные за рост восточной окраины Азии.

ЭФФЕКТ КАЙНОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Кайнозойская тектоника Азии обусловлена двумя главными процессами — коллизией Индии и субдукцией Тихоокеанской плиты под восточную окраину континента.

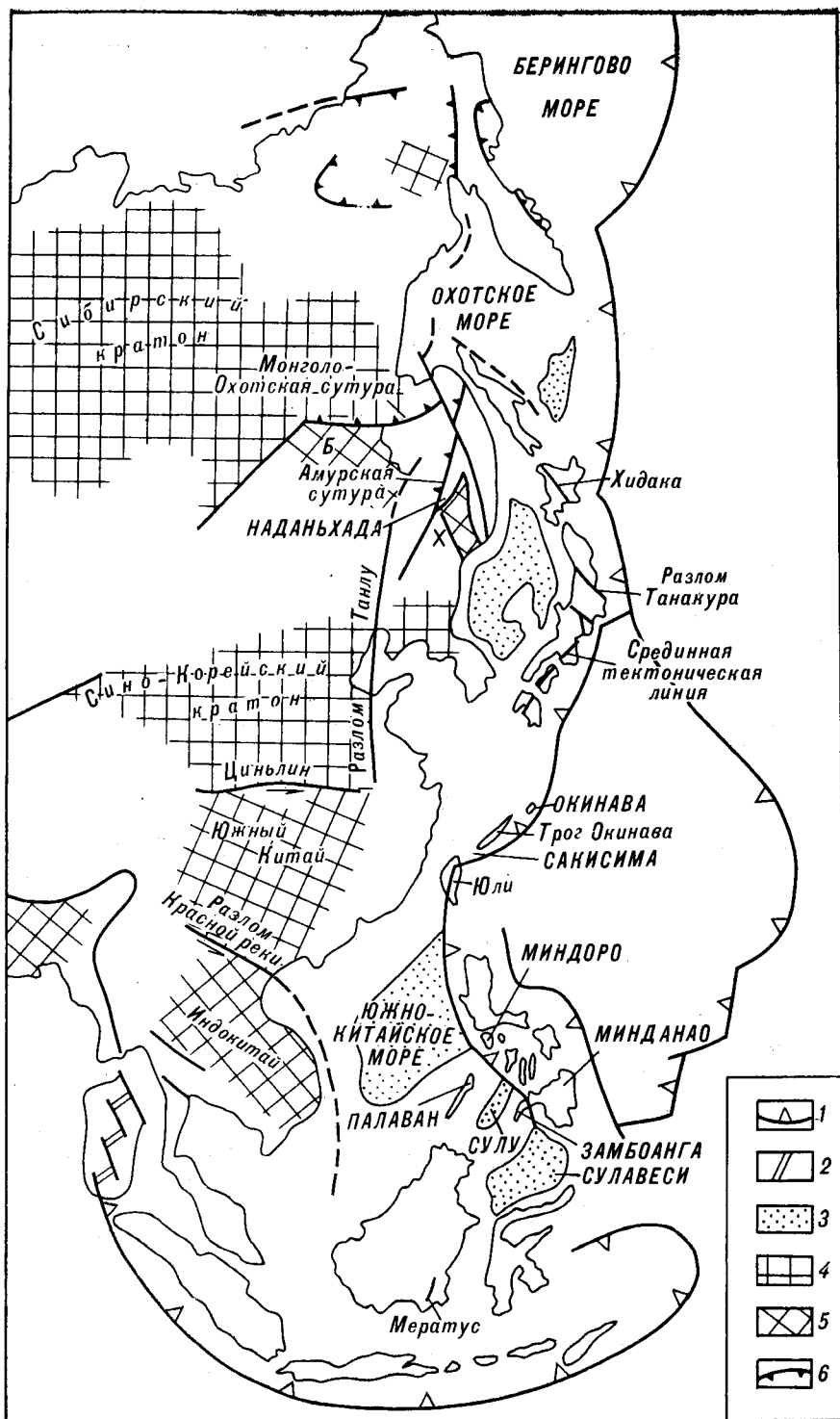


Рис. 1. Кайнозойская и современная геодинамика на восточной окраине Азии. На рисунке указаны основные районы, геология которых обсуждается в разделах, посвященных мезозойской тектонике.

1 — зоны субдукции, 2 — зоны спрединга, 3 — глубоководные котловины окраинных морей, 4 — кратоны, 5 — крупные континентальные блоки (Б — Бурейский массив, X — Ханкайский массив), 6 — сутуры.

Коллизия Индии. Вдавливание жесткой континентальной массы Индии в относительно пластичную южную окраину Азии привело к деформации, которая охватила значительную часть континента, осуществляется на литосферном уровне и сопоставляется с некой разновидностью пластического течения [72, 88]. Она выражается в смещениях с амплитудами в сотни километров по крупным сдвигам и диффузном растяжении (например, в Тибете, районе оз. Байкал и Восточном Китае). Общее движение ограниченных сдвигами блоков осуществляется в западном и, главным образом, в восточном направлении из зоны максимального сдавливания, вызванного коллизией Индии. Блоки перемещаются как квазижесткие тела, испытывающие только внутреннее вращение. Этот процесс является причиной движения Индокитая по отношению к Южному Китаю вдоль зоны разломов Красной Реки [35, 88], Южного Китая по отношению к Северному вдоль зоны разломов Циньлинь [77] и, возможно, современных движений Буреинского массива по отношению к Сибирской платформе по зоне Монголо-Охотских разломов.

Диффузное растяжение имеет разные причины, но главной является отсутствие соразмерных разломам сдвиговых напряжений и появление на участках, удаленных от зоны сдавливания, отрицательных напряжений. Вторая причина заключается во вращении блоков. Этими причинами можно объяснить также образование глубоководных котловин окраинных морей, подстилающихся корой океанического типа, например, трога Окинава в Восточно-Китайском море и глубоководной котловины Южно-Китайского моря [88].

Субдукция Тихоокеанской плиты. Вдоль восточной окраины Азии позднемиценовые, ранне- и позднекайнозойские магматические дуги практически непрерывными цепями прослеживаются от Филиппин на юге до Чукотки и Корякии на севере. Они указывают на то, что на протяжении всего этого времени восточная окраина Азии была местом субдукции океанических плит Кула и Тихоокеанской [40], причем в позднем мелу — палеогене здесь существовала активная континентальная окраина андийского типа, геодинамический режим которой имеет существенные отличия от режимов островных дуг [90].

Несмотря на то, что в процессах образования окраинных морей пока трудно определить вклад коллизии Индии и субдукции океанической плиты, можно полагать, что оба этих процесса ответственны как за отделение от Азии клиньев континентальной коры, которые образуют фундамент современных островных дуг, так и за нарушение докайнозойской структуры континента. Одним из наиболее эффектных примеров последнего является ороклинальный изгиб мезозойских структур юго-западной Японии [42, 46, 48, 75]. На основании палеомагнитных данных подобные ороклинальные изгибы обнаружены на Западных Филиппинах, Борнео и Целебесе [70, 79].

Принимая во внимание палеомагнитные данные и данные геолого-геофизических исследований окраинных морей, обрамляющих их участков суши и внутренних районов континента, можно оценить величину кайнозойской деформации Евразии, закрыв глубоководные котловины окраинных морей и развернув в первичное положение блоки внутренних районов континента. Определение позднемиценовой — палеогеновой формы Евразии, сделанное таким образом, будет достаточно точным (рис. 2). Главными опорными точками такой реконструкции являются: 1) вращение на $30-40^\circ$ по часовой стрелке Индокитая [35], обусловившее смещение по зоне разломов Красной Реки [88]; 2) левостороннее сдвиговое смещение п-ова Малакка, островов Суматра и Ява; 3) смещение в южном направлении и вращение по часовой стрелке островов Калимантан, Палаван, архипелага Сулу и, возможно, северной части о. Сулавеси [58, 78, 89]; 4) учет складчатых деформаций на о. Тайвань, который указывает на значительное расширение континентальной окраины Китая [37, 82]; 5) вращение юго-западной и северо-восточной частей Японии соответственно на 50° по часовой стрелке и на 30° против часовой стрелки [74, 75];

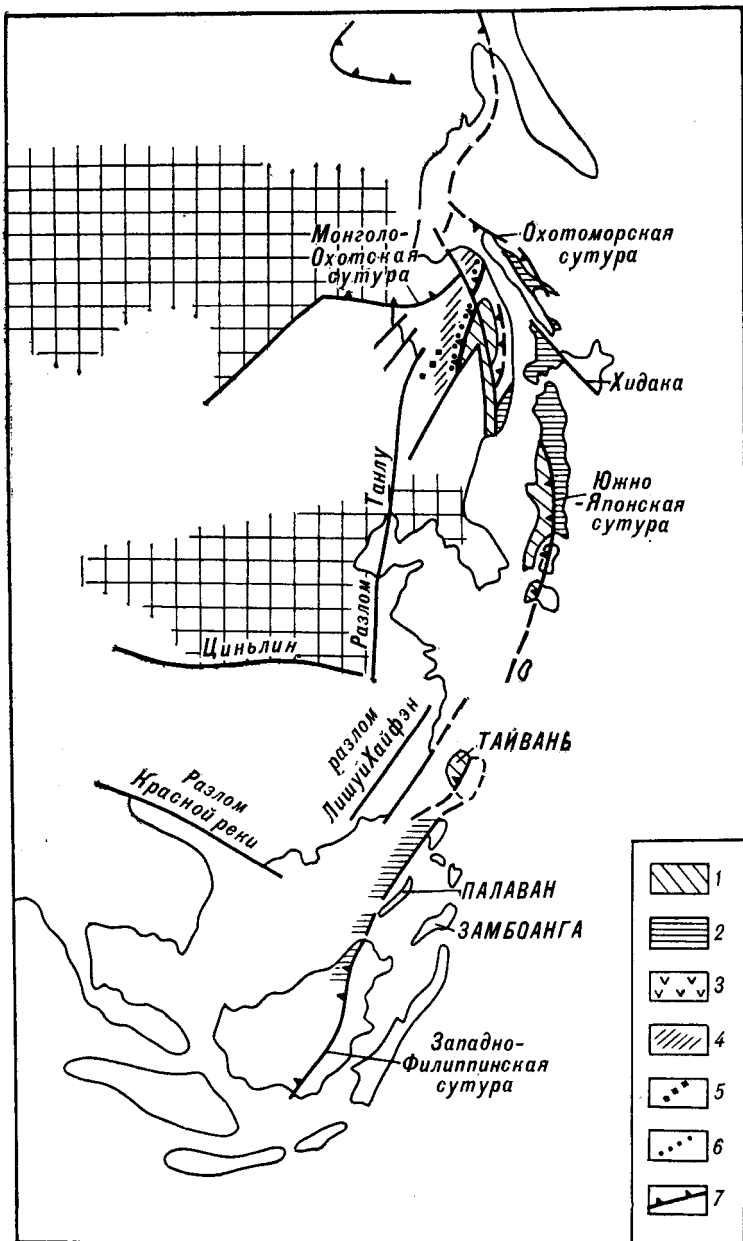


Рис. 2. Палинспастическая реконструкция восточной окраины Азии для времени поздний мел — палеоген. Показаны главные тектонические зоны и комплексы, использованные для мезозойских геодинамических реконструкций.

1 — зона Танба и ее аналоги; 2 — зона Санбосан и ее аналоги; 3 — Зеленосланцевый покров (см. рис. 7, 8); 4 — амурский комплекс; 5 — хабаровский комплекс; 6 — киселевско-маноминский комплекс; 7 — сутуры.

6) правостороннее олигоцен-миоценовое смещение по зоне Хидака на Хоккайдо [65].

На севере восточно-азиатской окраины в кайнозое к континенту, по-видимому, были причленены Олюторская зона, восточные полуострова Камчатки [11].

Оценка внутриконтинентальных деформаций более сложна, поскольку они рассеяны на широкой площади. Тем не менее можно отметить некоторые основные зоны смещений, такие как Циньлин [77] и Монголо-Охотская.

Важно подчеркнуть, что реконструкцию поздний мел — палеоген можно сделать по другим независимым данным — реперным структурам и комплексам-индикаторам. Ниже именно они будут главными в реконструкциях мезозойских тектонических событий на восточной окраине Азии. Для нас было главным определить путь, по которому шло формирование окраины. Была это единая активная окраина алдрийского типа, перманентно развивавшаяся с палеозоя, или же она имела более сложную структуру?

Собственные геологические данные, полученные в ряде районов Востока Азии, а также анализ многочисленных литературных источников позволили заключить, что в образовании мезозойской структуры Востока Азии ведущую роль сыграли три последовательно сменявшие друг друга процесса:

1. Субдукция. Она привела к образованию грандиозных по объему субдукционных комплексов. В мезозое между Азией и океаническими плитами Тихого океана всегда существовали зоны субдукции. В ходе геологической истории они меняли свое положение, и это приводило к созданию новой тектонической зональности.

2. Коллизия. На протяжении всей мезозойской истории к окраине Азии причленялись микроконтиненты, а в субдукционные комплексы впечатывались более мелкие по размерам тела, не способные погрузиться в зону субдукции. Процессы коллизии прерывали субдукцию и вызывали орогенические процессы, большая часть которых была установлена на самых ранних этапах исследований региона. В связи с тем, что размеры микроконтинентов уступали размерам окраины Азии, процессы коллизии прерывали субдукцию в одних местах и не оказывали сколь угодно заметное влияние на смежные районы.

3. Сдвиговые смещения. Они осуществлялись параллельно или под острым углом к восточной окраине Азии, приводили к сдвиганию тектонической зональности или к другим ее искажениям, например, к утонению и даже полному исчезновению каких-либо тектонических зон.

В качестве реперных объектов для построения общей геодинамической модели мы избрали районы, хорошо известные нам по результатам собственных полевых исследований. Некоторые данные, полученные в процессе работ в других районах, и обширные литературные данные позволили нам скоррелировать структуры на большей части восточной Азии.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЯПОНИИ

Упрощенные геологическая карта и разрез юго-западной Японии (рис. 3, 4), заимствованные из работы М. Фора с соавторами [47], иллюстрируют основные особенности мезозойской структуры. Мезозойская структура представляет собой пакет тектонических покровов. Тыловой покров, образованный пермско-триасовыми и более древними структурами [38, 44], надвинут на покров, сложенный юрской олистостромой (зона Танба), и располагающийся южнее Внешний покров. Внешний покров в свою очередь надвинут на Зеленосланцевый покров, сложенный магматическими и осадочными породами океанического генезиса. Зеленосланцевый покров претерпел пластические деформации, синхронные с метаморфизмом Санбагава, протекавшим в условиях высоких давлений — средних температур. Покров тектонически перекрывает микроконтинент, названный Южно-Японским. Благодаря кайнозойским деформациям, отдельные части этого микроконтинента обнажаются вдоль зоны Куросегава. Зона Санбосан и внутренняя часть зоны Симанто сложены соответственно позднеюрскими и меловыми турбидитами и олистостромами, накопившимися вдоль южной границы Южно-Японского блока.

В целом юго-западная Япония представляет собой коллизионный складчатый пояс, возникший в результате поддвига (континентальной субдукции) Южно-Японского микроконтинента под восточную окраину Азии. Покровообразование завершилось до накопления залегающих с

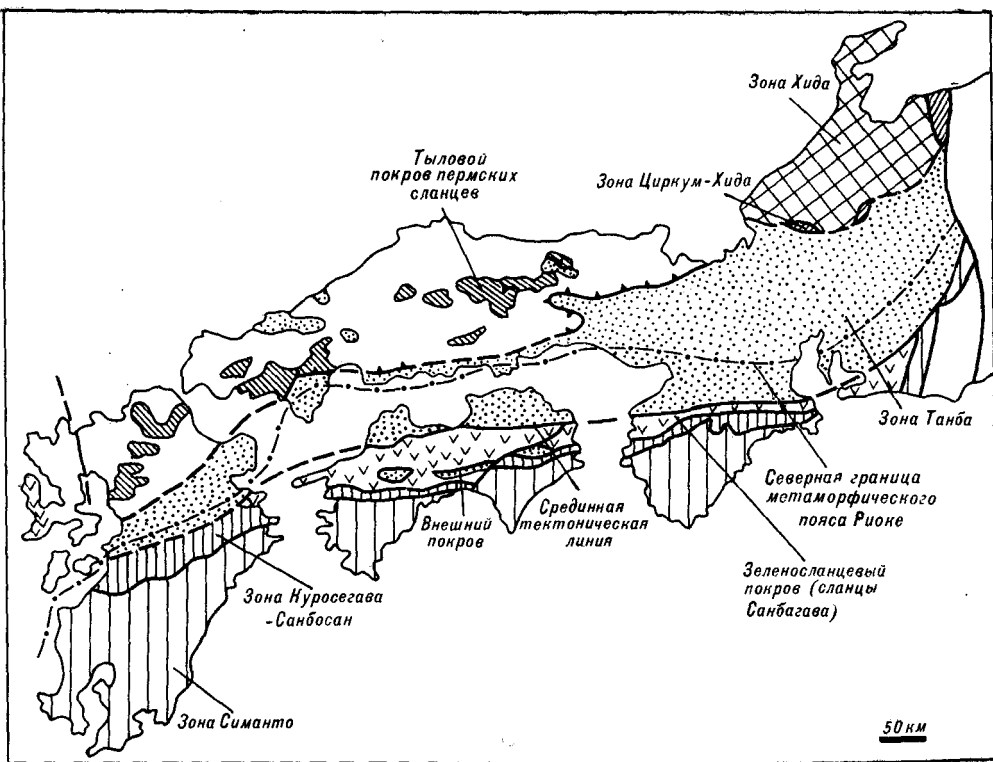


Рис. 3. Мезозойская тектоническая зональность юго-западной Японии.

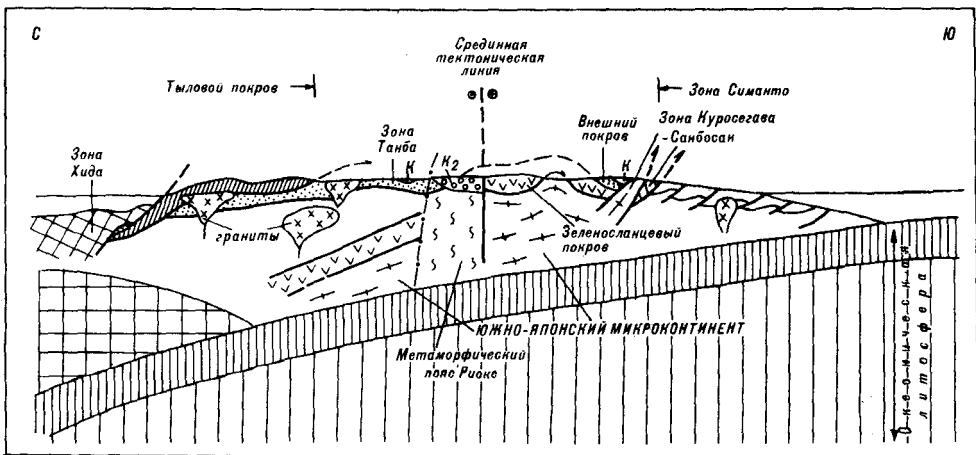


Рис. 4. Схематический геологический разрез юго-западной Японии.

несогласием нижнемеловых толщ, хотя радиометрические датировки возраста метаморфизма высоких давлений — средних температур попадают в интервал апт — поздний мел [73]. Это несоответствие объясняется вторичным прогревом метаморфических пород за счет метаморфизма Риоке, протекавшего в условиях высоких температур — низких давлений.

Кинематический анализ пластических деформаций, базирующийся на изучении отчетливо выраженной широтной линейности растяжения в Зеленосланцевом покрове, указывает на движение масс с запада на восток, т. е. по простиранию основных структур.

На примере юго-западной Японии рассмотрим некоторые реперные геологические комплексы, которые коррелировались вдоль Востока Азии.

а. Офиолиты и метаморфические породы высоких давлений. Мезозойские зеленокаменные породы в Зеленосланцевом покрове юго-западной

Японии залегают либо в тектоническом чередовании с пелитовыми сланцами во внутренних частях зоны Санбагава, либо в виде почти непрерывной зоны, названной поясом Микабу, располагающейся в южной части Зеленосланцевого покрова [87]. Ассоциирующие с ними осадочные породы датируются либо поздним триасом — кремни и известняки пояса Санбагава [83], либо поздней юрой — алевролиты пояса Микабу [62].

Строго говоря, истинные мезозойские офиолиты в юго-западной Японии отсутствуют. Ультраосновные породы, габбро и базальты в зоне Санбагава и поясе Микабу залегают в виде олистолитов (иногда имеющих километровые размеры). Основной объем Зеленосланцевого покрова слагают осадочные породы, возникшие за счет размыва габброидов, широко распространены песчаники, образовавшиеся за счет размыва габброидов, гиалокластиты, диабазы, кремни и зеленоватые алевролиты [61]. После работы А. Миасиро [71] метаморфизм высоких давлений — средних температур Зеленосланцевого покрова (метаморфизм Санбагава) получил мировую известность. Здесь описан широкий спектр фаций от пренит-пумпелеитовой до эклогитовой, хотя основной объем слагают породы зеленосланцевой фации.

б. Типы олистостром. В мезозойских структурах юго-западной Японии установлены два типа олистостром. Первый тип — внутренняя олистострома (олистострома Танба) — развит в зоне Танба и Внешнем покрове, а второй — внешняя олистострома (олистострома Санбосан) — обнажается к югу от зоны Куросегава. Эти типы олистостром различаются по составу включений, структуре и возрасту матрикса. Олистострома Санбосан охватывает интервал поздняя юра — ранний мел, а олистострома Танба — среднюю, позднюю юру и самое начало раннего мела. Крупные (первые километры) олистолиты верхнетриасовых известняков обнаружены только в олистостроме Санбосан. В олистостроме Танба блоки триасовых известняков имеют небольшие размеры и встречаются сравнительно редко. Кроме того, здесь обнаружены непрерывные разрезы кремнистых пород перми и триаса. Для отличия типов олистостром важным критерием является присутствие в олистостроме Санбосан верхнетриасовых известняков с мегалодонтовой фауной [86] и средне-верхнеюрских рифовых известняков — фация Ториносу [85]. Как будет показано ниже, охарактеризованные типы олистостром имеют важное значение для корреляции структур на восточной окраине Азии.

Тектоническая природа олистостром Танба и Санбосан дискуссионна. В тихоокеанских складчатых поясах олистостромы обычно рассматриваются в качестве аккреционных комплексов, возникших в процессе субдукции [64, 84]. Такое происхождение вполне допустимо для олистостромы Санбосан, поскольку с континентальной стороны мы не можем найти область сноса для олистолитов триасовых и юрских известняков. Эти известняки часто ассоциируют с кремнями и основными вулканитами, на основании чего можно предполагать, что эти породы являются разобращенными обломками аккретированных подводных гор.

Весомых признаков, указывающих на аккреционное происхождение олистостромы Танба, нет. Олистолиты палеозойских пород могли попасть в бассейн седиментации за счет сноса с палеозойского складчатого пояса, обнажающегося севернее. Геохимическими исследованиями [80, 84] установлено, что кремни в зоне Танба не могли формироваться в океанических условиях. Возможно, что зона Танба возникла в процессе триасово-юрского рифтогенеза.

в. Коллизионный пояс. Мощность земной коры юго-западной Японии достигает 30 км [52], а образование пакета тектонических покровов, присутствие древних пород в зоне Куросегава, метаморфизм Зеленосланцевого покрова в большей степени обязаны коллизии Южно-Японского микроконтинента, а не непрерывной равномерной субдукции океанической плиты.

г. Известково-щелочной магматизм. В соответствии с имеющимися радиометрическими данными, широкомасштабный известково-щелочной

интрузивный магматизм (например, батолит Хиросима) и связанный с ним вулканизм начались в позднем мелу — палеогене, т. е. после завершения процессов субдукции. Этот магматизм связан с более молодыми зонами субдукции. Зоны известково-щелочного магматизма, обусловленного мезозойской субдукцией, располагаются на востоке Азиатского континента.

д. Сдвиговая тектопика. Пакет мезозойских покровов рассекает серия вытянутых на сотни километров левосторонних сдвигов — например, Срединная тектоническая линия (СТЛ). Сдвиговые смещения, осуществлявшиеся в условиях пластической деформации, протекали здесь в середине мела [54]. С северной стороны СТЛ в условиях высоких температур был сформирован метаморфический пояс Риоке. Исходными породами являлась олистострома Танба. Высокотемпературный метаморфизм достигал мигматитообразования и анатексиса, что привело к образованию многочисленных тел гранитогнейсов и гранитов. Несмотря на наши слабые представления о деталях процесса, можно полагать генетические связи между пластическими сдвиговыми смещениями по СТЛ, термальным метаморфизмом и синокинематическим интрузивным магматизмом. В современной структуре простирающаяся в широтном направлении СТЛ образует очень острый угол к континентальной окраине. Если же учесть миоценовый разворот юго-западной Японии по часовой стрелке на 50° , то СТЛ окажется в системе сдвигов северо-восточного простирания, изученных в юго-восточном Китае [92], Корее [39], Сихотэ-Алине и Буреинском массиве [12, 16, 28, 30]. К этой же системе принадлежит разлом Танакура северо-восточной Японии. Его простирание было северо-восточным, но сейчас оно изменено за счет вращения против часовой стрелки на 30° при раскрытии Японского моря.

Весьма незначительное различие простираний рассматриваемой системы разломов и восточной окраины Азии имеет важное значение при палеотектонических реконструкциях. Сдвиговое смещение по разломам, как то будет показано ниже, привело к значительным изменениям тектонической зональности.

Следует отметить, что одно лишь северо-восточное простирание не может быть признаком для отнесения того или иного разлома к системе Танлу. Необходимы данные о возрасте и характере смещений. Так, например, сдвиговая зона Хопам в Южной Корее параллельна системе Танлу, однако, движение по ней было правосторонним и осуществлялось в позднем триасе [39]. В юго-восточном Китае, в зоне разлома Чанг-Нанью установлено наложение разновозрастных пластических сдвиговых смещений, имевших к тому же противоположный характер смещения. Здесь мезозойские левосторонние смещения [92] наложены на структуры, возникшие в результате более древних (палеозойско-раннемезозойских) правосторонних смещений.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ЮГА СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Для понимания мезозойской тектонической эволюции этого района принципиальное значение имеют две основные сутуры: Монголо-Охотская и Амурская [23—25] (рис. 5).

Для решения поставленных в статье задач основной интерес представляет Амурская сutura [24]. Она отделяет преддуговые тектонические элементы меловой Хингано-Охотской активной континентальной окраины Азии от структур Центрального и Южного Сихотэ-Алиня. На рис. 5 и 6 показаны ее основные тектонические элементы. Общую структуру хабаровского, амурского и киселевско-маноминского комплекса можно представить как нагромождение тектонических пластин и чешуй, последовательно надвинутых друг на друга с северо-запада на юго-восток (см. рис. 6). Все эти образования представляют собой аккреционный клин Хингано-Охотской окраины.

Хабаровский комплекс представляет собой меланж, в котором включения, тектонические линзы и пластины сложены рифовыми и мелководными каменноугольными, пермскими и верхнетриасовыми известняками, триасовыми кремнями, ранне-среднеюрскими кремнисто-глинистыми сланцами, основными вулканитами, габброидами, метаморфическими сланцами и метапесчаниками неясного возраста [26, 34]. Матриксом меланжа являются рассланцованные породы, главным образом, пелитового состава, среди которых различаются тонкоритмичные турбидиты и мелкообломочная олистострома. В матриксе обнаружены готерив-барремские радиолярии [26], однако, он может иметь и более молодой возраст, поскольку в пределах полосы выходов хабаровского комплекса обнаружены тектонические пластины турбидитов, в которых обнаружены баррем-альбские ауцелины [20].

Амурский комплекс представлен пизжемеловыми — сеноманскими турбидитами. Его структурная история характеризуется несколькими ясно выраженными этапами деформаций. Наиболее ранние структуры представляют собой пакет тектонических чешуй с юго-восточной вергентностью, формирование которого происходило синхронно с седиментацией. Возраст амурского комплекса сопоставим с возрастом матрикса хабаровского комплекса.

Киселевско-маноминский комплекс обнажается в узкой полосе, протягивающейся северо-западнее Амурской сутуры. Он пока еще слабо изучен, однако, в пределах его установлены тектонические пластины юрских кремней и вулканитов [19, 31], которые отсутствуют в хабаровском комплексе и в располагающихся южнее Амурской сутуры комплексах Центрального Сихотэ-Алиня. Здесь же обнаружены неизвестные в других районах Сихотэ-Алиня ранне- и среднеюрские известняки с остатками радиолярий и кораллов [7, 19]. Юрские кремни и вулканиты, возможно, являются реликтами наиболее молодой океанической коры, погружавшейся в Хингано-Охотскую зону субдукции.

К юго-востоку от Амурской сутуры располагаются аккреционные структуры Центрального и Южного Сихотэ-Алиня, в строении которых можно выделить юрский и раннемеловой аккреционный комплексы [23, 32]. Юрский аккреционный комплекс включает тектонические пластины пермских и триасовых кремней и основных вулканитов, раннеюрские кремнисто-глинистые сланцы, триасовые и пермские терригенные породы, титон-берриаские дистальные турбидиты, средне-позднеюрские и, возможно, раннемеловые олистостромы [4, 6, 8, 20, 33]. Среди олистолитов и включений в меланже наряду с перечисленными породами установлены также каменноугольные, пермские и верхнетриасовые известняки. В отличие от позднепалеозойских, в триасовых известняках пока не обнаружено макрофауны. Они переслаиваются с кремнями и рассматриваются как глубоководные образования [3]. Юрский аккреционный комплекс с угловым несогласием перекрывается валанжинскими отложениями [6, 22].

Раннемеловой аккреционный комплекс, обнажающийся на юге Приморья, слагает узкий клин, зажатый среди пород юрского аккреционного комплекса. Особенность его в том, что позднепалеозойские, но главным образом, средне-верхнетриасовые рифовые известняки, триасовые кремни, юрские кремнисто-глинистые отложения, терригенные породы верхнего триаса с остатками монотисов и галобий, основные вулканиты залегают в виде включений среди терригенных пород валанжинского возраста [8, 17, 21]. Здесь пока не обнаружено пермских кремней. Макрофауна в средне-верхнетриасовых известняках коренным образом отличается от фауны терригенного триаса как смежных районов, так и других районов Востока СССР, хорошо сопоставляется с тетической фауной Альпийского пояса и фауной триасовых известняков зоны Санбосан Японии [15, 86].

Метаморфические породы Хорского клина и Анюйского купола часто рассматриваются как выходы докембрийского кристаллического фундамента Сихотэ-Алиня [9, 14]. Существует еще много неясного в вопросе

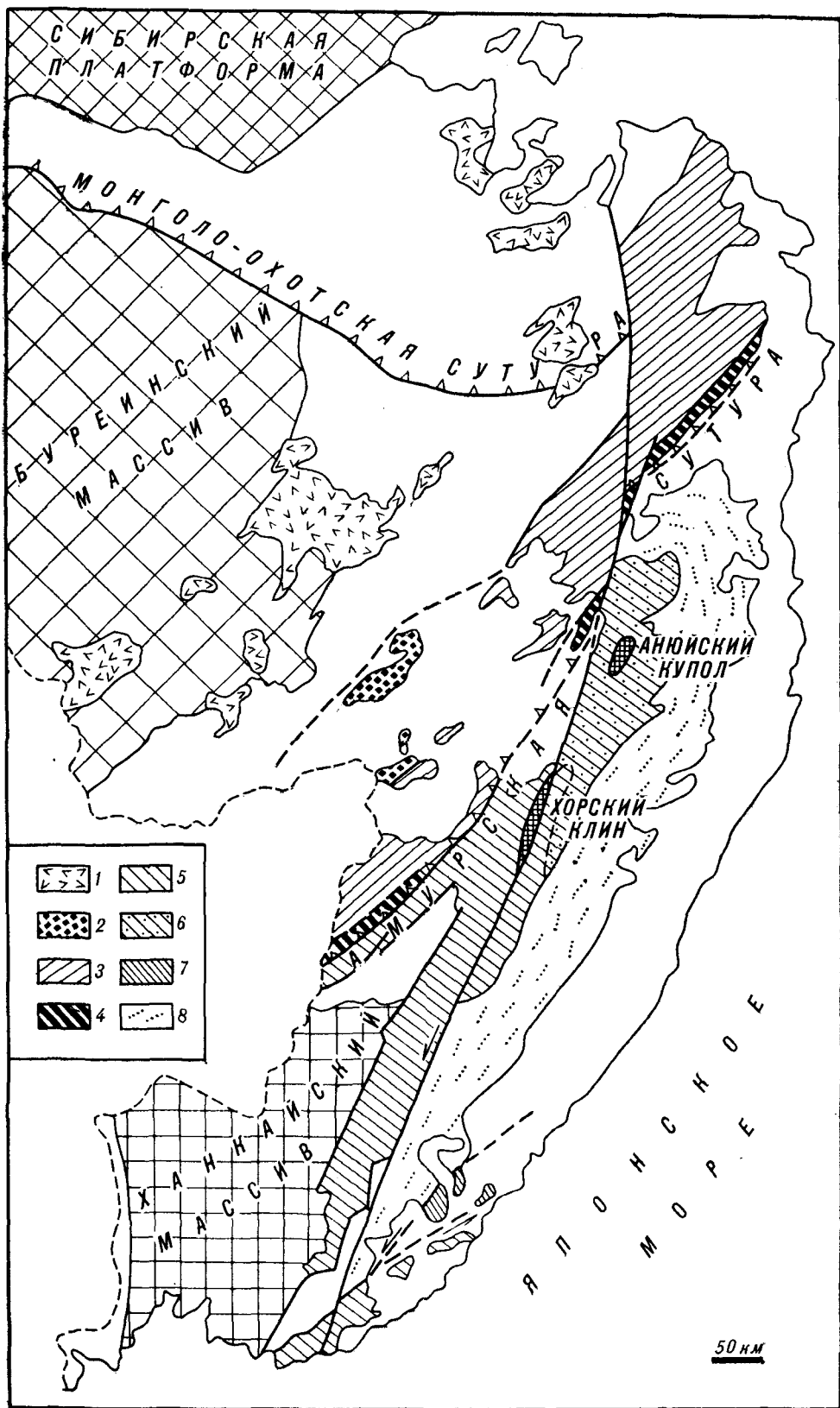


Рис. 5. Юрские и раннемеловые аккреционные структуры юга Дальнего Востока.

1 — Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс; 2—4 — аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 2 — хабаровский комплекс, 3 — амурский комплекс,

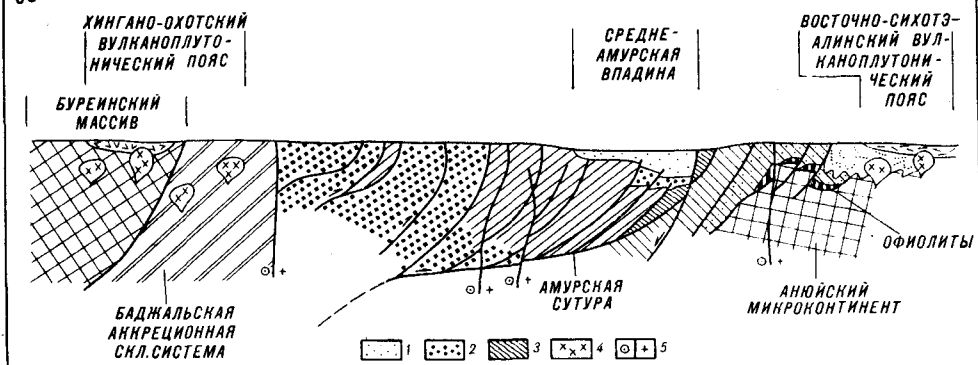


Рис. 6. Схематический геологический разрез Хингано-Охотской активной континентальной окраины и Центрального Сихотэ-Алиня.

1, 2 — осадочное выполнение Среднеамурской впадины: 1 — кайнозойские отложения, 2 — верхнемеловые отложения; 3 — киселевско-маноминский комплекс; 4 — меловые гранитоиды; 5 — левые сдвиги.

о возрасте и тектонической природе этих пород. Тем не менее, строение Анюйского купола позволяет высказать некоторые предположения, имеющие отношение к корреляции структур Японии и Сихотэ-Алиня.

По данным наших совместных исследований, в которых участвовали также Ч. Б. Борукаев, П. Монье, В. С. Приходько и А. А. Врублевский, а также данным Ю. П. Змиевского [9], в Анюйском куполе по вещественному составу, структуре и особенностям метаморфических преобразований четко обособляются ядро и периферическая часть. Ядро сложено парагнейсами, слюдяными кристаллическими сланцами, амфиболитами, магматитами и плагиигранитами. Породы испытали метаморфизм амфиболитовой фации. В периферической части купола структурно выше располагаются метавулканиты и перекрывающие их кварциты. Эти породы испытали только зеленосланцевый метаморфизм. Между породами ядра и метавулканитами располагаются милониты, маркирующие поверхность надвига.

Метавулканиты и кварциты хорошо сопоставляются с триасовыми кремнями и вулканитами, широко распространенными в районе купола. Гнейсы и кристаллические сланцы ядра можно было бы сопоставить с титон-берриасскими турбидитами, однако среди неметаморфизованных пород в этом районе пока не обнаружены интрузии плагиигранитов. Мы полагаем, что глубоко метаморфизованные породы ядра купола представляют собой самостоятельный тектонический комплекс.

Представления о наличии кристаллических пород под мезозойскими комплексами Центрального Сихотэ-Алиня, возможно, не лишены основания, тем более, что в крупных плутонах раннемеловых высокоглиноземистых гранитов обнаружены ксенолиты метаморфических пород [2, 13]. Надвиг в подошве метавулканитов Анюйского купола позволяет предполагать, что комплексы Центрального Сихотэ-Алиня, включающие океанические образования, оказались надвинутыми на кристаллические породы континентального генезиса, слагающие микроконтинент, который для удобства дальнейшего изложения предлагается назвать Анюйским.

Теперь остановимся на тех особенностях строения, которые позволяют скоррелировать структуры Сихотэ-Алиня и Японии.

а. Офиолиты и метаморфические породы высоких давлений. Как и в Японии, истинные офиолиты в Сихотэ-Алине имеют крайне ограниченное распространение. Гипербазиты и габброиды залегают либо в виде тектонических пластин и линз, либо как олистолиты и включения

4 — киселевско-маноминский комплекс; 5 — юрский аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня; 6 — то же, но с включениями триасовых известняков; 7 — раннемеловой аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня; 8 — раннемеловой терригенный прогиб,

в меланже. Они обнаружены в ряде мест Центрального и Южного Сихотэ-Алиня [33] и в киселевско-маноминском комплексе [6]. Базальты и кремни, которые можно рассматривать как верхние члены офиолитовой ассоциации, распространены широко. В хабаровском комплексе и в Центральном Сихотэ-Алине они датируются триасом и пермью, а в киселевско-маноминском комплексе — юрой.

Метаморфические породы высоких давлений в Сихотэ-Алине до сих пор не описаны.

Таким образом, полный аналог Зеленосланцевому покрову юго-западной Японии в Сихотэ-Алине найти сложно. Если же исключить из рассмотрения метаморфизм пород, то в этом случае офиолиты Сихотэ-Алиня сопоставимы с японскими.

б. Олистостромы, меланж, аккреционные комплексы. Меланж хабаровского комплекса многие геологи рассматривают как олистоstromу, например, [1]. Не вдаваясь в подробности этой дискуссии, касающуюся также зоны Танба Японии, которую некоторые геологи считают зоной субдукционного меланжа [91], отметим, что по набору пород и строению хабаровский комплекс во многом сходен с комплексом Танба. Главное различие заключается в более молодом (весь ранний мел) возрасте матрикса. Кроме того, в хабаровском комплексе присутствуют мелководные верхнетриасовые известняки, нехарактерные для зоны Танба. С зоной Танба практически полностью сопоставляется юрский аккреционный комплекс Центрального и Южного Сихотэ-Алиня.

Вместе с тем, в результате наших недавних совместных работ в долине р. Анюй установлено большое литологическое сходство пород джаурской свиты с породами зоны Санбосан юго-западной Японии. Прежде всего, это сходство касается верхнетриасовых известняков, переслаивающихся с кремнями, и миодалекаменных основных вулканитов с повышенным содержанием калия. В долине р. Анюй эти породы залегают среди титон-берриасских алевролитов, литологически сопоставимых с матриксом зоны Санбосан. С другой стороны, на севере Сихотэ-Алиня пока не выявлены верхнетриасовые рифовые известняки с мегалодонтовой фауной, которые характерны для зоны Санбосан.

Олистостромы киселевско-маноминского комплекса пока слабо изучены, но важно отметить обнаружение здесь юрских известняков и кремней, который до сих пор не встречены ни в хабаровском комплексе, ни в комплексах Центрального Сихотэ-Алиня. Юрские кремни не обнаружены также в зонах Санбосан и Танба.

Хабаровский, амурский и киселевско-маноминский комплексы принадлежат к единому аккреционному клину, формировавшемуся в течение поздней юры (предположительно), всего раннего мела и сеномана. Эта структура не может быть скоррелирована с какой-либо одной зоной Японии. По возрасту она отвечает зоне Танба, Санбосан и отчасти Симанто.

в. Коллизионные события. Как и в Японии, развитие Центрального Сихотэ-Алиня завершилось в конце поздней юры — самом начале мела орогенцией, возможно, обусловленной столкновением с микроконтинентом, признаки которого мы обсуждали в связи с Анюйским куполом. Пока не ясно, чем обусловлено различие структуры Японии и Центрального Сихотэ-Алиня. Прежде всего, здесь имеется в виду отсутствие в Центральном Сихотэ-Алине пояса метаморфизма высоких давлений. Возможно, что это было обусловлено различиями в размерах и жесткости сталкивавшихся с окраиной Азии микроконтинентов.

В раннем мелу восточнее юрского аккреционного комплекса Центрального Сихотэ-Алиня накапливался мощный комплекс турбидитов. Возможно, что они выполняли некоторую разновидность орогенного прогиба, возникшего над зоной столкновения активной окраины и микроконтинента. Позднее этот прогиб стал тыловым прогибом апт-туронской вулканической дуги, аккреционный клин и преддуговой прогиб которой обнажаются на Сахалине [27].

Развитие Хингано-Охотской активной континентальной окраины завершилось в сеномане столкновением с зоной субдукции аккреционных структур Центрального Сихотэ-Алиня, смешавшихся в раннем мелу по сдвигам вдоль восточной окраины Азии [25]. Их сближение с зоной субдукции происходило под острым углом, о чем свидетельствуют широко проявленные пластические и хрупкопластические левосторонние сдвиговые дислокации, сравнительно однородно распределенные в полосе выходов амурского комплекса [24].

г. Известково-щелочной магматизм. В Сихотэ-Алине существуют три главных зоны мезозойского известково-щелочного магматизма.

Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс начал формироваться в барреме и магматизм здесь в основном завершился к сенону [29]. Петрохимические особенности пород и временное совпадение магматизма и формирование субдукционных структур в хабаровском и амурском комплексах указывают на субдукционную природу этого вулканического пояса.

Сенон-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс является постколлизийным по отношению к Амурской сутуре и юрскому и раннемеловому аккреционным комплексам Центрального и Южного Сихотэ-Алиня. Однако его магматическая активность по времени совпадает с терригенным осадконакоплением в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе и образованием аккреционного клина на Восточном Сахалине, т. е. этот пояс также субдукционный [27].

Отмеченные в предыдущем разделе верхнемеловые известково-щелочные вулканиты юго-западной Японии являются южным продолжением Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Они постколлизийны по отношению к позднеюрско-раннемеловым структурам, но синхронны аккреционному клину пояса Симанто.

Третий пояс намечается по выходам апт-туронских островодужных вулканитов, залегающих под Восточно-Сихотэ-Алинским поясом. Это также субдукционный магматический пояс, преддуговые элементы которого располагаются на Сахалине.

д. Сдвиги. Помимо широко известных субмеридиональных левосторонних сдвигов Сихотэ-Алиня, рассекающих ранние структуры под острым углом и имеющих позднемеловой возраст [12, 16, 30], следует отметить более раннюю систему левых сдвигов, распространенных на Буреинском массиве [5, 28]. Они имеют северо-восточное простирание. По ним осуществлялась трансляция блоков Буреинского массива вдоль южной окраины раннемезозойской Сибири [25].

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Офиолитовые пояса. Зеленосланцевый покров юго-западной Японии протягивается от гор Канто [59] севернее Токио до восточной части о. Кюсю. Недавно было установлено, что метаморфические породы в районе Нагасаки (запад о. Кюсю) по изотопным датировкам, петрографическим и структурным данным идентичны Зеленосланцевому покрову [48]. Различия между ними заключаются лишь в том, что в районе Нагасаки линейность растяжения имеет субмеридиональное простирание, а в юго-западной Японии — широтное. Это, как уже отмечалось, является следствием миоценового вращения мезозойских структур Японии.

К югу пояс метаморфических пород высоких давлений скрывается под водами Восточно-Китайского моря. Основные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой и глаукофаносланцевой фации метаморфизма известны на о. Исигаки (южная часть дуги Рюкю), но здесь в соответствии с общей геологической ситуацией они датируются поздней пермью [51]. На о. Тайвань тектонически нарушенные офиолиты, метаморфизованные в условиях высоких давлений, присутствуют в поясе Юли [41, 57, 63], однако, из-за сильной миоценовой тектонической переработки их реальный возраст определить сложно.

Офиолиты и связанные с ними метаморфические породы высоких давлений обнажаются на западных Филиппинах (острова Миндоро, Рамблон, Себу, Таблас, Палаван) [50, 55]. Так же, как и в Японии, в современной структуре первичная конфигурация пояса этих пород нарушена кайнозойским раскрытием и затем закрытием Южно-Китайского моря. В кремнях, ассоциирующих с офиолитами, обнаружены раннемеловые радиолярии.

Офиолиты о. Палаван коррелируются с офиолитами залива Дарвел восточной части о. Калимантан [56] и весьма вероятно, что они протягиваются к поясу Мератус юго-восточного Борнео. Если же принять во внимание другие выходы офиолитов, например, на п-ове Замбоанга, о. Минданао и п-ове Северном Сулавеси, отодвинутых от первоначальной позиции раскрытием соответственно моря Сулу и моря Сулавеси, то можно предполагать былое существование единого крупного офиолитового пояса, протягивающегося от Миндоро до юга о. Калимантан. Раннемеловой возраст стратифицированных пород офиолитов, их тектоническая зональность указывают на то, что это иной пояс, чем образующий Зеленосланцевый покров юго-западной Японии, — деформации и метаморфизм в Японии завершились до раннего мела.

В северном направлении аналоги Зеленосланцевого покрова установлены в массиве Абукума [49]. Здесь ассоциации метаморфических минералов и структуры синхронных с ними деформаций преобразованы высокотемпературным метаморфизмом пояса Риоке — Абукума [71]. Серия субмеридиональных разломов (Танакура, Футаба и др.) нарушает тектоническую зональность в северо-восточной Японии, и поэтому возможны два варианта корреляции структур. Согласно первому варианту, аналогом зеленосланцевого покрова юго-западной Японии являются позднерюские метаморфические сланцы Кумиокотан и офиолиты Хороман-Хорокани, обнажающиеся в сутурной зоне центральной части о. Хоккайдо [64]. Эти породы далее протягиваются в Сусунайский хребет о. Сахалин.

Согласно второму варианту, аналоги Зеленосланцевого покрова следует искать в Сихотэ-Алине. В Центральном и Южном Сихотэ-Алине присутствует большое количество тектонических пластин, сложенных раннемезозойскими кремнями и основными вулканитами. Есть здесь и линзы ультраосновных пород и габброидов, т. е. все то, что характерно для Зеленосланцевого покрова Японии. Главное отличие заключается в отсутствии метаморфизма, хотя в Анюйском куполе, где можно предполагать существование крупного надвига океанических пород на кристаллический комплекс континентального происхождения, породы офиолитовой ассоциации метаморфизованы.

Олистохромы, меланж, аккреционные комплексы. Мезозойские олистохромы и сходные с ними комплексы меланжа установлены вдоль всей восточной окраины Азии. Корреляция их невозможна без тщательного изучения возраста матрикса, состава, возраста и структуры включений.

Олистохромы Санбосан юго-западной Японии прослежены от гор Канто до южной оконечности о. Кюсю. Они легко опознаются на островах центральной и северной частей дуги Рюкю (до о. Окинава), южнее Керамской бреши они не известны (см. рис. 2). На островах Сакисима [51] и в Центральном метаморфическом поясе о. Тайвань [68] обнажаются олистохромы, сходные с зоной Танба. В них установлены [44] включения пермских известняков и триасовых кремней, обилие галечниковых алевролитов. Триасовые и юрские известняки здесь не обнаружены. Эта корреляция подкрепляется общегеологическими данными — как и в юго-западной Японии на о. Исигаки на олистохрому надвинуты пермские метаморфические сланцы высоких давлений.

Мезозойские олистохромы островов Миндоро и Палаван [60] имеют датированный радиоляриями позднерюско-раннемеловой матрикс, включают крупные блоки триасовых известняков и мелкие блоки юрских известняков фации ториносу, т. е. они коррелируются с олистохромой Санбосан [45].

В северной Японии олистостромы обнаружены на севере района Китаками, далее они протягиваются в западную часть о. Хоккайдо. Присутствие в них блоков триасовых известняков, размерами в первые километры, и известняков фации ториносу [85] указывает на принадлежность их к типу олистостром Санбосан.

Корреляция структур Японии и Сихотэ-Алиня уже обсуждалась в предыдущем разделе. С зоной Санбосан достаточно уверенно коррелируется раннемеловой аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня, но в нем отсутствуют верхнеюрские известняки фации ториносу. Подобные известняки описаны на восточном Сахалине, причем здесь в них обнаружены те же фаунистические сообщества, что и в известняках фации ториносу [18]. Юрский аккреционный комплекс по многим признакам сопоставляется с зоной Танба. С зоной Танба коррелируются также палеозойские и мезозойские образования, обнажающиеся на левобережье р. Уссури в г. Наданьхада в северо-восточном Китае [67]. Вместе с тем, такая корреляция зоны Танба с юрским аккреционным комплексом Сихотэ-Алиня осложняется присутствием в нем верхнетриасовых известняков, переслаивающихся с кремнями, которые установлены в долинах рек Гур, Хор, Катэн, низовьях р. Бикин [3]. Для зоны Танба такие известняки не характерны, но типичны для зоны Санбосан. С другой стороны, поздне-триасовые конодонты обнаружены в карбонатных породах Зеленосланцевого покрова [53, 83], который структурно тесно связан с олистостромой Танба и образовался в связи с коллизией Южно-Японского микроконтинента.

В принципе, не исключается вариант корреляции той части юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня, в которой присутствуют крупные тела верхнетриасовых известняков, с зоной Санбосан. Но эта корреляция основана на сходстве вещественного состава. Тектонически же юрский аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня един. Об этом свидетельствует то, что в бассейне р. Анюй валанжинские отложения залегают на нем с несогласием [6] и так же, как и в Японии, можно полагать, что образование юрского аккреционного комплекса было отделено во времени от образования раннемелового аккреционного комплекса коллизией Анюйского микроконтинента.

Для Южного Сихотэ-Алиня тектоническая зональность в целом соответствует зональности юго-западной Японии. Двигаясь с запада на восток, мы видим, что палеозойские и докембрийские комплексы Ханкайского массива (аналог зоны Хида и обрамляющих ее палеозойских структур) надвинуты на аккреционные структуры, сопоставимые с зоной Танба. Затем мы пересекаем крупный левосторонний сдвиг, к которому приурочены метаморфические породы (Хорский клин) и серия гранитоидных интрузий. И, наконец, восточнее располагаются аккреционные структуры, включающие олистостромы, сходные с типом Санбосан. В отличие от Японии, юго-восточнее раннемелового аккреционного комплекса в Сихотэ-Алине мы вновь встречаем аккреционные структуры, идентичные юрскому комплексу (ольгинский комплекс) [23]. Эти соотношения интерпретируются как сдвоение тектонической зональности, связанной со сдвиговыми смещениями.

Аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины, включающий хабаровский, амурский и киселевско-маноминский комплексы, в отличие от других рассмотренных районов восточной окраины Азии представляет собой единый тектонический элемент, формировавшийся непрерывно в течение всего раннего мела. Тем не менее, особенности строения отдельных его частей позволяют проводить корреляцию с выше охарактеризованной тектонической зональностью. Включения в меланже хабаровского комплекса по возрасту и вещественному составу идентичны зоне Танба и юрским аккреционным структурам Центрального и Южного Сихотэ-Алиня. Отличия заключаются лишь в возрасте матрикса. Любопытно, что в юго-восточной части выходов хабаровского комплекса обнаружены верхнетриасовые известняки с макро-

фауной, т. е. возможно, мелководные [7], а такие известняки, как уже отмечалось, типичны для зоны Санбосан. И, наконец, в киселевско-маноминском комплексе присутствуют необычные для Сихотэ-Алиня юрские известняки, хотя здесь они имеют более ранний возраст, чем известняки зоны Санбосан.

Подобная корреляция, а также левосторонние сдвиговые смещения, установленные в амурском комплексе, позволяют предполагать еще одно вторичное сдвоение тектонической зональности в северном Сихотэ-Алине.

КОЛЛИЗИЯ МИКРОКОНТИНЕНТОВ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Целый ряд признаков, таких как офиолитовые пояса и зоны метаморфизма высоких давлений, разновозрастные зоны известково-щелочно-магматизма, структура и кинематика движений в комплексах, интерпретируемых как аккреционные, свидетельствуют о том, что в юрско-меловое время восточная окраина Азии формировалась за счет приращения к ней микроконтинентов [27, 43].

Приняв во внимание крупные (сотни километров) левосторонние сдвиговые смещения по разломам, протягивающимся вдоль края континента (Срединная тектоническая линия, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом, Танлу и др.), мы можем реконструировать тектоническую зональность для середины мела и конца поздней юры — начала раннего мела (рис. 7). При составлении этих схем офиолиты рассматривались как реликты океанической коры, отделяющей край Азии от микроконтинентов. Геологические данные позволяют предполагать существование четырех микроконтинентов.

1. Южно-Японский микроконтинент. К нему отнесены континентальные структуры, вскрывающиеся в зоне Куросегава [47], на массиве Абукума и в зоне Китаками. В перечисленных районах они структурно подстилают Зеленосланцевый покров и его аналоги.

2. Анюйский микроконтинент предполагается на основании структурных соотношений, наблюдаемых в Анюйском куполе, ксенолитов метаморфических пород в гранитах и некоторых других признаков. Он структурно подстилает северную часть юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня.

О соотношениях Южно-Японского и Анюйского микроконтинентов трудно сказать что-либо определенное. В бассейнах рек Хор и Анюй отсутствуют среднепалеозойские отложения, которые установлены в зонах Куросегава и Китаками и образование которых можно предполагать в пределах Южно-Японского микроконтинента. Это главная причина, позволяющая предполагать независимость этих микроконтинентов.

3. Западно-Филиппинский микроконтинент в современной структуре занимает острова Миндоро, Рамблон, Панай, Палаван, п-ов Замбоанга, о. Минданао [50], восточную часть о. Калимантан и северную часть о. Сулавеси. Отсутствие данных на отрезке о. Тайвань — дуга Рюкю не позволяет оценить соотношения Западно-Филиппинского и Южно-Японского микроконтинентов. Вместе с тем, учитывая наличие сутурной зоны с офиолитами, обнажающейся в западной части Филиппинских островов к востоку от аналогов олюстостром Санбосан, можно предполагать, что в юрско-раннемеловое время Западно-Филиппинский и Южно-Японский микроконтиненты были разделены корой океанического типа.

4. Охотоморский микроконтинент выделяется в основном под водами Охотского моря. Однако, наличие здесь земной коры континентального типа, выходы древних пород на Камчатке и некоторые другие признаки позволяют предполагать его существование и столкновение с Азией в позднемеловое время [27]. В ряде недавних работ, например [66], к этому микроконтиненту относят и восточную часть о. Хоккайдо. Реконструкции структурных связей Охотоморского микроконтинента с Южно-Японским затруднены. По мнению Желовье с соавторами [66], Южно-

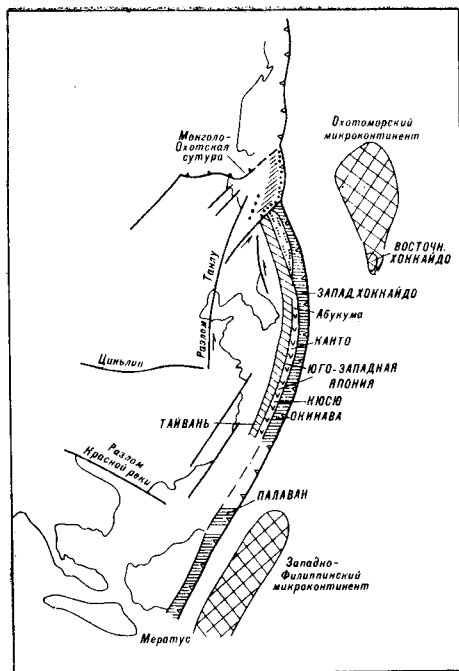


Рис. 7. Палинспастическая реконструкция для середины мела (конец альбасеноман). Усл. обозн. см. на рис. 1 и 2.

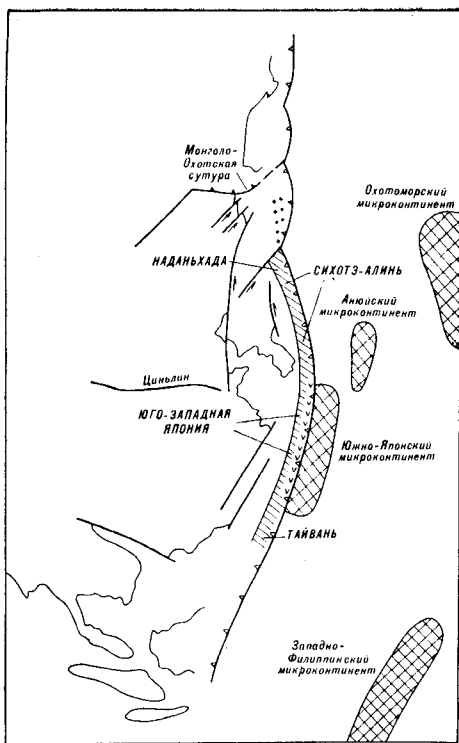


Рис. 8. Палинспастическая реконструкция для поздней юры и начала раннего мела. Усл. обозн. см. на рис. 1 и 2.

Японский и Охотоморский микроконтиненты в прошлом представляли собой единую континентальную массу. Такой интерпретации противоречит существование офиолитовых поясов между структурами восточного Сахалина и Охотоморским микроконтинентом, т. е. в Японии Южно-Японский микроконтинент располагается за зоной Санбосан, если смотреть со стороны Тихого океана, а Охотоморский микроконтинент оказывается перед аналогами этой зоны на Сахалине. Более вероятно предположение о том, что Южно-Японский и Охотоморский микроконтиненты были разделены корой океанического типа, и Охотоморский микроконтинент прицелился к Азии позже Южно-Японского.

В последовательности образования восточной окраины Азии в юре — раннем мелу (см. рис. 7, 8) главную роль сыграли следующие процессы: 1) субдукция, которая привела к образованию субдукционных комплексов или аккреционных клиньев, слагающих в пределах складчатых систем значительные объемы; 2) смещения по системе левосторонних сдвигов, которые простираются параллельно или под острым углом к восточной окраине Азии и которые обусловили трансляцию и, соответственно, искажение ранее созданной зональности. Последовательность причленения микроконтинентов к восточной окраине Азии такова: Южно-Японский — конец юры — самое начало раннего мела, Анкойский — начало раннего мела, Западно-Филиппинский — начало позднего мела, Охотоморский — конец позднего мела — палеоген.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев С. Ю. Олисторомы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. — 1978. — № 3. — С. 156—160.
2. Бердников Н. В., Томиленко А. А. Углекислотно-метановые включения в кварце гранитов Агусинского массива: (Северный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 268, № 3. — С. 656—659.

3. Волохин Ю. Г., Бурый Г. И., Руденко В. С., Михайлик Е. В. Мезозойская кремневая формация Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Геология.— М.: Недра, 1989.— С. 95—105.
4. Волохин Ю. Г., Бурый Г. И., Филиппов А. Н., Михайлик Е. В. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 70—91.
5. Вольский А. С. Геологическое строение и история развития Верхнего Приамурья: Автореф. канд. дис.— Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
6. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000: Объяснительная записка/М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др.— Хабаровск, 1983.
7. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1966.
8. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
9. Змиевский Ю. П. Анюйский выступ и комплексы основания мезозойд Приамурья: Автореф. канд. дис.— Хабаровск, 1980.
10. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.
11. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн.— М.: Недра, 1990.
12. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом.— Владивосток, 1972.
13. Изох Э. П., Ушакова Е. Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р. Анюй: (Северный Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика.— 1969.— № 6.— С. 117—119.
14. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали.— Л.: Наука, 1983.— С. 66—97.
15. Кипарисова Л. Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края.— М.: Недра, 1972. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия; Т. 180)
16. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Врублевский А. А. и др. Главные системы разломов Дальнего Востока и их природа // Разломы земной коры.— М.: Наука, 1977.— С. 54—65.
17. Красилев В. А., Парняков В. П. Рудоносная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 3.— С. 669—671.
18. Краснов Е. В., Преображенский Б. В., Савицкий В. О. Основные этапы развития рифостроящих организмов в геологической истории дальневосточных морей // Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 175—192.
19. Кузьмин С. П., Шевелев Е. К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания.— Хабаровск, 1990.— С. 175—177.
20. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы/Врублевский А. А., Мельников Н. Г., Голозубов В. В. и др./ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
21. Михайлов В. А., Врублевский А. А., Юшманов Ю. П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 83—91.
22. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. В 3 частях/ДВГИ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
23. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 5.— С. 3—23.
24. Натальин Б. А., Алексеенко С. Н. Структура нижнемеловых отложений фундамента Среднеамурской впадины // Там же.— 1989.— № 1.— С. 37—46.
25. Натальин Б. А., Зябров С. В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1989.
26. Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР.— 1990.— № 2.— С. 68—78.
27. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника.— 1981.— № 1.— С. 85—104.
28. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Врублевский А. А. и др. Роль разломов в формировании тектонической структуры юга Дальнего Востока // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона.— М.: Наука, 1982.— С. 21—34.
29. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока.— М.: Недра, 1975.
30. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
31. Филиппов А. Н. Мезозойские вулканогенно-осадочные формации Бикинской зоны (Сихотэ-Алинь): Автореф. канд. дис.— Хабаровск, 1988.
32. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемжин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
33. Ханчук А. И., Голозубов В. В., Кемжин И. В. и др. Аккреционные комплексы и геодинамическая эволюция Сихотэ-Алинского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики. Тез.— Хабаровск, 1989.— С. 68—69.
34. Шевелев Е. К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложе-

ний фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 3.— С. 13—16.

35. *Achache J., Courtillot V., Besse J.* Paleomagnetic constraints on the Late Cretaceous and Cenozoic tectonics of south-eastern Asia // *Earth Plan. Sci. Letters.*— 1983.— V. 63, N 1.— P. 123—136.
36. *Argand E.* La tectonique de L'Asie // 13 Congrès géologique intern.— Bruxelles: Vaillant—Carmanue, Liege.— 1922.— P. 171—372.
37. *Barrier E., Angelier J.* Active collision in eastern Taiwan: the Coastal Range // *Tectonophys.*— 1986.— V. 125, N 1—3.— P. 39—72.
38. *Caridroit M., Faure M., Charvet J.* Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Paléozoïque supérieur des zones intonnes du Japon sud-ouest. Un essai sur l'orogénèse permienne // *Bull. Soc. Geol. France.*— 1986.— V. III, N 8.— P. 683—691.
39. *Cluzel D.* La zone de cisaillement ductile de Honam (Corée de Sud): un décrochement dextre majeur au Trias supérieur. Conséquences paléogéographiques et structurales // *C. R. Acad. Sci.*— 1989.— V. 308.— P. 1621—1628.
40. *Engebretson D. C., Cox A., Gordon R. G.* Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*— 1985.— V. 206.— P. 1—59.
41. *Ernst W. C., Jahn B. M.* Crustal accretion and metamorphism in Taiwan, a post-Paleozoic mobile belt // *Phil. Trans. R. Soc. London.*— 1987.— V. A321.— P. 129—161.
42. *Fabbri O., Charvet J., Faure M.* Sur la déformation associée la rotation de Kyushu (Japon SW) au Miocène moyen // *C. R. Acad. Sci.*— 1987.— V. 304.— P. 1207—1212.
43. *Faure M.* Speculations sur la formation de l'Asie au Mésozoïque par collision et coulisement de microblocks // *C. R. Acad. Sci.*— 1987.— V. 304.— P. 93—98.
44. *Faure M., Charvet J.* Late Permian — Early Triassic orogeny in Japan: piling up of nappes, transverse lineation and continental subduction of the Honshu block // *Earth Plan. Sci. Letters.*— 1987.— V. 84, N 2/3.— P. 295—308.
45. *Faure M., Lalevee F.* Bent structural trends of Japan: flexural slip folding related to the Neogene opening of the Sea of Japan // *Geology.*— 1987.— V. 15.— P. 49—52.
46. *Faure M., Ishida K.* The mid-upper Jurassic olistostrome of the West Philippines: a distinctive key-marker for the North Palawan block // *J. SE Asian Earth Sci.*— 1990.— V. 4.— P. 61—67.
47. *Faure M., Caridroit M., Charvet J.* Tectonic evolution of the Late Jurassic orogeny of SW Japan. New structural data and synthesis // *Tectonics.*— 1986.— V. 5, N 6.— P. 1089—1113.
48. *Faure M., Lalevee F., Cadet J. P., Iiyama J. T., Gusokujima T.* The pre-Cretaceous deep seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan // *Ibid.*— 1986.— V. 77, N 3/4.— P. 384—398.
49. *Faure M., Fabbri O., Monie P.* The Miocene bending of south-west Japan: new $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ and microtectonic constraints from Nagasaki schists (western Kyushu), extension of the Sanbagawa high pressure belts // *Earth Plan. Sci. Lett.*— 1988.— V. 91, N 1/2.— P. 105—116.
50. *Faure M., Monie P., Fabbri O.* Microtectonic and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic rocks of the south Ryukyu arc and their bearing on the pre-Eocene geodynamic evolution of eastern Asia // *Tectonophys.*— 1988.— V. 156, N 1/2.— P. 133—134.
51. *Faure M., Marchadier Y., Rangin C.* Pre-Eocene synmetamorphic structure in the Mindoro-Romblon-Palawan area, West Philippines, and implication for the history of Southeast Asia // *Tectonophys.*— 1989.— V. 8, N 3/4.— P. 963—979.
52. *Hada S., Suzuki T., Okano K., Kimura S.* Crustal section based on the geological and geophysical features in the outer zone of southwest Japan // *Mem. Geol. Soc. Japan.*— 1982.— V. 21.— P. 197—211.
53. *Hara I., Shiota T., Takeda K. et al.* Sambagawa terrane // Pre-Cretaceous terranes of Japan.— Osaka, 1990.— P. 137—164.
54. *Hara I., Shyoji K., Sakurai Y., Yokoyama S., Hide K.* Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape // *Mem. Geol. Soc. Japan.*— 1980.— V. 18.— P. 71—89.
55. *Hashimoto W., Sato T.* Contribution to the geology of Mindoro and neighbouring islands, Philippines // *Geol. Paleon. Southeast. Asia.*— 1978.— V. 5.— P. 192—210.
56. *Hatchison C.* Ophiolites in Southeast Asia // *Geol. Soc. Am. Bull.*— 1975.— V. 86, N 6.— P. 797—806.
57. *Ho C. S.* A synthesis on the geologic evolution of Taiwan // *Tectonophys.*— 1986.— V. 125, N 1.— P. 1—16.
58. *Holloway N. H.* North Palawan block, Philippines, its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*— 1982.— V. 66.— P. 1355—1388.
59. *Guidi A.* La Géologie des Monts Kanto, NW de Tokyo, Japon. Thèse Univ. Orléane.— Orléane, 1985.
60. *Isozaki Y., Amiscaray E.* Middle Triassic — Early Jurassic bedded radiolarian cherts in the Calamian Islands // *Abstract IGCP 224.*— Seoul, 1987.— P. 20—30.

61. *Iwasaki M.* Gabbro breccia in the Mikabu Greenstone belt of eastern Shikoku // *J. Geol. Soc. Japan.*—1979.— V. 85.— P. 481—487.
62. *Iwasaki M., Ichikawa K., Yao A., Faure M.* On the age of the Mikabu greenrocks, eastern Shikoku, Japan // *Newsletter, Kansai branch Geol. Soc. Japan.*—1984.— V. 97.— P. 21.
63. *Jahn B. M., Liou J. G., Nagasawa H.* High-pressure metamorphic rocks of Taiwan: REE geochemistry, Rb—Sr ages and tectonic implication // *Geol. Soc. China, Mem.*—1981.— V. 4.— P. 497—520.
64. *Jolivet L.* The Hokkaido Central belt, the succession of tectonic stages // *Bull. Soc. Geol. France.*—1986.— V. 2.— P. 311—327.
65. *Jolivet L., Miashita S.* The Hidaka shear zone (Hokkaido, Japan): genesis during a right-lateral strike-slip movement // *Tectonics.*—1985.— V. 4.— P. 289—302.
66. *Jolivet L., Rangin C., Huchou P.* Paleogeodynamic reconstruction of Western Pacific marginal basins // *Tectonophysics.*—1989.— V. 160, N 1.— P. 23—47.
67. *Kojima S.* Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan region // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology.*—1989.— V. 69.— P. 213—232.
68. *Lu C. Y.* The origin of the lithic blocks in the Tienhsiang formation between Loshao and Tsemuchiaio, eastern Taiwan // *Proc. Geol. Soc. China.*—1986.— V. 29.— P. 87—97.
69. *Maruyama S., Seno T.* Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese islands // *Tectonophysics.*—1986.— V. 127, N 3/4.— P. 305—329.
70. *McCabe R., Kikawa E., Cole J. T. et al.* Paleomagnetic results from Luzon and the Central Philippines // *J. Geophys. Res.*—1987.— V. 92, N B1.— P. 551—580.
71. *Miashiro A.* Evolution of metamorphic belts // *J. Petrology.*—1961.— V. 2.— P. 277—311.
72. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.*—1975.— V. 189.— P. 419—426.
73. *Monié P., Faure M., Maluski H.* Premières datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ du métamorphisme de Haute pression de Sanbagawa (Japon SW) // *C. R. Acad. Sci., Paris.*—1987.— V. 304.— P. 1221—1224.
74. *Moreau M. G., Courtillot U., Besse J.* On the possibility of a widespread remagnetization of pre-Oligocene rocks from Northeast Japan and the Miocene rotational opening of the Japan Sea // *Earth Plan. Sci. Letters.*—1987.— V. 84, N 2/3.— P. 321—338.
75. *Otofuji Y., Matsuda T.* Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // *Ibid.*—1983.— V. 62, N 3.— P. 349—359.
76. *Otsuki K.* Plate tectonics of Eastern Eurasia in the light of fault systems // *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.).*— V. 55, N 2.— P. 141—251.
77. *Peltzer G., Tapponier P., Zhang Z., Xu Z.* Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan // *Nature.*—1985.— V. 317.— P. 500—507.
78. *Rangin C.* Marginal basins opening and related collision process illustrated in the Sulu Sea area (Philippines—Malaysia) // *EUG, 4th Meeting. Abstract.*—Strasbourg, 1987.— P. 307.
79. *Sasajima T.* The growth of eastern Asia inferred from paleomagnetism // *Mobile belt of Asia.*—Osaka: Kaibundo press, 1984.— P. 239—256.
80. *Shimizu H., Masuda A.* Cerium in chert as indication of marine environment of its formation // *Nature.*—1977.— V. 266.— P. 346—348.
81. *Sugisaki R., Yamamoto K., Adachi M.* Triassic bedded chert in Central Japan are not pelagic // *Ibid.*—1982.— V. 298.— P. 644—647.
82. *Suppe J.* A retrodeformable cross-section of northern Taiwan // *Proc. Geol. Soc. China.*—1980.— V. 23.— P. 46—55.
83. *Suyari K., Kuwano Y., Ishida K.* Discovery of Late Triassic conodonts from the Sanbagawa metamorphic belt proper, in western Shikoku // *J. Geol. Soc. Japan.*—1980.— V. 86.— P. 827—828.
84. *Taira A., Saito Y., Hashimoto M.* The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan // *Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian region, Geodynamic series, AGU, V. II.*—1983.— P. 303—316.
85. *Tamura M.* A stratigraphic study of the Torinosu group and its relatives // *Fac. Educ. Kumamoto Univ. Spec. Paper.*—1960.— V. 8.— P. 1—40.

86. *Tamura M.* The distribution of Japanese Triassic bivalve faunas with special reference to parallel distribution of inner Arcto-Pacific fauna and outer Tethyan fauna in Upper Triassic // Pre-Cretaceous Terranes of Japan.— Osaka, 1990.— P. 347—360.
87. *Tanaka K., Nozawa T.* Geology and Mineral Resources of Japan.— Tokyo: Geol. Surv. Japan, 1977.
88. *Tapponier P., Peltzer G., Armijo R.* On the mechanics of the collision between India and Asia // Collision tectonics.— Geol. Soc. Spec. Publ. N 19. Blackwell Sci. Publication, 1986.— P. 115—157.
89. *Taylor B., Hayes D. E.* The origin and history of South China basin // The tectonic and geological evolution of Southeast Asian seas and islands, 2: Geophys. Monogr. Ser.— 1983.— V. 27.— P. 23—56.
90. *Ueda S.* Subduction zones: an introduction to comparative subductology // Tectonophys.— 1982.— V. 81, N 3—4.— P. 139—159.
91. *Wakita K.* Origin of chotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan // Bull. Geol. Soc. Japan.— 1988.— V. 39, N 11.— P. 675—757.
92. *Xu J., Zhu G., Tong W., Cui K., Liu Q.* Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // Tectonophys.— 1987.— V. 134, N 4.— P. 273—310.

ИТuГ ДВО АН СССР
Хабаровск
Орлеанский университет
Орлеан, Франция

Поступила в редакцию
26 марта 1991 г.

Т. К. Злобин, Л. М. Злобина

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Впервые изложены совместно результаты глубинных сейсмических исследований, выполненных методами ГСЗ и МОВЗ непосредственно на островах Большой и Малой Курильских гряд, и результаты исследований методами МОВ ОГТ, ГСЗ, КМПВ, полученные на прилегающих акваториях Охотского моря и Тихого океана. Это позволило построить принципиальную новую схему мощности земной коры Курильской островодужной системы, детальную карту поверхности акустического фундамента и глубинные сейсмические разрезы земной коры вкрест простирания всех структурных элементов системы окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб. Полученные данные позволили с новых позиций осветить вопросы строения и эволюции Курильской островодужной системы.

Изучение островодужных систем представляет особый интерес, поскольку эти структуры являются ключом к решению ряда фундаментальных проблем современной геотектоники, будучи расположенными в зоне сочленения крупнейших морфоструктур Земли — океанов и континентов, где протекают активнейшие тектономагматические процессы, выражающиеся в чрезвычайно высокой сейсмичности, современных движениях земной коры и вулканизме.

Ранее в пределах акваторий зоны перехода был выполнен обширный ряд работ, результаты которых опубликованы [6, 19—23, 25, 27]. Однако одна из основных составляющих островодужной системы — островная дуга — оставалась практически белым пятном. Это было обусловлено тем, что изучение глубинного строения островной дуги наиболее информативными и однозначными методами структурной геофизики — сейсмическими в их общеизвестных вариантах — здесь чрезвычайно затруднено. Последнее объясняется дискретностью участков островной суши, изолированностью и чрезвычайно трудноподходимостью островов, широким развитием молодых вулканов с резко расчлененным рельефом. Те же обстоятельства препятствуют проведению глубинных сейсмических исследований на аналогичных островных дугах Тихого океана.

В связи с этим в мировой практике суждения о строении островных систем базируются, в основном, на морских наблюдениях, выполненных на прилегающих акваториях. Однако такой подход имеет существенный недостаток, поскольку строение земной коры на акваториях и под островами может принципиально отличаться и проводимая в таких случаях интерполяция данных «под острова» не всегда правомерна.

В связи с этим Институт морской геологии и геофизики ДВО АН СССР разработал комплексную методику глубинных сейсмических исследований островных дуг и с ее помощью в 1977—1990 гг. провел сейсмические наблюдения на всех островах Большой и Малой Курильских гряд от Японского архипелага до Камчатского полуострова. В дополнение к этому в 1984 г. ИМГиГ ДВО АН СССР выполнил исследования ГСЗ и КМПВ вкрест простирания островной системы в ее центральной части на траверзе о. Симушир [1, 11].

Тогда же на акваториальной части Курильской островной системы в пределах окраинного Охотского моря и глубоководного желоба трестом Дальморнефтегеофизика были завершены региональные сейсмические исследования МОВ ОГТ [7, 12, 18]. Это позволило на базе новых данных

провести совместную интерпретацию вышеперечисленных материалов и, привлекая известные результаты ГСЗ, построить структурные карты кровли и подошвы консолидированной земной коры Курильской островной системы, а также глубинные сейсмические разрезы через все основные элементы системы окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб, осветив с новых позиций строение этих структур.

Методика работ. Глубинные сейсмические исследования на островах Курильского геантиклинального поднятия выполнялись методами МОВЗ, ГСЗ и КМПВ. Наблюдения проводились с помощью телеуправляемых сейсмических станций «Тайга», а также автономных сейсмологических станций «Черепаша» АСС-3 и АСС-6/12. Расстояние между станциями составляло от 2—5 до 15 км (в среднем, 7—10 км). Взрывной интервал при наблюдениях ГСЗ на островной суше при отработке прямой системы наблюдений составлял 30—70 км, на экваториях по системе обращенного годографа он был равен 4—5 км.

Интерпретация данных ГСЗ и МОВЗ проводилась согласно [3, 13, 15, 16], а также по разработанной нами методике [8].

Работы МОВ ОГТ были выполнены по методике 24- и 48-кратного непрерывного профилирования с фланговой системой наблюдений [11, 18]. Длина базы приема составляла 2400 м. Региональные исследования осуществлялись по сети профилей 40×60 и 100×100 км. Расстояние между каналами было равно 50 м. Длина полученной сейсмической записи — 10—12 с, дискретность — 4 мс, глубинность исследований 7—8 км. Источник колебаний — пневматический, мощностью 30—36 л.

Обработка минералов проводилась на ЭВМ ЕС-1055М по комплексу программ СЦС-ЗЦГЭ, РДС, РДС-Аполло и Сайбер-172. Распаковка исходного материала, редактирование и сортировка трасс по ОГТ осуществлялись на ЭВМ РДС-500, изучение скоростей (ANVIT) — на РДС-Аполло и Сайбер-172. Миграция временных разрезов и процедура (AMCOD) выполнялись на ЭВМ Сайбер-172. Определение скоростной модели проводилось при помощи вертикальных спектров скоростей ANVIT с интервалом 10 км.

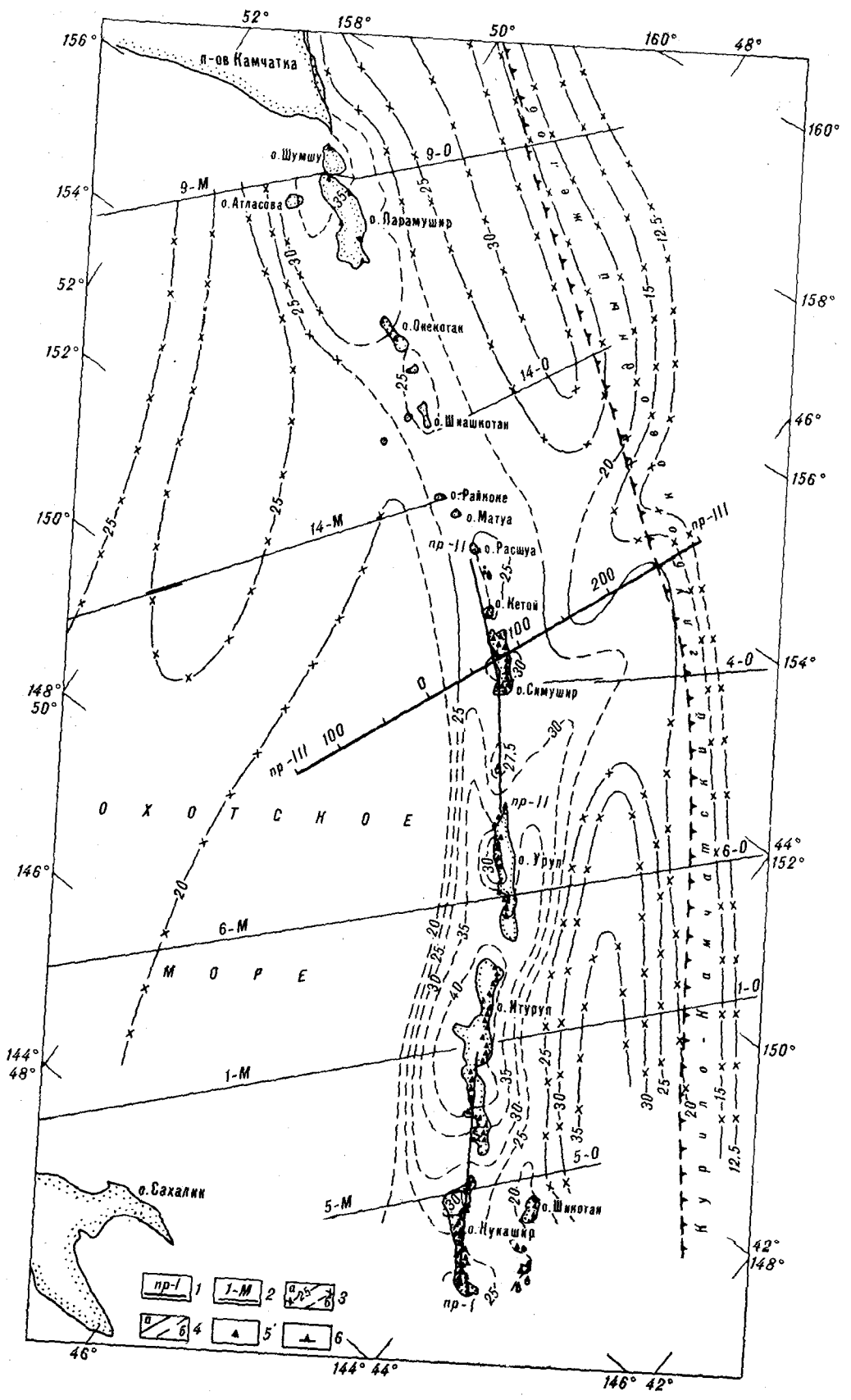
Строение земной коры. В результате обобщения вышеперечисленных исследований были построена карта поверхности акустического фундамента (кровли консолидированной коры), схема изогипс подошвы земной коры и глубинные разрезы земной коры вкrest простирания островной системы на фланге ее и в центральной части.

Выполненные исследования показали, что мощность земной коры Курильской островной дуги (КОД) составляет 28—40 км на южном фланге, 25—30 км в центральной части и 30—35 км на северной дуге (рис. 1). Анализ схемы рельефа подошвы земной коры показывает, что геантиклинальное поднятие Большой Курильской гряды четко выражено в структурные границы М в виде прогиба. В среднем глубины залегания раздела М под островной дугой составляют 33 км против 15—20 км под прилегающими акваториями Охотского моря и склоном глубоководного желоба.

Установлено, что в целом поверхность М образует два прогиба, т. е. имеют место как бы два «корня» земной коры. Первый (основной) глубиной до 35—40 км приурочен непосредственно к геантиклинальному поднятию островов Большой гряды. Второй глубиной до 30—35 км расположен в южной части системы под приконтинентальным склоном желоба.

Этот вывод принципиально нов, поскольку ранее [14] считали, что под Курилами есть лишь один «корень» земной коры, смещенный относительно островной дуги к океану. На этом основании авторы выделяли особый Курильский тип островной дуги.

Анализ схемы поверхности М, построенной нами (см. рис. 1), показывает следующее. Изогипса 25 км практически обрисовывает прогиб, отвечающий геантиклинальному поднятию Большой Курильской гряды на всем ее протяжении, включая центральную часть. Таким образом, предполагавшееся ранее [4, 14] аномальное утонение коры до 12,5 км на центральных Курилах отсутствует. Следовательно, нельзя говорить об океа-



ническом или субокеаническом типе коры на Средних Курилах, а также о различных типах ее на флангах и в центральной части. Согласно полученным данным [8], на всем протяжении КОД мы имеем практически один тип коры, близкий к континентальному. Вместе с тем, земная кора КОД имеет и свою специфику. Она выражается, в частности, в увеличении мощности нижнего гранулитобазитового слоя против верхнего гранитометаморфического, соответственно равных 18—21 и 8—9 км. Таким образом, мощность нижнего симатического слоя коры вдвое превышает мощность верхнего сиалического.

Наименьшую (20—25 км) мощность земная кора имеет под островами Шиадокан и Харимдокан. Корень земной коры, выявленный на юге островной системы под континентальным склоном желоба, имеет свое продолжение и в ее северной части восточнее островов Парамушир, Шумшу, Онедокан и Шиадокан. Здесь мощность коры также увеличена до 30 км.

Характерной особенностью рельефа поверхности М является замыкание изогипсы 30 км под островами Кунашир, Итуруп, Уруп, затем Симушир, а также Онедокан, Парамушир, Шумшу и уменьшение глубины под проливами между островами. Видимо, можно говорить о сокращении мощности коры под проливами и определенном отличии здесь строения земной коры.

По величине мощности коры КОД в ее пределах можно выделить 5 блоков, включающих острова: I — Кунашир; II — Итуруп, Уруп; III — Симушир, Кетой, Распуа; IV — Шиадокан, Харимдокан; V — Онедокан, Парамушир, Шумшу.

Курильская глубоководная котловина (Южно-Охотская впадина) отличается сокращением мощности земной коры (с 25 до 16—20 км). Аналогично уменьшение глубины залегания раздела М имеет место под приконтинентальным склоном желоба, восточнее которого устанавливается воздымание этой поверхности до 12—15 км.

Глубинные разрезы. В результате обобщения вышеназванных исследований были построены глубинные разрезы земной коры по линиям I—I и II—II. Первая из них пересекает Курильскую островодужную систему в южной части, где она имеет наиболее сложное строение и представлена двойной дугой (рис. 2, а), вторая — в центральной части (см. рис. 2, б). Разрез I начинается от о. Сахалин, пересекает вкрест простирания Курильскую глубоководную котловину, геантиклинальное поднятие Больших и Малых Курил (через острова Кунашир и Шикотан), Курильский глубоководный желоб.

Разрез составлен на основе полученных нами данных, а также с привлечением известных сейсмических материалов [5, 24, 26, 28].

При сопоставлении построенного сейсмического разреза с геологическими данными намечаются определенные корреляционные связи между отдельными стратиграфическими комплексами и выделяемыми сейсмическими слоями. Это позволяет провести интерпретацию возможной геологической природы сейсмических границ и дать геолого-геофизическое описание Курильской островной системы в рамках формальной стратификации.

Основными сейсмическими границами на разрезах являются O_c , K_0 , K_1 , K_2 и М. Среди них самая верхняя поверхность характеризуется под островами граничной скоростью $V_r=4,6-5,4$ км/с. Под акваторией Охотского моря она интерпретируется как подошва рыхлых отложений и является акустическим фундаментом. Изменчивость скорости указывает на гетерогенный состав пород. Интерпретация геологической природы этой поверхности неоднозначна. Представляется, что она является кровлей

Рис. 1. Структурная схема поверхности М Курильской островной системы.

1, 2 — профили ГСЗ, отработанные в 1984 г. [9] (1) и в 1957—1963 гг. [14 и др.] (2); 3 — изогипсы поверхности М по данным ГСЗ 1984 г. (а) и 1957—1963 гг. (б); 4 — данные, полученные на акваториях (а) и островной дуге (б); 5 — пикеты установки сейсмических станций МОВЗ; 6 — ось глубоководного желоба.

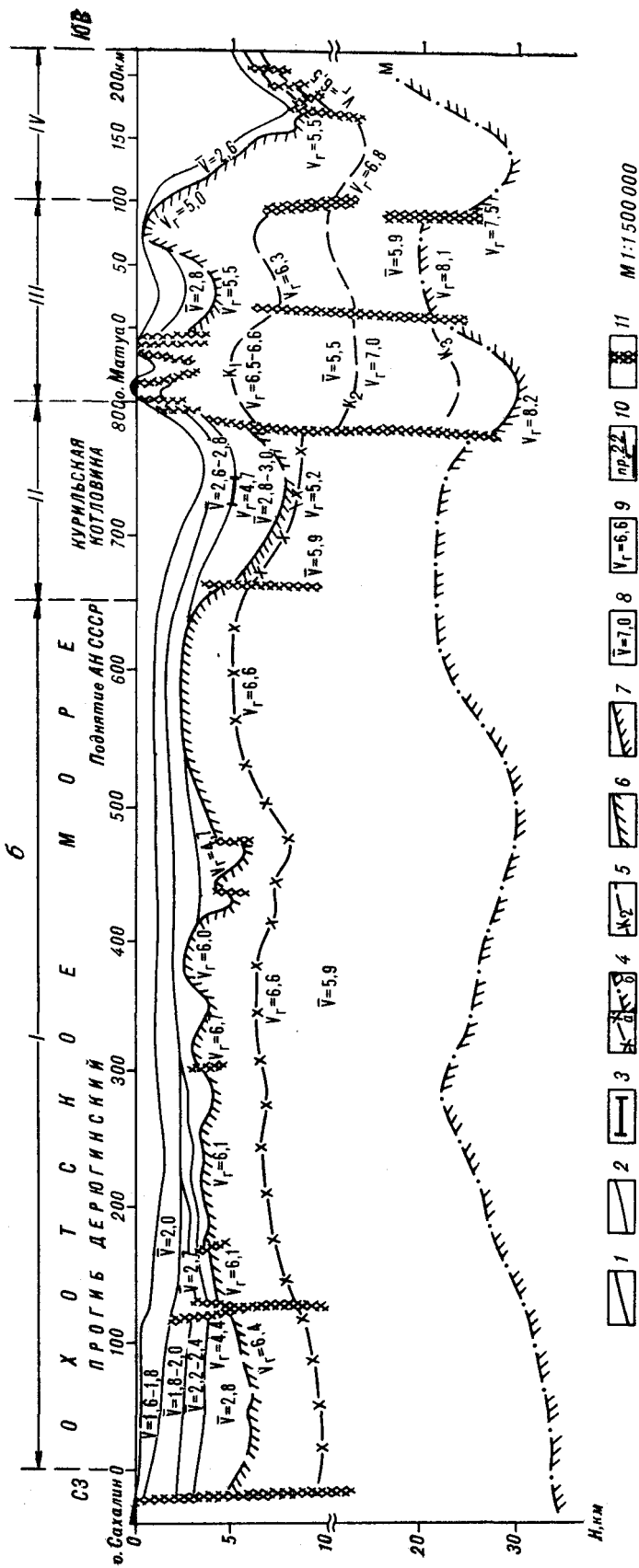


Рис. 2. Глубинные разрезы земной коры Курильской островной системы вкост ее простирания на южном фланге (а) и в центральной части (б).

1-3 — сейсмические границы, построенные по данным ГСЗ (1), МОВ ОГТ (2) и КМПВ (3); 4 — сейсмические границы по данным ГСЗ [14], связываемые с кровлей нижнего (гранулитобазитового) слоя (а) и подошвой земной коры (б); 5 — сейсмические границы в земной коре по данным МОВЗ; 6 — кровля консолидированной (акустической фундамент) по данным ГСЗ и МОВ ОГТ; 7 — подошва земной коры по данным МОВЗ и ГСЗ [9]; 8, 9 — средние (8) и граничные (9) скорости; 10 — положение секущих профилей ГСЗ и их номер; 11 — разломы.

уплотненных образований. Вопрос о природе границ с такими скоростями рассмотрен [20]. Основываясь на разрезе, изученном КМПВ, бурением и сейсмокаротажем, на о. Сахалин образования, характеризующиеся $V_r = 4,9-5,4$ км/с, связываются с поверхностью, которая «контролирует верхний гипсометрический уровень распространения мезозойских (триас-нижнемеловых) пород...» [20, с. 5].

На разрезе I—I (см. рис. 2, а) видно, что акустический фундамент прогибается до 8 км под Курильской глубоководной котловиной, образуя здесь депрессию в форме трога, ширина которого в основании около 400 км. Борты депрессии симметричны и довольно круты. Западнее котловины фундамент воздымается до глубин 2—5 км, образуя два куполообразных поднятия, разделенных прогибом, расположенным на сотом километре профиля. Поведение этой границы на склонах КОД различно. На западном склоне она воздымается с глубин 8 км до 3 км, а на восточном опускается с 2 км у подножья дуги до 8—9 км в глубоководном желобе. При этом мощность подстилаемых ею образований на западном склоне дуги сокращается с 5 до 1 км, а на восточном — сравнительно постоянна и равна в среднем 1 км. Увеличивается она лишь на шельфе Сахалина, где достигает 2 км, а также в межгрядовом проливе.

Раздел K_0 , несмотря на более глубокое залегание, имеет, как нам представляется, более однозначную геологическую интерпретацию. Соответствующее ему значение $V_r = 6,0-6,2$ км/с позволяет довольно уверенно связывать его с кровлей верхнего гранитогнейсового слоя консолидированной коры. Эта граница устанавливается вдоль профиля на глубинах 5—7 км в западном блоке, 3—5 км под КОД и 9—10 км (4 км от дна) в восточном блоке на приконтинентальном склоне желоба. Мощность покрывающей ее толщи практически вдоль всего профиля лежит в диапазоне 2—5 км.

Раздел K_1 с $V_r = 6,5$ км/с выделен нами уверенно под всей КОД. На траверзе профиля под о. Кунашир он залегает в среднем на глубине 5 км. Прослеживание этой границы устойчивое. Она интерпретируется нами как кровля промежуточного гранулитогнейсового слоя земной коры. Представляется, что с породами именно этого слоя, а не с другими образованиями, как считают авторы [25], связан раздел с $V_r = 6,4$ км/с в блоке I, залегающий на глубинах 5,5—6,0 км.

Раздел K_2 , характеризующийся $V_r = 6,7-7,0$ км/с, также довольно однозначно связывается нами с кровлей нижнего слоя земной коры, названного [2] гранулитобазитовым. Граница K_2 прогибается под КОД и глубоководным желобом до 15 км. В районе глубоководной котловины она воздымается до глубин 9 км, вновь погружаясь в западной части Охотского моря у побережья Сахалина до 18 км.

Важнейшей границей на разрезе является поверхность M, характеризующаяся $V_r = 8,0-8,2$ км/с и связываемая с подошвой земной коры. Главными особенностями этой границы являются прогиб ее до 30—33 км под Большими Курилами, где она образует основной «корень» земной коры, и наличие второго «корня» под приконтинентальным склоном желоба. Под Курильской котловиной она воздымается до 13—15 км, а под Сахалином вновь погружается до 30 км.

На разрезе по профилю II выделены те же сейсмические границы, что и на вышеописанном профиле. Отличием его является существенное (до 130 км) сокращение протяженности блока II, т. е. ширины Курильской глубоководной котловины и увеличение (до 670 км) протяженности блока I, соответствующего ложу Охотского моря.

Акустический фундамент в блоке I отличается гофрировкой в восточном борту Дерюгинского прогиба. В Курильской котловине и на восточном шельфе Сахалина фундамент прогибается до глубин 8 и 6 км соответственно. Мощность подстилаемых им образований равна 4,5 и 6 км.

По профилю II устанавливаются отличия в строении и природе раздела K_2 , связываемого с кровлей нижнего слоя земной коры. Во-первых, он характеризуется пониженной (до 6,6 км/с против 6,8—7,0 км/с) ско-

ростью. Во-вторых, он залегает в пределах Охотского моря на меньших (5—10 км) глубинах, что приводит к увеличению мощности нижнего слоя коры до 16—22 км. Таким образом, мощность нижнего слоя вдвое превышает мощность верхнего и промежуточного слоев вместе взятых.

В то же время разрез земной коры в центральной части островной дуги отвечает строению земной коры на ее флангах. Рельеф границы М по профилю II имеет те же характерные особенности, что и на фланге, хотя и менее выраженные. Так, под глубоководной котловиной подошва земной коры также воздымается, а под дугой — прогибается. Но глубины ее здесь соответственно несколько меньше, а именно — 21 и 30 км. В целом же раздел М по профилю II также обрисовывает два «корня» земной коры — под дугой и склоном желоба, т. е. строение поверхности земной коры аналогично вышеописанному профилю.

Строение акустического фундамента. В результате анализа волновой картины МОВ ОГТ изучаемый разрез разделяется на слоистую часть и акустический фундамент, отождествляемый нами с кровлей консолидированной коры. В сейсмическом поле поверхность акустического фундамента выражена в виде либо многофазовой гладкой границы, либо «шероховатой», прерывистой. С увеличением глубины залегания интенсивность отражений ослабевает.

На основе интерпретации данных МОВ ОГТ составлены карты мощности осадочных образований и структурная карта по поверхности акустического фундамента (рис. 3).

По характеру залегания и величине мощности осадочных образований на акватории Охотского моря выделены бассейны, каждый из которых имеет свои особенности развития.

В северо-восточной части площади у побережья Камчатки выделен Гольгинский прогиб. Мощность осадочных образований в его пределах достигает более 6000 м. С запада этот прогиб ограничен Онекотанским поднятием. Поверхность акустического фундамента прослежена на склонах поднятий и совпадает с данными ГСЗ по профилю 9-М, где фундамент прослежен полностью и граничная скорость (V_r) равна 6,5 км/с.

Осадочная толща по данным МОВ ОГТ расчленяется на три слоя: рыхлые, полууплотненные и уплотненные (литифицированные или консолидированные) отложения. Значения средних скоростей (\bar{V}) в верхней части разреза составляет 1,6—2,2 км/с, во втором сейсмокомплексе — 2,0—2,5 км/с, в третьем, характеризующемся очень плохими отражающими свойствами, — 3,0—3,2 км/с. В южной части рассматриваемой площади выделяется Курильская глубоководная котловина. В рельефе дна она выражена как огромная впадина, простирающаяся с юга Сахалина до Гольгинского прогиба и ориентированная с востока на запад. В рельефе фундамента котловина уверенно делится на три самостоятельных бассейна. Самый восточный из них — прогиб Атласова — отделен от центральной части котловины поднятием Буссоль и ориентирован в субмеридиональном направлении.

Осадочные отложения здесь делятся на два сейсмокомплекса: верхний мощностью 1—1,2 км состоит из рыхлых неуплотненных осадков и характеризуется скоростью 1,5—1,6 км/с. Нижний комплекс отнесен к «полупрозрачной» толще, имеющей мощность порядка 3 км. Граница, соответствующая поверхности акустического фундамента, залегает на глубине около 5 км, полого поднимаясь к островам. На южном берегу прогиба, в районе Курильских островов, осадочные образования прорваны вулканическими постройками. Оценивая данные МОВ ОГТ и ГСЗ, можно прийти к выводу, что «акустический фундамент» по ОГТ и «подошва осадков», выделенная по ГСЗ, — одна и та же граница, это подтверждено и данным КМПВ [17].

В центральной части Курильской котловины выделен бассейн с мощностью осадочных образований порядка 7 км в прикурильской части и около 5—6 км в северной. Цепь вулканических построек отделяет центральную часть котловины от прогиба Атласова. Максимальная глубина

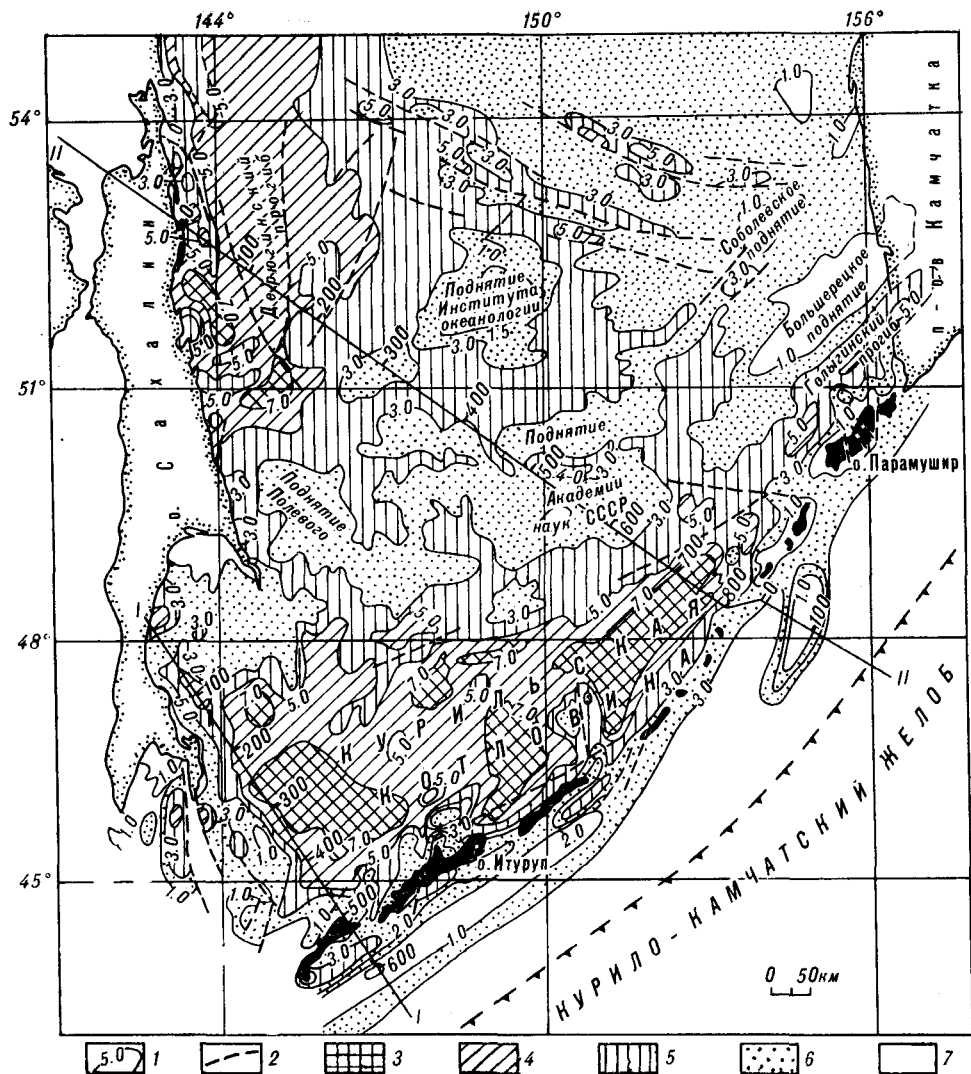


Рис. 3. Структурная карта акустического фундамента Курильской островной системы и прилегающей акватории Охотского моря.

1 — изогипсы поверхности фундамента; 2 — разломы; 3—7 — глубина залегания фундамента: более 7 км (3), от 5 до 7 км (4), от 3 до 5 км (5), от 1 до 3 км (6) и менее 1 км (7).

моря составляет 3390 м. Осадочные образования здесь также делятся на два сейсмокомплекса. Фундамент залегает полого и выделяется уверенно.

Юго-западная часть котловины оконтурена с запада Тонино-Анивским и Стародубским поднятиями, а с востока — поднятием Хельквиста. Поверхность акустического фундамента поднятия Хельквиста вблизи Курильских островов осложнена вулканическими постройками. Фундамент здесь местами выходит на дно моря, в то время как севернее поднятия залегает на глубине порядка 5000 м от уровня моря. Наибольшая мощность осадочных образований достигает 5 км. Западный борт Курильской котловины изрезан и имеет крутые обрывистые очертания.

Район залива Терпения изучен по весьма густой сети профилей МОВ ОГТ, КМПВ. В северной части залива Терпения проходят профили ГСЗ 1-М и КМПВ ПР 1. В результате этих работ в заливе Терпения оконтурено два прогиба: один, замыкающийся на побережье Сахалина, с мощностью осадков до 3 км, и второй — узкий, являющийся как бы продолжением Курильской котловины, с мощностью осадочных образований порядка 5 км.

У побережья о. Сахалин выделен прогиб Дерюгина. Прогиб отчетливо выражен и в рельефе дна по изобате 1500 м. Максимальная глубина водного слоя 1795 м. Зона повышенных мощностей кайнозойских образований прослеживается вдоль всего приостровного склона и отделена от Курильской котловины Пограничным валом, выраженным в рельефе осадочных образований незначительно. Для центральной части Дерюгинского прогиба характерно постепенное затухание сейсмической записи по данным ОГТ. Очевидно, это обусловлено развитием молодых конседиментационных раздвижений и нивелированием физических свойств отражений в условиях повышенного теплового потока. Восточным и южным ограничением этого осадочного кайнозойского бассейна являются поднятие Института океанологии и поднятие Полевого, которые образуют полузамкнутую систему. Рельеф восточного борта прогиба характеризуется значительными колебаниями, наличием поднятий дна до 600 м и прогибов до 1700 м, что говорит об очень нестабильном состоянии восточного борта Дерюгинского прогиба.

Полученный материал МОВЗ ОГТ увязывается с данными ГСЗ. В придонном верхнем слое средние скорости колеблются от 1,6 км/с до 1,9 км/с. На небольших глубинах залегает горизонт с высокими отражающими свойствами. Если судить по глубине залегания, то он отвечает подошве нутовских образований, установленных на глубинах от 1 до 2—3 км. Повышенные граничные скорости (6,2—6,3 км/с), по данным ГСЗ, говорят о своеобразном составе фундамента, сложенного породами с высокими скоростями, несколько превышающими значения, типичные для гранитного слоя. В то же время наличие преломляющих горизонтов, характеризующихся скоростями 4,0—5,0 км/с, может служить указанием на двухъярусное строение осадочной толщи в этом районе. Нижний ярус обладает плохими отражающими свойствами и имеет небольшие скорости, т. е. представлен слабоконсолированными отложениями. Это заставляет отнести оба яруса к осадочной толще. Положение фундамента, характеризующегося $V_r = 6,4$ км/с, зафиксировано в этом районе на глубине 6 км.

Две положительные структуры занимают центральную часть Охотского моря — Охотский свод и поднятие Института океанологии. Самой ярко выраженной границей в волновом поле Охотского свода является акустический фундамент. Создается впечатление очень выровненной поверхности. Мощность осадков порядка 500 м. К югу мощность несколько больше и достигает 1—2 км. Между Охотским сводом и поднятием Академии наук расположен Центральный Охотский прогиб, сложно построенный, с мощностью осадочных образований до 6 км. Система прогибов ориентирована с северо-запада на юго-восток. Поднятие Института океанологии характеризуется как положительная структура, расположенная как бы ниже по отношению к Охотскому своду. Мощность осадков здесь 1—1,5 км. Изрезанность поверхности акустического фундамента выражена более ярко. Поднятие Института океанологии отделяется от поднятия Академии наук Макаровским прогибом, где мощность осадков изменится от 3 до 4 км. Вдоль западной Камчатки центральное место занимают две положительные структуры: Большерецкое поднятие и Соболевское. Соболевское поднятие почти стыкуется с поднятием Института океанологии, отделяясь от него лишь узким приразломным прогибом с мощностью осадков до 3—4 км. Обширное Большерецкое поднятие выражено отчетливо по изолинии 1,0 км. На побережье Камчатки в районе Усть-Большерецка фундамент залегает на глубине 534 м, где бурением вскрыты амфиболитизированные габброиды. Граничная скорость в кровле фундамента здесь составила 5,0—5,2 км/с.

Соотношение глубинных и поверхностных структур. Сопоставление карты фундамента и подошвы земной коры показывает следующее. Степень детальности их исследований различна. На карте кровли акустического фундамента, построенной по данным МОВЗ ОГТ, выявлены структуры III порядка и дано более детальное строение верхней части земной

кору. В то же время на этой карте в пределах островов, размеры которых в сравнении с выделенными на акваториях структурами относительно малы, не выделены более мелкие структуры IV порядка. Детальные же работы МОВЗ на островах, например о. Итуруп, показывают, что поверхность K_0 имеет более сложное строение [9].

Основной структурой, выделяемой в пределах акваториальной части системы, является Курильская глубоководная котловина. Она проявляется в рельефе как кровля, так и подошвы земной коры. Однако в рельефе первой поверхности (K_0) котловина выражается в виде прогиба поверхности фундамента, а второй — на схеме Мо — подъемом границы. Таким образом, в целом под глубоководной котловиной устанавливается сокращение мощности консолидированной коры до 16—20 км против 22—25 км в центральной части системы в районе возвышенности Академии наук.

На акваториях Охотского моря в районе Северных Курил по изогипсе 25 км обрисовывается поднятие земной коры. Его положение и простирающие отвечают Соболевскому и Гольгинскому поднятиям.

Анализ названных схем в районе КОД показывает, что блоки, выделенные на основе значения мощности земной коры по структурной схеме М, отвечают блокировке и поведению изогипс поверхности фундамента. Согласно последним также выделяются аналогичные блоки, содержащие острова: I — Кунашир; II — Итуруп, Уруп; III—IV — острова центральной части дуги; V — Онекотан, Парамушир, Шумшу.

Заключение. 1. В результате выполненных исследований МОВЗ, ГСЗ, МОВ ОГТ на акваториях Охотского моря и островов Курильского геодинамического поднятия построены глубинные сейсмические разрезы земной коры Курильской островной системы, карта акустического фундамента (кровля консолидированной коры) и структурная схема подошвы земной коры (раздела М). Это позволило с новых позиций оценить структурные особенности элементов Курильской островной системы, выявить единство их структурного плана.

2. На основе анализа сейсмических материалов, полученных на акваториях и островной суше, с единых позиций дана геологическая интерпретация сейсмических границ как в верхней части земной коры (осадочном чехле), так и в нижних ее слоях, вплоть до ее подошвы.

3. Мощность земной коры КОД лежит в диапазоне 25—40 км, составляя в среднем 33 км. При этом и в центральной части дуги, как и на флангах, земная кора имеет значительную мощность (25—30 км), одинаковый набор слоев коры, включая верхний — гранитогнейсовый слой, аналогичные скоростные характеристики и геологическую природу. Таким образом, предполагавшиеся ранее утонение земной коры КОД до 12,5 км [14] в центральной части дуги и наличие здесь субокеанического или океанического типа земной коры не правомерны.

В соответствии с принципиальными отличиями построенной карты мощности земной коры Курильской островной системы от ранее использовавшейся должны быть пересмотрены все основанные на последней геофизические и геологические концепции.

4. Фундамент осадочного чехла (кровля консолидированной коры) имеет сложное строение. Анализ его позволил выделить ряд структур и детализировать их строение. Сопоставление карты поверхности кровли акустического фундамента и карты подошвы земной коры показывает, что основные структуры коры находят в них отражение.

5. Полученные данные подтверждают обоснованную нами [10] геодинамическую модель эволюции системы окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб, согласно которой Курильская глубоководная котловина представляет собой новообразованную структуру, сформировавшуюся в результате подъема мантийного диапира, последующего раздвигания и утонения коры, приведшего к скучиванию ее в островодужном блоке.

1. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Петров А. В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 1.— С. 10—18.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975.
3. Булин Н. К. Применение метода обменных сейсмических волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы территории СССР.— Деп. ВИНТИ. Л., 1984, Т. 1, № 5454; Т. 2, № 5455—84.
4. Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли.— № 9.— 1965.— С. 13—30.
5. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоне.— М.: Наука, 1971.
6. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
7. Журавлев А. В. Особенности тектонического режима и складчато-блоковых деформаций в кайнозойских отложениях Охотоморского региона // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.— С. 16—25.
8. Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.
9. Злобин Т. К. Строение литосферы в районе о. Итуруп по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 3.— С. 33—41.
10. Злобин Т. К. Глубинное строение литосферы и геодинамика Курильской островной дуги (по сейсмическим данным): Автореф. докт. дис.— М., 1989.
11. Злобин Т. К., Пискунов Б. Н., Фролова Т. И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 293, № 6.— С. 185—188.
12. Злобина Л. М., Даценко И. В., Еремина Г. Ф. и др. Комплексные рекогносцировочные и геофизические исследования в южной части Охотского моря // Морская геология и геофизика/ВИЭМС.— М., 1986.— № 6.
13. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1968.
14. Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1963.— № 1.— С. 20—41.
15. Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры.— Киев: Наук. думка, 1973.
16. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля».— М.: Недра, 1977.
17. Попов А. А., Аносов Г. И., Аргентов В. В. и др. Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах // Геология и геофизика.— 1978.— № 10.— С. 109—118.
18. Прогнозирование нефтегазозности на акваториях.— М.: Недра, 1988.
19. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
20. Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Биккенина С. К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 6.— С. 3—12.
21. Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
22. Строение дна Охотского моря.— М.: Наука, 1981.
23. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1964.
24. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
25. Строение земной коры Южной части Охотского моря по сейсмическим данным.— М.: Наука, 1987.
26. Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке.— М.: Наука, 1969.
27. Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
28. Суворов А. А., Жильцов Э. Г. Результаты ГСЗ в районе Южных Курильских островов // Тр. СахКНИИ. Вып. 26 — Южно-Сахалинск, 1972.— С. 74—81.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
25 февраля 1991 г.

УДК 550.834

Цзан Шаосянь, Чжоу Яньхуа, Лей Кася

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЙОНЕ о. ТАЙВАНЬ

С использованием материалов Международного сейсмического комитета и внутренней сейсмической сети Китая проведены исследования пространственного распределения и механизма образования землетрясений зоны о. Тайвань. Кроме того, с использованием других материалов, теоретически рассмотрены формы взаимодействия Филиппинской и Евразийской плит вблизи о. Тайвань, а также их влияние на состояние поля напряжений. Направление напряжения сжатия вдоль побережья юго-восточного Китая в основном совпадает с направлением напряжения сжатия в районе о. Тайвань. Однако в удаленных от Тайваня районах поле тектонических напряжений характеризуется ослабленными и пониженными значениями. Тем не менее, изменение направления показывает, что источником напряжения является столкновение двух указанных тектонических плит. Но сфера влияния этого источника ограничена.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Тайвань расположен в пределах сейсмического пояса, окружающего Тихий океан. Этот сейсмический пояс точно соответствует границе двух плит — Евразийской и Филиппинской. В связи с этим район о. Тайвань вызывает пристальное внимание специалистов в области геологических наук. Многие геологи уже исследовали сейсмическую активность и механизм образования землетрясений в районе о. Тайвань [6, 8—10]. Они указывают, что на северо-востоке о. Тайвань Филиппинская тектоническая плита характеризуется дугообразным подныриванием под него, на юге острова аналогичное погружение под островную дугу Лусон испытывает плита Южно-Китайского моря. Юго-восточная часть о. Тайвань представляет собой элемент зоны столкновения Евразийской и Филиппинской плит. В последние несколько лет проводились широкомасштабные геофизические исследования в зоне о. Тайвань [3—5]. В результате указанных исследований были накоплены значительные сведения о тектонических и метаморфических процессах и о состоянии полей напряжения в этом районе.

В настоящей статье на материалах Международного сейсмологического центра и сети сейсмических станций Китая исследуется взаимодействие тектонических плит вблизи о. Тайвань. Кроме того, с учетом других материалов геофизических исследований, теоретически рассматривается влияние взаимодействия тектонических плит в указанном районе на современное состояние поля тектонических напряжений в юго-восточном районе континентального Китая.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ФОРМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ

Для теоретического рассмотрения формы взаимного воздействия тектонических плит использовано пространственное распределение землетрясений силой более 4,5 балла в зоне 21—26° с. ш. и 119—125° в. д., происшедших в 1966—1982 гг., по данным Международного сейсмологического комитета.

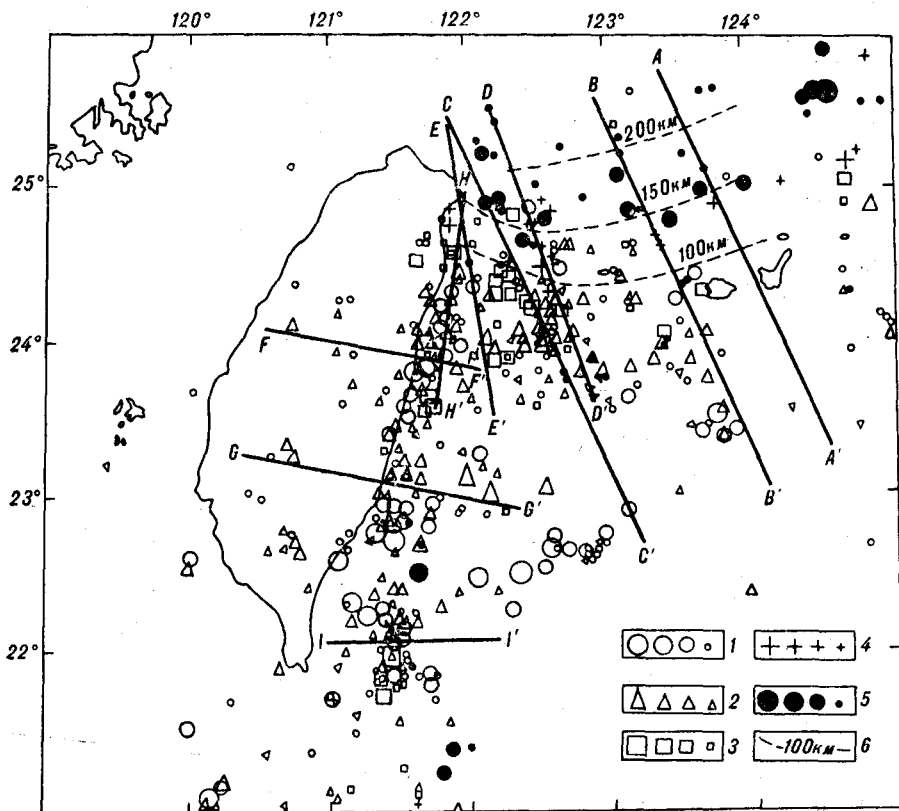


Рис. 1. Распределение землетрясений с $M_B \geq 4,5$ в районе о. Тайвань. Интенсивность землетрясений в баллах по шкале Рихтера.
1—5 — глубины гипоцентров: 1 — менее 33 км, 2—33—60 км, 3—60—90 км, 4—90—120 км, 5 — более 120 км; 6 — изолинии глубин зоны Беньоффа.

Пояс землетрясений в районе о. Тайвань можно разделить на четыре основных зоны (рис. 1):

1. Сейсмический пояс почти широтного направления, проходящий восточнее меридиана 122° в. д. в полосе $23,3$ — $25,5^\circ$ с. ш. Этот пояс простирается в основном к северу от морской впадины Люцю. Землетрясения с глубиной менее 60 км в его пределах дислоцируются в полосе $23,6$ — $24,5^\circ$ с. ш. и ориентированы в северо-западном направлении. В западной части пояса, между сечениями DD' и EE' , отмечается концентрация землетрясений. Землетрясения с гипоцентрами на глубинах более 90 км располагаются главным образом севернее широты $24,7^\circ$ с. ш. Они соответствуют юго-западной оконечности пояса и погружаются под островную дугу Рюкю.

2. В полосе шириной примерно 50 км от точки с координатами 25° с. ш. и 122° в. д. до точки с координатами 22° с. ш. и $121,5^\circ$ в. д. отмечается пояс наибольшей концентрации землетрясений.

3. Севернее параллели $24,3^\circ$ с. ш., отмечаются только землетрясения с глубиной более 60 км. Эта зона характеризуется главным образом землетрясениями средней глубины (рис. 2, проф. EE' и HH').

4. В полосе 23° с. ш.— $24,3^\circ$ с. ш. отмечаются в основном землетрясения с гипоцентрами на глубинах менее 60 км. К югу от параллели 23° с. ш. зона землетрясений постепенно расширяется. Кроме того, здесь отмечаются землетрясения с глубиной более 100 км. Далее к югу наблюдается рассредоточение землетрясений, зона их пространственного распределения становится все шире.

В средней и западной частях о. Тайвань плотность землетрясений относительно невысокая. Глубина очагов землетрясений в большинстве

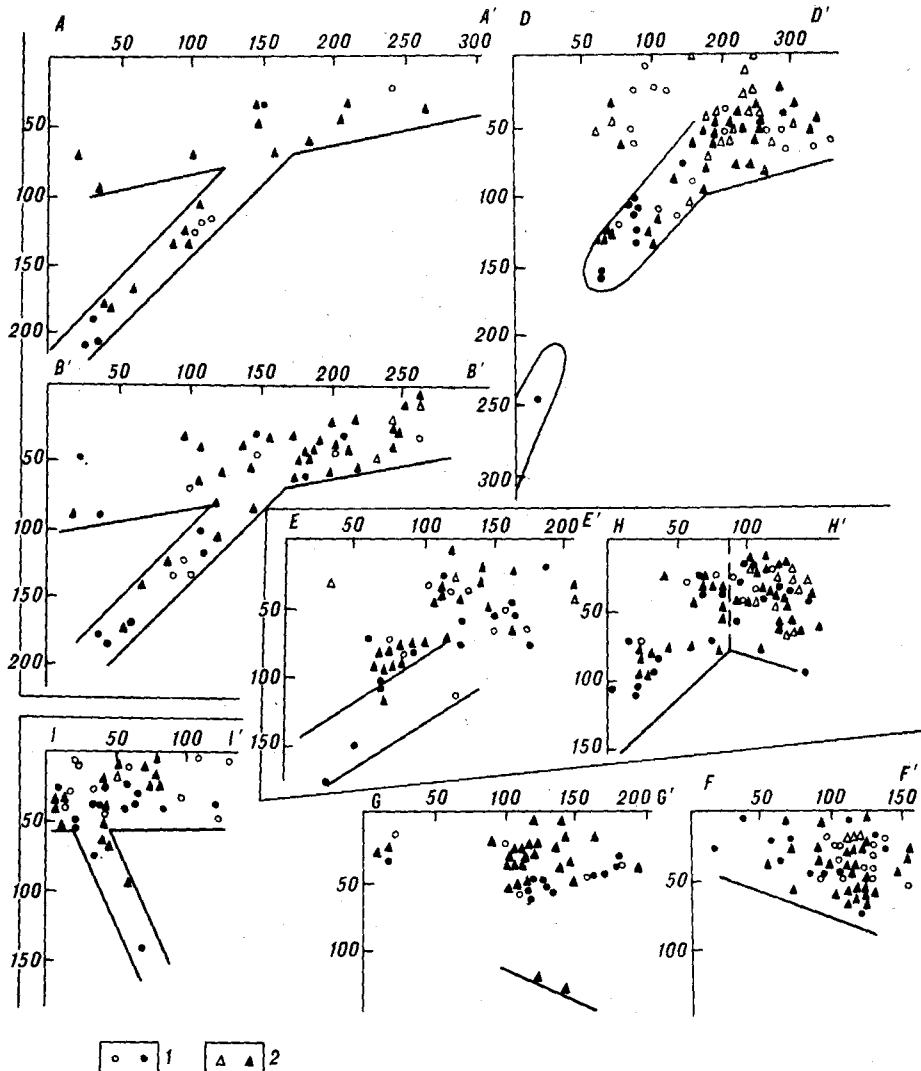


Рис. 2. Распределение землетрясений в зависимости от глубины.

Проекции гипоцентров землетрясений, расположенных: 1 — к востоку от меридиональных и к северу от широтных сечений, 2 — к западу от меридиональных и к югу от широтных сечений. Залитые кружки и треугольники — погрешность определения глубины гипоцентров землетрясений менее 5 км, пустотелые кружки и треугольники — погрешность определения глубины гипоцентров — 5—20 км.

случаев менее 60 км. Дж. Б. Цай [8] в своих работах уже использовал данные местной сейсмической сети для теоретического рассмотрения пространственного распределения землетрясений на о. Тайвань. Он указывает, что в зоне землетрясений повсеместно отмечается наличие активных тектонических разломов.

В полосе 122° в. д. — 123° в. д., 22° с. ш. — 23° с. ш. также отмечается сравнительно высокая концентрация землетрясений. Все землетрясения здесь характеризуются небольшой глубиной источников. Некоторые землетрясения довольно значительны по своей силе, что само по себе уже является достаточно интересным и заслуживающим пристального внимания.

Особенности пространственного распределения землетрясений в зоне о. Тайвань уже рассматривались некоторыми специалистами. В результате проведенных исследований был сделан вывод, что землетрясения в поясе широтного простираения на севере района связаны с погружением Филиппинской тектонической плиты под островную дугу Рюкю,

а зона с высокой концентрацией землетрясений в восточной части района связана с коллизией Евроазиатской и Филиппинской плит и обусловленным этим столкновением погружением плит одну под другую. Однако остается неясным вопрос, в каком районе погружение сменяется коллизией. Для изучения особенностей распределения землетрясений с глубиной выбраны девять поперечных сечений двух вышеописанных поясов землетрясений. Задачи сечений различные. Поэтому они характеризуются различной шириной. Ширина проекций сечений AA' , BB' , CC' , FF' , II' составляет 100 км, DD' , EE' , HH' — 34 км, GG' — 80 км.

Поперечные сечения AA' , BB' и DD' в основном параллельны направлению зоны субдукции, на всех трех сечениях видны отчетливые зоны Бенъоффа. Их углы наклона составляют 48° , а глубина достигает примерно 200 км. Эти характеристики соответствуют таковым в других участках зоны субдукции островной дуги Рюкю. На сечении DD' зона Бенъоффа до глубины 160 км представляет собой практически прямую линию с углом наклона 48° — 50° . На глубинах 160—200 км в зоне Бенъоффа наблюдается разрыв, а ниже, после разрыва, угол наклона зоны увеличивается. Наличие разрыва и увеличение угла наклона зоны Бенъоффа после разрыва связано с изменением простираания пояса субдукции у северной оконечности о. Тайвань.

Связь между о. Тайвань и островной дугой Рюкю является важным для этого региона вопросом. Из рис. 2 видно, что гипоцентры землетрясений с глубинами 70—100 км расположены в основном западнее сечения EE' , с глубинами более 100 км — восточнее. Последние образуют отчетливую зону Бенъоффа. Географическое местоположение этих землетрясений определяется координатами $24,4^\circ$ — $25,7^\circ$ с. ш.; $121,8^\circ$ — $122,0^\circ$ в. д.

В верхней части сечения HH' дислоцируются землетрясения сейсмического пояса восточной части о. Тайвань. Южная оконечность этой зоны землетрясений, наклоненной к северу, располагается на глубине 87 км, соответствуя широте $24,3^\circ$ с. ш. Это как раз соответствует группе землетрясений, рассмотренной выше для сечения EE' . В верхней части сечения HH' отмечаются мелкие землетрясения, которые образуют слой с небольшим наклоном к югу. Эти землетрясения достаточно отчетливо отделены асейсмическим пространством от глубинных землетрясений. Из вышеприведенных данных видно, что погружение Филиппинской плиты под островную дугу Рюкю ограничивается примерно западным краем сечения EE' . По изолиниям глубины нижней границы зоны Бенъоффа (см. рис. 1) видно, что форма погружения плиты западнее сечения DD' претерпевает значительные изменения. Увеличение плотности землетрясений западнее этого сечения по всей вероятности отражает изменение характера деформации. Ф. В. Ву [10] описал три землетрясения, расположенные вблизи точки с координатами $24,2^\circ$ с. ш., $122,7^\circ$ в. д. (примерно в районе сечения DD'). По результатам своих исследований он пришел к выводу, что в этом районе возможно наличие разлома скручивания со скольжением. Это в принципе согласуется с изменением формы зоны субдукции.

Поперечные сечения FF' , GG' и II' расположены перпендикулярно простираанию сейсмического пояса. Глубина очагов землетрясений вдоль сечения FF' не превышает 90 км. Они сконцентрированы главным образом вдоль меридиана $121,8^\circ$ в. д. На сечении GG' , за исключением двух землетрясений, расположенных южнее широты $22,9^\circ$ с. ш., все остальные землетрясения являются мелкими — их глубина не превышает 70 км. Все землетрясения сконцентрированы главным образом вдоль меридиана $121,8^\circ$ с. ш. Распределение землетрясений вдоль сечения II' резко отличается от такового на профилях FF' и GG' . Здесь выделяется группа промежуточных землетрясений с максимальной глубиной очагов около 160 км. Эта группа представляет собой круто наклоненный слой. В отличие от этой группы землетрясения, залегающие на меньших глубинах, распределены весьма хаотично. Два глубинных землетрясения сечения GG' вероятно представляют собой северное ответвление наклонного сейсмического слоя профиля II' . Распределение по глубине землетрясений

на поперечных сечениях FF' и GG' является классическим для случая столкновения двух литосферных плит. На сечении II' выделяется наклонный сейсмический слой, не характерный для столкновения плит.

Дж. Б. Цай [8] использовал материалы, полученные сетью сейсмических станций о. Тайвань в 1973—1983 гг., для исследования пространственного распределения землетрясений южнее широты $23,5^\circ$ с. ш. Он нашел, что глубина зоны Бенъоффа вблизи 121° в. д. достигает 180 км при угле наклона ее на восток $55-60^\circ$. Зона продолжается на север до параллели $22-23^\circ$ с. ш. Дж. Б. Цай предположил, что эта зона отражает собой погружение плиты Южно-Китайского моря на восток. По мнению авторов настоящей статьи, этот пояс продолжается до параллели $22,9^\circ$ с. ш. Анализ имеющихся данных показывает, что в восточной части о. Тайвань имеется два различных по строению пояса коллизии литосферных плит. В зоне $22,9^\circ$ с. ш. — $22,4^\circ$ с. ш. проходит граница столкновения Филиппинской и Евразийской литосферных плит. Южнее параллели $22,9^\circ$ с. ш. располагается зона погружения литосферной плиты Южно-Китайского моря под Филиппинскую плиту. В районе $22,9^\circ$ с. ш. — $21,5^\circ$ с. ш. между указанными плитами отмечается сильное взаимное сжатие.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗОНЫ о. ТАЙВАНЬ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ

На основе исходных данных, представленных международным сейсмическим центром и сейсмической сетью Китая, мы провели анализ землетрясений с M_b более 5,5 за период 1964—1981 гг. В результате проведенного анализа было получено 34 результата, приведенные в таблице. Географическое положение соответствующих землетрясений приведено на рис. 3, а. 23 землетрясения из 34 характеризуются глубиной очага не более 60 км. Для изучения тектонической активности рассмотрены механизмы очагов этих 23 землетрясений (рис. 4, а). В зоне между широтами $22,0^\circ$ и $23,6^\circ$ с. ш. ориентировка осей сжатия на востоке о. Тайвань (за исключением очагов 15 и 19) совпадают между собой и характеризуются восточно-юго-восточным направлением. Это направление соответствует восточному краю Филиппинской литосферной плиты: механизмы оча-

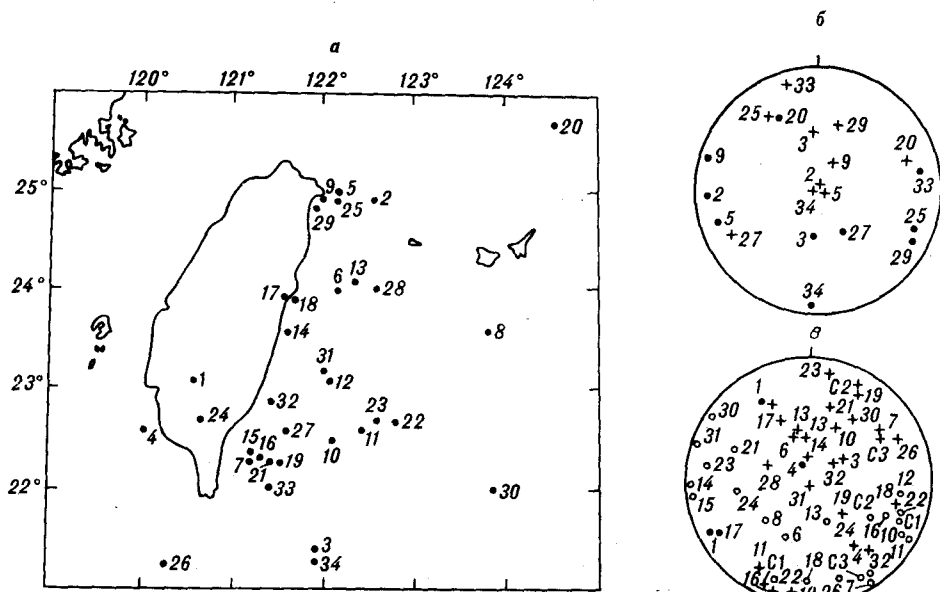


Рис. 3. Результаты анализа плоскостей разломов.

а — положение 34 землетрясений, для которых проводился анализ механизмов очагов; б — проекция осей P и T для землетрясений средней глубины (см. таблицу) на нижнюю полусферу проекции равных площадей; в — проекция осей P и T для мелких землетрясений о. Тайвань и юго-восточного побережья континентального Китая на нижнюю полусферу проекции равных площадей.

**Характер разломов (механизмов очагов)
для землетрясений района о. Тайвань**

Номер разлома	Дата	Время	Географические координаты		Глубина, км	Интенсивность землетрясений	Положение оси Р	Положение оси Т
			Северная широта	Восточная долгота				
1	1964.1.18	12—04—35,3	23,1	120,6	0	6,2	238	331
2	1966.7.01	05—50—38,0	24,9	122,6	102	6,1	269	29
3	1967.3.04	05—09—24,6	21,4	121,9	134	5,1	179	359
4	1969.4.04	13—56—00,0	22,6	120,0	28	5,1	339	134
5	1970.1.27	18—20—54,5	25,0	122,2	129	1,8	254	74
6	1971.2.16	14—26—10,8	21,0	122,2	16	5,7	199	341
7	1971.5.11	00—09—36,4	22,3	121,2	55	5,5	141	50
8	1971.6.24	13—52—17,1	23,6	123,8	21	5,6	226	46
9	1971.10.09	13—15—38,5	24,9	122,0	104	5,7	289	27
10	1972.1.04	03—16—50,7	22,5	122,1	6	5,9	146	20
11	1972.1.25	02—06—23,0	22,6	122,4	29	6,2	116	204
12	1972.1.25	03—41—24,0	23,1	122,1	34	6,0	93	184
13	1972.4.17	10—49—44,4	24,1	122,4	48	5,8	155	345
14	1972.4.24	09—57—21,2	23,6	121,6	29	6,1	267	357
15	1972.9.24	19—57—24,0	22,4	121,2	8	5,7	261	351
16	1972.9.23	02—14—26,1	22,3	121,3	26	5,6	108	198
17	1972.11.08	14—25—44,5	23,9	121,6	36	5,5	237	334
18	1972.11.21	02—47—10,4	23,9	121,7	27	5,5	189	98
19	1973.2.14	00—49—16,9	22,3	121,5	42	5,9	27	127
20	1973.9.11	23—18—50,4	25,7	124,6	137	5,7	335	67
21	1974.5.05	05—57—36,8	22,3	121,4	34	5,5	293	26
22	1975.3.23	07—32—37,7	22,7	122,8	29	6,1	104	195
23	1975.5.23	16—01—48,5	22,7	122,6	1	5,8	277	6
24	1976.6.9	22—40—58,8	22,7	120,7	45	5,1	262	137
25	1976.8.29	16—04—51,0	24,9	122,2	129	5,0	108	329
26	1977.1.07	19—36—07,4	21,2	120,3	35	5,5	158	60
27	1977.10.19	22—39—32,6	22,6	121,6	143	5,5	138	244
28	1978.3.14	20—32—16,9	24,0	122,6	58	5,5	196	294
29	1978.9.02	01—57—34,2	24,8	121,9	115	6,0	110	18
30	1978.12.12	13—47—19,4	22,0	123,8	29	5,5	301	31
31	1978.12.23	11—23—13,7	23,2	122,0	47	6,5	286	106
32	1979.12.02	05—25—17,9	22,9	121,4	38	5,5	130	45
33	1980.6.18	09—32—20,7	22,0	121,4	71	5,7	75	345
34	1981.6.28	08—01—43,4	21,3	121,9	127	5,3	180	0
C ₁	1962.3.18	20—18—53,0	23,7	114,7	5	1	160,5	197
C ₂	1969.7.26		21,7	111,8			117	24
C ₃	1978.8.10		25,3	120,6	26		146	55

гов нескольких землетрясений (10—12, 22, 23), находящихся на довольно значительном удалении от полосы столкновения тектонических плит, могут рассматриваться как левонаправленные подвижки со скольжением. Мы полагаем, что такое явление может объясняться мощными метаморфическими процессами внутри Филиппинской плиты при ее западно-северо-западном перемещении и погружении под о. Тайвань. Эти процессы явились причиной формирования группы параллельных разломов скольжения с левосторонним скручиванием [9, 10]. Это предположение подтверждается высокой плотностью землетрясений в восточной части о. Тайвань. Землетрясения с номерами 14, 31 и 32 по всей вероятности представляют собой землетрясения с обратными подвижками вдоль разломов, образовавшихся в результате сжатия. Из рис. 4, б видно, что землетрясения на территории о. Тайвань (номера 15—31, за исключением 25 и 26) в целом отражают направление сжатия с юго-востока на северо-запад.

По данным землетрясений 6, 13, 17, 18, 28, размещенных к северу от параллели 23,6° с. ш., вблизи Дунхайского побережья, направление разломов субмеридиональное (с юга на север или с юго-запада на северо-восток) (см. рис. 4, а). Землетрясения с номерами 1—6 (за исключением № 2), расположенные вблизи только что описанной зоны, характеризуются осями сжатия, ориентированными с юга на север или с юго-запада на

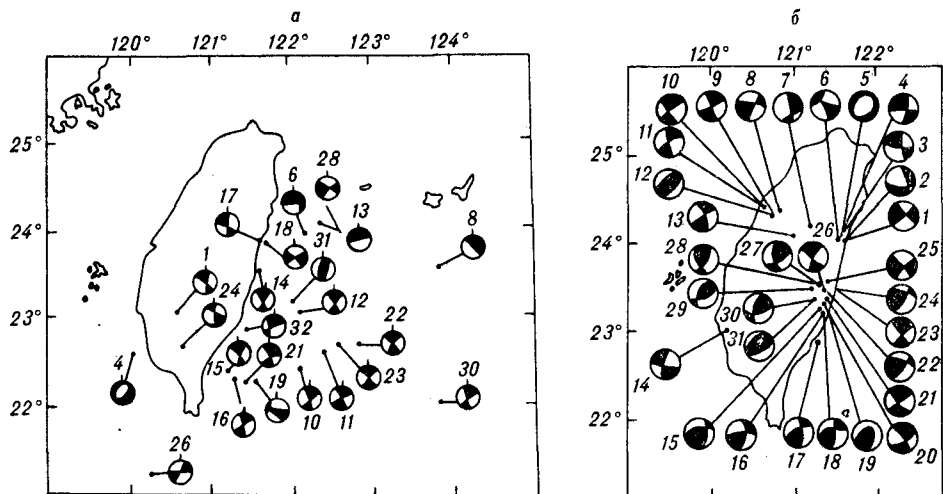


Рис. 4. Механизмы очагов мелких землетрясений в районе о. Тайвань.

a — механизмы очагов землетрясений с $M_B > 5,5$ глубиной до 60 км по материалам Международного сейсмического центра и сети сейсмологических станций Китая за период 1964—1981 гг., *б* — то же, по данным временной сети сейсмологических станций о. Тайвань за период 1981—1984 гг. для 31 землетрясения [8].

северо-восток (см. рис. 4, б). Это не согласуется с характеристиками землетрясений южнее параллели $23,6^\circ$ с. ш. Возможно, они являются следствием направленного в этой зоне на север погружения Филиппиноморской литосферной плиты.

На рис. 4, б приведены механизмы очагов группы землетрясений в средней части о. Тайвань. Их характеристики хорошо согласуются между собой. Оси сжатия имеют направление с юго-востока на северо-запад.

В соответствии с механизмами очагов землетрясений 1 и 24 (см. рис. 4, а) и землетрясения 14 (см. рис. 4, б) на юго-западе о. Тайвань оси сжатия ориентированы с юго-запада на северо-восток, растяжения, соответственно, — с юго-востока на северо-запад. Подобная ориентировка осей напряжения отличается от таковой в средней и восточной частях о. Тайвань. Причиной такого различия, очевидно, является воздействие, оказываемое погружением плиты Южно-Китайского моря под Филиппиноморскую литосферную плиту. Подобный механизм отмечается также в очаге землетрясения № 4, расположенном к юго-западу от о. Тайвань (см. рис. 4, а). С. Сунь [7] обнаружил наличие нормального сброса, обусловленного воздействием растяжения. Ось растяжения направлена с юго-востока на северо-запад, в морской зоне к югу от о. Тайвань. Это явление представляет огромный интерес. В настоящее время еще не достаточно материалов для более или менее однозначного его толкования.

На рис. 5 показаны элементы поля напряжений на о. Тайвань, полученные по материалам геологических исследований. На рис. 4, а приве-

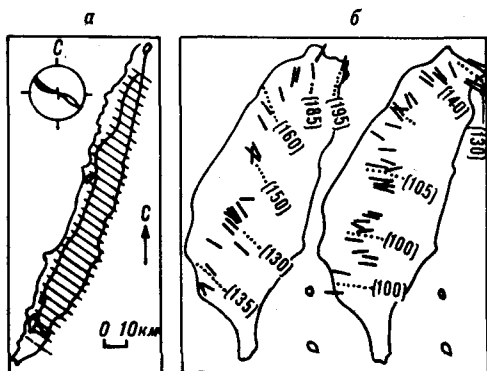


Рис. 5. Палеонапряжения на о. Тайвань.

a — поле тектонических напряжений на востоке о. Тайвань. Тонкими линиями обозначено направление осей сжатий. В левом верхнем углу рисунка показана ориентировка основной оси сжатия [4]. *б* — направление осей сжатия в горных районах о. Тайвань: на левом рисунке — для ранних геологических эпох, на правом — для более поздних [3].

дены траектория и положение основной оси максимального сжатия вдоль восточного побережья о. Тайвань (восточнее впадины, южнее параллели 24° с. ш.), полученные по структурному анализу разломов, — в левом верхнем углу [4]. Направление осей сжатия варьирует в диапазоне 90° — 140° при среднем направлении 120° . Различные положения осей, очевидно, отражают изменение оси основного тектонического напряжения соответственно различным геологическим периодам. На рис. 4, б показаны напряжения для горной части о. Тайвань, данные получены по результатам анализа разломов и складок. Дж. Анжеле и др. [3] обнаружили, что в верхнем кайнозое и плейстоцене структуры о. Тайвань дважды подвергались воздействию сжатия: первый раз направленного с юго-востока на северо-запад (рис. 5, б слева); второй раз с юго-востока-востока на северо-запад-запад (см. рис. 5, б справа). Результаты второй фазы сжатия соответствуют данным для горной части о. Тайвань, а также современному состоянию напряжений в данной зоне.

Из всего сказанного следует, что характер напряжений в земной коре о. Тайвань в основном определяется столкновением Филиппинской и Евразийской континентальной литосферных плит. Основная ось напряжения для острова и морской зоны восточнее него в общем имеет направление с востока-юго-востока на запад-северо-запад. Однако вследствие сложной формы взаимодействия двух тектонических плит ось сжатия для северо-восточного побережья острова имеет субмеридиональное направление, а ось сжатия для юго-западного побережья Тайваня ориентирована с юго-запада на северо-восток.

На рис. 3, б приведены проекции осей P и T плоскостей разломов на нижнюю полусферу проекции равных площадей, определенные для 10 землетрясений с глубиной источника более 70 км. Пространственное распределение как для оси P , так и для оси T характеризуется значительной дисперсией. Причиной возможно является то, что указанные 10 землетрясений распределены в различных частях зоны погружения. Тщательный анализ показывает, что землетрясения, характеризующиеся близким пространственным распределением, обладают сходными характеристиками напряжения. Так, например, оси P землетрясений 2, 5, 9, 25 и 29 характеризуются направлением, близким к широтному. Пространственные характеристики осей T указанных землетрясений также достаточно близки. Эти несколько землетрясений расположены в поясе погружения вблизи его западного края. Сходство результатов анализа плоскостей разломов для названных землетрясений, вероятно, указывает на то, что для этого края пояса погружения характерно широтное сжатие (с востока на запад). Остальные землетрясения, близкие по пространственному распределению, — например, землетрясения 3 и 34, — также характеризуются сходным распределением осей P и T . Землетрясение 20 расположено в восточной части о. Тайвань. Направление его оси P совпадает с такими, описанными выше, т. е. близко к направлению погружения этого пояса.

На рис. 3, в приведены проекции осей P и T плоскостей разломов для 24 мелких землетрясений, а также для землетрясений Синьфэнцзян (18 марта 1962 г.), Янцзян (26 июля 1969 г.), Дунхай (10 августа 1978 г.), полученные на нижней полусфере проекции равных площадей. Последние три землетрясения обозначены в таблице соответственно C_1 , C_2 , и C_3 . Из рисунка видно, что в своем современном состоянии поля напряжений зон юго-восточного побережья континентального Китая и о. Тайвань практически совпадают — т. е. в основном характеризуются сжатием, направленным с юго-восток-юго-востока на запад-северо-запад.

В соответствии с результатами исследований, проведенных Дэн Ци-дуном и др. [2], направление основного разлома юго-восточного побережья континентальной части Китая близко к северо-северо-восточному. Кроме того, данный разлом характеризуется обратным сбросом. Из этого следует, что тектоническое поле напряжений для зоны юго-восточного побережья континентального Китая обладает характеристиками, подобны-

ми таковым для поля напряжений района о. Тайвань. Кроме того, чем дальше от о. Тайвань расположены такие разломы, тем слабее их тектоническая активность [1]. Далее к югу тектоническая активность вновь претерпевает значительные изменения.

Обобщая вышеизложенное, можно сказать, что и о. Тайвань, и юго-восточная часть континентального Китая подвергались воздействию сжатия, направление которого изменяется от восточно-юго-восточного до юго-восточного. Степень сжатия постепенно ослабляется вдоль Тайваньского желоба в северо-западном направлении. Кинетическим источником указанного сжатия является столкновение Филиппиноморской литосферной плиты с Тайваньской островной плитой, в поясе между 22° с. ш. и 24° с. ш. Несмотря на то, что столкновение является довольно мощным, оно носит локальный характер и сфера его воздействия весьма ограничена и находится в пределах юго-восточной части континентального побережья Китая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Взаимное воздействие Филиппиноморской и Евразийской литосферных плит в пространственном аспекте можно разделить на три части: в северо-восточной части Филиппиноморская литосферная плита погружается под островную дугу Рюкю. Край западной части этого пояса погружения достигает примерно 122° в. д. Погружение на рис. 1 представлено сечением DD' . В современную эпоху указанное погружение подвергалось определенным изменениям. В горных районах восточного морского побережья (в полосе $21,5^\circ$ — $24,4^\circ$ с. ш.) происходит столкновение двух плит, которое выражается в правостороннем сдвиге с вращением вдоль центрального желоба. Третья часть — южнее широты $22,9^\circ$ — характеризуется погружением литосферной плиты Южно-Китайского моря под Филиппиноморскую литосферную плиту.

2. Состояние тектонического напряжения в зоне о. Тайвань главным образом определяется столкновением двух плит. Ось основного тектонического напряжения сжатия в зонах о. Тайвань и Восточного моря проходит в направлении с востока—юго-востока на запад—северо-запад. Ось основного сжатия на северо-восточном побережье проходит в меридиональном направлении — с севера на юг, в юго-западной части ориентирована в направлении с юго-запада на северо-восток. Это объясняется сложностью характеристик взаимного воздействия двух рассматриваемых литосферных плит.

3. Поле тектонических напряжений юго-восточного побережья континентального Китая по своим характеристикам в значительной степени соответствует полю тектонических напряжений в районе о. Тайвань. Интенсивность тектонических напряжений ослабевает по мере удаления от о. Тайвань. Это в основном объясняется тем, что столкновение двух литосферных плит происходит вблизи о. Тайвань, и, кроме того, носит локальный характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дин Гюй. Сейсмическая активность континента и прогнозирование землетрясений, активные разломы Китая. — Изд-во «Геология», 1984.
2. Дэн Цидун и др. Особенности полей тектонического напряжения Китая и их связь с тектонической активностью литосферных плит // Геологическая сейсмология. — 1979. — Т. 1, № 1.
3. Angelier J. et al. Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: the foothills of Taiwan // Tectonophysics. — 1986. — V. 125. — P. 161—178.
4. Barriar E. et al. Active collision in eastern Taiwan: the coast range // Ibid. — 1986. — V. 25. — P. 39—72.
5. Ho C. S. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan // Ibid. — 1986. — V. 125. — P. 1—16.

6. *Seno T. et al.* Focal mechanisms and tectonics in the Taiwan-Philippine region // J. Physics of the Earth.— 1978.— V. 26, supplement.— P. 249—263.
7. *Sun S. C.* The tertiary basins of offshore Taiwan // A. Salivar-Sali (editor). Proc. 2nd ASCOPE Conf., Oct. 7—11. 1981.— Manila, 1982.— P. 125—135.
8. *Tsai Y. B.* Seismotectonics of Taiwan // Tectonophysics.— 1986.— V. 125.— P. 17—37.
9. *Wang C. S.* Earthquakes caused by horizontal bending of the Phillippine Sea plate near Taiwan // Ibid.— 1982.— V. 88, T1 — T6.
10. *Wu F. W.* Recent tectonics of Taiwan // J. Physics of the Earth.— 1978.— V. 26, supplement.— P. 256—299.

*Пекинский университет, отделение
геофизики
Пекин, КНР*

*Поступила в редакцию
25 декабря 1990 г.*

УДК 552.14 : 551.35(551.31/35)

Ф. Р. Лизт

**СОВРЕМЕННЫЙ ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И ТИПЫ ФЛИША В ЯПОНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ**

Анализируются условия образования флиша в современных бассейнах. Показано, что послеледниковый подъем уровня Мирового океана почти повсеместно прекратил образование турбидитов. Сезонно-климатические импульсы поставки взвеси способствуют формированию ритмично-слоистых донных осадков — нефелоидитов, которые наряду с турбидитами и контуритами представляют собою фациальные разности флиша. Ритмичность турбидитов, как и нефелоидитов, связана с сезонно-климатическими, а не тектоническими факторами.

За последние 150 лет, пожалуй, ни одна из формаций не привлекала к себе такого внимания, как флиш. Тем не менее, многие вопросы, связанные с условиями его образования, остаются дискуссионными. Их решение представляется возможным при актуалистическом подходе — на основе познания закономерностей процессов современного седиментогенеза, которые позволяют не только уточнить обстановку, но и предположить механизм формирования осадков, по своим особенностям соответствующих флишу.

До недавнего времени бытовали представления, что специфика флиша связана с особым бассейном его образования — узким глубоководным трогом, окруженным кордильерой. Действительно, можно найти актуалистическую модель подобного бассейна, например, море Сулу, характеризующееся крутопадающими склонами к впадине с глубинами до 5 км, на дне которой описаны пелагические и турбидитные осадки [22]. В отличие от «классической» модели этот бассейн не является приконтинентальным, отсутствует здесь, как и во всех иных бассейнах флишеобразования, кордильера, считавшаяся источником питания флиша.

Еще более полувека назад А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов [1] описали среди отложений Черного моря осадки, однотипные флишу. Развивая их взгляды на современном материале (Черное море, Атлантика), М. Г. Леонов [6] пришел к выводу о том, что осадки, сопоставимые с флишем и толщами флишоидного типа, образуются в пределах материкового склона и у его подножья.

Сегодня мы знаем, что для флиша типичны образования, являющиеся продуктами автокинетического подводного транспорта осадков в потоках разной плотности: от высококонцентрированных дисперсий (пастообразных), формирующих гравикластиты — «дикий флиш», до турбидитов — продуктов суспензионных потоков, плотность которых больше плотности водной массы, но меньше плотности, при которой эта суспензия теряет турбулентность [12, 13]. Всем турбидитам свойственна повторяемость напластований — от очень простой до сложной; подобные типы повторяемости, по-видимому, указывают на циклическое восстановление процессов и условий седиментации, которыми характеризуется каждый индивидуальный тип населения. Ритмическая слоистость, пожалуй, основной признак, выделяющий турбидиты (как и флиш в целом) среди других отложений.

Турбидиты установлены в современных приконтинентальных бассейнах, как океанических, так и окраинно-морских. Обычно они приурочены

Рис. 1. Схема зональности терригенного седиментогенеза по темпам седиментации.

1 — темпы седиментации, см/1000 лет; 2—4 — области дна: 2 — устойчиво седиментогенные, 3 — преимущественно аседиментогенные, 4 — устойчиво аседиментогенные и эрозионные; 5 — индексы зон объяснены в тексте.

к подножиям материкового или островодужного склонов, глубоководным конусам выноса материала, котловинам и желобам*. В Японском море турбидиты у подножья материкового склона были описаны В. И. Чайниковым [14], чем выделена серия циклов Боумы. Установлено, что в настоящее время турбидиты здесь не образуются, накапливаются только сравнительно однородные алевропелитовые осадки.

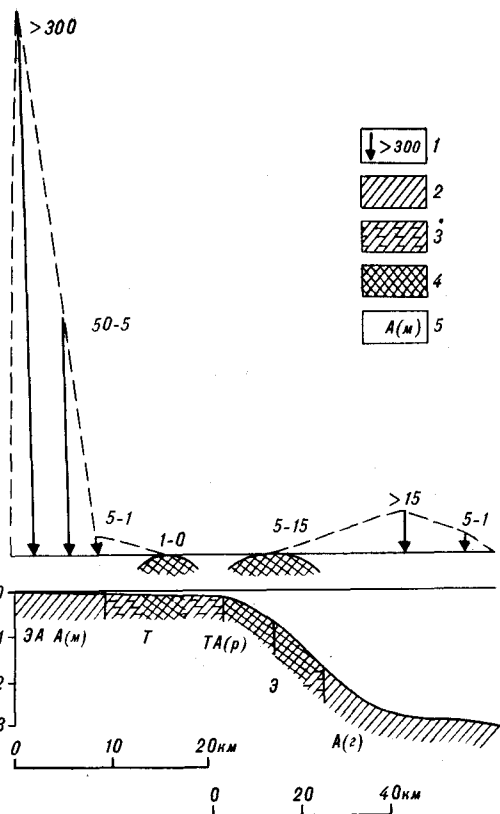
Чтобы понять причину этого, рассмотрим принципиальную схему современного приконтинентального седиментогенеза (рис. 1).

Диаграмма охватывает основные морфоструктуры дна Японского моря — шельф, материковый склон с каньонами и его подножье, соответствуя типовому строению всех окраинных морей Востока Азии. Все они представляют собой область преобладающей терригенной седиментации, основной закономерностью которой является специфическая зональность, выражающаяся в том, что на дне приконтинентального бассейна в направлении от береговой линии до глубоководной котловины чередуются зоны аккумуляции терригенных осадков с такими, где последние в настоящее время практически не накапливаются.

Терригенный материал (почти полностью все псефитовые и псаммитовые разности) наиболее активно осаждается в береговой зоне и отчасти — на внутреннем шельфе; это аккумулятивная мелководная зона (А(м))**. Следующая зона аккумуляции — глубоководная (А(г)) — приходится на нижнюю часть материкового склона и его подножье, она представлена преимущественно тонкозернистым терригенным материалом.

Эти две зоны аккумуляции разграничены аседиментогенной областью дна, приходящейся на внешний шельф и верхнюю часть материкового склона. Здесь осуществляется в основном транзит терригенной взвеси, а дно сложено более древними осадками. При достаточной ширине шельфа и соответствующей крутизне верхней части материкового склона седиментогенная область дна подразделяется по особенностям седиментационных процессов в настоящем и прошлом на три зоны — транзитную (Т), транзитно-аккумулятивную (реликтовых осадков) — ТА(р) и эрозионную (Э).

Зона Т охватывает в основном внешний шельф почти до его бровки. Динамика среды здесь такова, что взвешенный терригенный материал, не осевший в зоне А(м), проносится до внешней кромки шельфа; на по-



* Описаны они также в глубоководных озерных фациях Восточно-Китайских кайнозойских бассейнов (Прим. ред.).

** Береговая линия показана как эрозионно-аккумулятивные обстановки (ЭА), зависящие от типа берегов.

верхности дна залегают реликтовые осадки (в широком понимании этого термина, т. е. включая также и частично переработанные).

На бровке шельфа представлены относительно крупнозернистые реликтовые осадки. В прошлом, когда из-за оледенения уровень моря был ниже современного и совпадал с нынешней бровкой шельфа, последняя была береговой зоной, в которой наряду с аккумуляцией осадков происходило также их смещение вниз по склону, что отражено в названии зоны — транзитно-аккумулятивная (реликтовых осадков) — ТА(р).

Ниже бровки шельфа идет наиболее крутосклонный участок дна — верхняя часть материкового склона, на котором как сейчас, так и в прошлом осадки не накапливались; наоборот, при возникновении высокоскоростных придонных потоков возможна эрозия субстрата, отчего зона названа эрозивной. Осаждению терригенной взвеси в этой части склона препятствует также система вертикальных потоков в водной толще, возникающая из-за трансформации ее физических характеристик и внутренних волн у внешних границ шельфа; рисунок изотерм выявляет структуру термоклина над верхней частью склона [9]. Поверхность термоклина выполняет роль своеобразного трамплина для взвеси, выносимой с шельфа, заставляя ее проноситься дальше над склоном и осаждаться в зоне А(г).

Наконец, осадки этой части склона обычно не задерживаются на дне из-за его значительной крутизны. По данным лабораторных и натуральных экспериментов [20], переход от крипа в оползневое смещение начинается уже при наклоне плоскости дна в 10° . При угле 20° отложения любой мощности смещаются по типу обрушения (в районе, показанном на схеме (см. рис. 1), наклон достигает $26,5^\circ$).

Функциональная значимость зоны Э позволяет рассматривать ее вместо гипотетической кордильеры — неперемещенного атрибута древних бассейнов флишеобразования, разделяющей область мелководного и глубоководного осадконакопления и поставляющей разнозернистый терригенный материал.

В зависимости от конкретных условий: ширины шельфа, динамики водных масс (волнение, приливно-отливные явления, схема течений), а также объемов выносимого терригенного материала могут отчасти изменяться границы зон, показанные на схеме (см. рис. 1), или их характеристики. Так, например, из-за циклонических ветвей течений на шельфе залива Петра Великого в зоне Т создаются своеобразные халистазы — и, соответственно, происходит в небольших объемах осаднение мелкоалевритового и пелитового материала. Другой пример: пониженная (из-за ледового покрова) динамика водной толщи на шельфе арктических морей (отчасти — Охотского моря) в сочетании с большими объемами выносимого тонкозернистого материала, а также предельной выположенностью профиля внешний шельф — верхняя часть материкового склона создает предпосылку для заиливания зон Т, ТА(р), Э.

Турбидиты накапливались на дне Японского моря 18—20 тыс. лет назад, во время последней (позднеюрмской или сартанской) фазы четвертичного оледенения, когда уровень моря был ниже современного примерно на 140 м. В это время зона А(м) располагалась у бровки современного шельфа там, где сейчас находится зона ТА(р). Здесь же начинались вершины подводных каньонов, по которым разнозернистый материал древней зоны А(м) сносился суспензионными потоками к подножию склона.

Послеледниковый подъем уровня моря переместил береговую линию — а вместе с нею и зону А(м) — в современное положение, тем самым отделив бровку шельфа и верхнюю часть материкового склона (с вершинами каньонов) от береговой зоны — зоны разгрузки и накопления разнозернистого терригенного материала. Таким образом, перестали существовать условия, обеспечивающие поставку терригенного материала, необходимого для образования турбидитов.

В незначительном количестве с вершин каньонов в современных условиях попадает лишь тонкозернистый материал так называемых тран-

витных придонных потоков вещества (ТППВ). Они представлены черными жидкими пелитовыми илами, приуроченными к тальвеговым линейным понижениям, трассирующим затопленные долины рек на шельфе, даже в тех случаях, когда эти долины не обозначены эрозионными врезами. Подобные ТППВ, приуроченные к затопленным палеодолинам рек на шельфе, выявлены в Японском море (в заливах Ольга, Восток, Восточно-Корейском), на шельфе Южно-Китайского моря — в виде подводного продолжения палео-Меконга и др.

ТППВ вместе с «наилком» — маломощным (1—2 см) слоем разуплотненного органогенно-терригенного материала, покрывающего реликтовые осадки, втягивается в вершины каньонов нисходящими по ним потоками более холодных вод. По размерности этот материал мало отличается от взвеси, оседающей у подножья склона. Таким образом, в зоне А(г) в настоящее время накапливаются довольно однородные тонкозернистые осадки.

В прошлом, во время низкого стояния уровня моря, в верховья каньонов как береговую зону поставлялся разнородный по крупности терригенный материал, который, смещаясь к основанию материкового склона мутьевыми потоками, порождал разные типы турбидитов, описанные В. И. Чайниковым.

Следовательно, представление о связи флиша с трансгрессией моря [3] не соответствует актуалистической модели седиментогенеза. Наоборот, трансгрессия практически прекращает накопление относительно крупнозернистого материала в глубоководных областях приконтинентальных бассейнов, за исключением тех немногих случаев, когда шельф предельно сужен и каньоны начинаются непосредственно у зоны А(м). Таковы, например, известные каньоны Калифорнии — Ла-Холла и Скриппс, черноморские каньоны в районе Пицунды и др. Эта закономерность — трансгрессия прерывает накопление разнородных турбидитов — глобальна и подтверждается наблюдениями за глубоководными конусами выноса 22 крупнейших рек мира [17]. Установлено, что все они являются реликтовыми образованиями, так как фактически «отрезаны» от своих источников снабжения материалом — современных устьев рек.

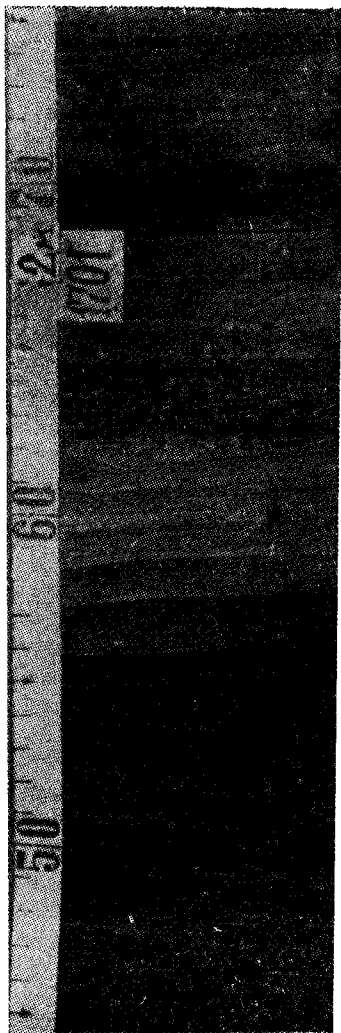
Трансгрессивное состояние Мирового океана и есть причина подмеченной Н. В. Вассоевичем особенности седиментогенеза, выражающейся в том, что в современных условиях флиш не характерен. Подчеркнем, что этот вывод относится к тем разностям флиша, которые обусловлены специфическими условиями и механизмами седиментации — крутосклонным рельефом дна, по которому накопившийся в мелководной обстановке сравнительно крупноразмерный материал поставляется в глубоководную область дна в особом, инъективном режиме седиментации [11], т. е. в седиментологическом смысле практически мгновенно.

Хотя условия для образования таких осадков — разнородных турбидитов — в Японском море сегодня практически отсутствуют, здесь, тем не менее, установлены тонкоритмичные алевропелитовые осадки. Они обнаружены в относительно глубоководных областях дна Татарского пролива-прогиба, морфоструктура которого отражает иной стиль геодинамики, нежели тот, с которым связано формирование глубоководной котловины Японского моря [7], и в этой связи — материкового склона, являющегося одним из основных условий дееспособности механизма образования турбидитов.

Татарская морфоструктура представляет собой «клинораздвиг» [4] и поэтому может рассматриваться как особый тип седиментационных бассейнов — «раздвинутых», по М. Ф. Осмастону [10], седиментогенез в которых отличается от приведенной выше схемы терригенной зональности. Здесь отсутствуют морфологически выраженные в рельефе дна границы между зонами А(м) и А(г), подводные склоны отличаются предельной выположенностью и, как следствие этого, отсутствием аседиментогенной области дна, нет здесь также осадков гравитационного генезиса, поскольку здесь нет крутых склонов, каньонов и прочих условий для их образова-

Рис. 2. Нефелоидиты — ритмика слоистости обусловлена сезонно-климатическими изменениями поставки терригенной взвеси.

Станция 1701, внешняя, «устьевая» часть Татарского пролива-прогиба, глубина 2017 м.



ния. Эти бассейны отличаются устойчивым осадконакоплением (поступление материала с обоих бортов) и унаследованным характером развития, что позволяет рассматривать их как особые морфоструктуры «входящих углов».

Вместе с тем, ритмика слоистости алевропелитовых осадков Татарского пролива указывает на периодические изменения условий седиментации и, прежде всего, в части поступления терригенного материала. Так, например, во время прохождения тайфуна «Джуди» летом 1989 г. содержание взвеси в береговой зоне превысило нормативное более, чем на три порядка.

Несмотря на аномальный (по сравнению с обычным) характер поставки терригенного материала во время тайфунов, его распределение осуществляется осаждением «частица за частицей», а не за счет схода суспензионного потока значительной плотности, как при образовании турбидитов. Осадки, соответствующие нормативной и экстремальной поставке терригенного материала (взвеси), различаются по структурно-вещественным признакам, образуя ритмично-слоистый разрез. В колонках современных осадков чередуются в основном две литологические разности: прослой более темного и более светлого алевропелитового материала мощностью 0,2—0,7 см. Первые обогащены органическим материалом и представлены в основном круп-

ным пелитом. Вторые представлены хуже сортированным материалом алевритовой размерности (рис. 2).

Подобные ритмично-слоистые осадки, обусловленные сезонно-климатическими изменениями выноса взвеси, используя термин И. О. Мурдаа [8], предлагается именовать нефелоидитами. Они, впрочем, за исключением степени уплотнения и литификации, не отличаются от тонкоритмичного миоценового флиша, обнажающегося у г. Корсакова на Сахалине. Нефелоидиты отражают в разрезах достаточно резкие изменения поставки терригенного материала, связанные с сезонно-климатическими факторами. Это относится не только к упомянутому прохождению тайфунов, но и к сезонным изменениям количества атмосферных осадков, смене ледового покрова и пр. Даже интенсивность волнения в сочетании с приливно-отливными явлениями в разные фазы лунного цикла способна генерировать нефелоидную слоистость. Аналогии подобных ритмично-слоистых осадков, имеющих приливно-отливное происхождение, известны в разрезах древних отложений [23].

Нам представляется, что к нефелоидитам могут быть также отнесены те ритмично-слоистые образования, которые выделяются как флиш с явными признаками мелководья. Штормовое воздействие на перераспределение текстур осадков отмечается не только в современных условиях [18], но и при анализе древних мелководных турбидитов [5, 16].

Таким образом, если рассматривать осадки Татарского пролива и подпожья материкового склона Приморья как актуалистические седимента-

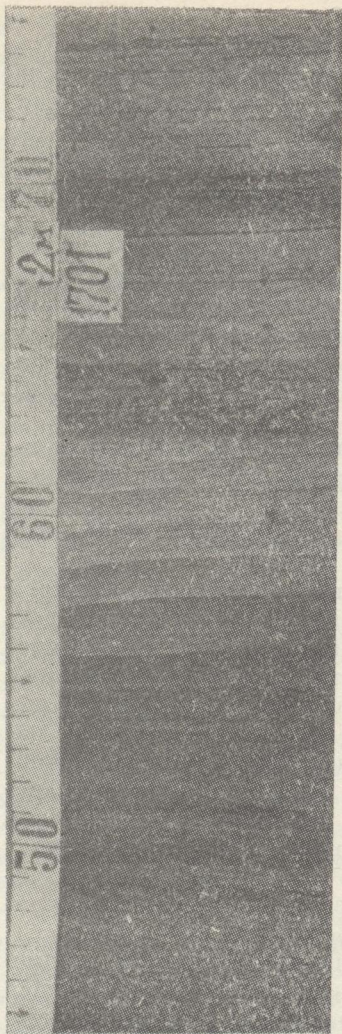


Рис. 2. Нефелойдиты — ритмика слоистости обусловлена сезонно-климатическими изменениями поставки терригенной взвеси.

Станция 1701, внешняя, «устьевая» часть Татарского пролива-прогиба, глубина 2017 м.

ния. Эти бассейны отличаются устойчивым осадконакоплением (поступление материала с обоих бортов) и унаследованным характером развития, что позволяет рассматривать их как особые морфоструктуры «входящих углов».

Вместе с тем, ритмика слоистости алевропелитовых осадков Татарского пролива указывает на периодические изменения условий седиментации и, прежде всего, в части поступления терригенного материала. Так, например, во время прохождения тайфуна «Джуди» летом 1989 г. содержание взвеси в береговой зоне превысило нормативное более, чем на три порядка.

Несмотря на аномальный (по сравнению с обычным) характер поставки терригенного материала во время тайфунов, его распределение осуществляется осаждением «частица за частицей», а не за счет схода суспензионного потока значительной плотности, как при образовании турбидитов. Осадки, соответствующие нормативной и экстремальной поставке терригенного материала (взвеси), различаются по структурно-вещественным признакам, образуя ритмично-слоистый разрез. В колонках современных осадков чередуются в основном две литологические разновидности: прослой более темного и более светлого алевропелитового материала мощностью 0,2—0,7 см. Первые обогащены органическим материалом и представлены в основном круп-

ным пелитом. Вторые представлены хуже сортированным материалом алевроитовой размерности (рис. 2).

Подобные ритмично-слоистые осадки, обусловленные сезонно-климатическими изменениями выноса взвеси, используя термин И. О. Мурдада [8], предлагается именовать нефелойдитами. Они ничем, за исключением степени уплотнения и литификации, не отличаются от тонкоритмичного миоценового флиша, обнажающегося у г. Корсакова на Сахалине. Нефелойдиты отражают в разрезах достаточно резкие изменения поставки терригенного материала, связанные с сезонно-климатическими факторами. Это относится не только к упомянутому прохождению тайфунов, но и к сезонным изменениям количества атмосферных осадков, смене ледового покрова и пр. Даже интенсивность волнения в сочетании с приливно-отливными явлениями в разные фазы лунного цикла способна генерировать нефелойдную слоистость. Аналоги подобных ритмично-слоистых осадков, имеющих приливно-отливное происхождение, известны в разрезах древних отложений [23].

Нам представляется, что к нефелойдитам могут быть также отнесены те ритмично-слоистые образования, которые выделяются как флиш с явными признаками мелководья. Штормовое воздействие на перераспределение текстур осадков отмечается не только в современных условиях [18], но и при анализе древних мелководных турбидитов [5, 16].

Таким образом, если рассматривать осадки Татарского пролива и подножья материкового склона Приморья как актуалистические седимента-

ционные модели разных фациальных условий и разных фациальных типов флишевых отложений, необходимо признать, что конкретный механизм образований ритмичной слоистости может быть различным в разных условиях. В одном случае — это турбидиты, накапливающиеся в основании склона, в сравнительно глубоководной обстановке, хотя в них представлен материал, вынесенный с мелководья, практически недифференцированный на путях транзита и образующий градационную слоистость в области осаднения. В другом — нефелоидиты, ритмика слоистости которых обусловлена изменениями во времени объема и состава поставляемого терригенного материала, при этом его дифференциация осуществляется как при обычном, нормативном седиментогенезе — на путях транзита.

Кроме турбидитов, ритмично-слоистые текстуры характерны для контуритов — отложений, образовавшихся в результате разноса материала придонными течениями. Разработан ряд критериев различий турбидитов и контуритов, из которых важнейшими являются тренды зернистости и ориентировки материала [2, 19, 21]. Можно предполагать, что возможна разработка структурно-текстурных критериев отличия — нефелоидитов от контуритов и турбидитов. Пока же следует отметить, что для нефелоидитов характерна преимущественно алевропелитовая размерность материала, преимущественно слоистая (по типу варв), а не градационная текстура. Нижний контакт ритма довольно четкий, внутри ритма смена прослоек по крупности и цвету материала отчетлива, но грани перехода размыты.

Выделение нефелоидитов вызывает необходимость еще одного уточнения. С. И. Романовский [11] подразделяет седиментогенез на два класса — инъекционный и хроногенный. Чередование слоев в нефелоидитах — это отражение смены обстановок седиментогенеза: обычная, хроногенная сменяется достаточно высокодинамичной, в какой-то мере напоминающей инъективную (однако механизм осаднения в обоих случаях сходен — «частица за частицей»), а не разгрузкой суспензионного потока. Поэтому можно считать нефелоидиты образованиями третьего, смешанного класса седиментогенеза — инъективно-хроногенного.

Нефелоидиты, турбидиты, контуриты, а отчасти и гравикластиты [13], в первую очередь «дикий флиш», представляют собой фациальные разновидности флиша, находящиеся в пространственно-временном сопряжении и отличающиеся условиями образования. Турбидиты указывают на достаточно глубоководную обстановку, существование четко выраженного склона, узкий шельф или его полное отсутствие. Нефелоидиты — образования различных обстановок — от озерных и прибрежно-мелководных до достаточно глубоководных, сопоставимых с глубинами образования турбидитов, в последнем случае они приурочены к морфоструктурам «входящего угла» (Татарский пролив-прогиб).

Общим признаком турбидитов, контуритов и нефелоидитов является тонкая и достаточно упорядоченная ритмичность, требующая для своего объяснения существования в природе таких же ритмичных и примерно равнопериодичных, сопоставимых по интенсивности проявления процессов, вызывающих образование однотипных чередований слоев осадков.

В качестве причины образования ритмичности нефелоидитов выше рассматривалась сезонно-климатическая изменчивость объемов поставки терригенного материала. Представляется логичным полагать, что эта же причина способна генерировать мутьевые потоки и при образовании турбидитов; с одной стороны, выносом большого объема разнозернистого материала в зону мелководья, с другой стороны, способствуя сходу уже накопившихся и нестабильных масс осадков в вершинах каньонов и на склоне.

При этом не исключается влияние тектонических подвижек, землетрясений в качестве фактора, вызывающего смещение находящихся в неустойчивом состоянии масс осадков, однако их роль в качестве единственной причины образования мутьевых потоков, вероятно, сильно переоценивается.

Достаточно сопоставить правильную периодику турбидитовых ритмов с непериодичностью проявления землетрясений, их различной интенсивностью (а следовательно, и различными, в смысле образования ритмики слоистости, результатами воздействия). Кроме того, статистика показывает, что основное количество землетрясений составляют малоамплитудные, которые вряд ли способны быть пусковым моментом для схода суспензионных потоков. Так, например, непосредственные наблюдения за осадками, выполняющими верховья уже упоминавшихся каньонов Ла-Холла и Скриппс, показали, что толчки силой 5, 5,8 и 6,3 балла (по шкале Рихтера) не только не вызвали движения мутьевых потоков, но даже не произвели сколько-нибудь существенного смещения накопившихся масс осадков [15].

Таким образом, представляется логичным связывать ритмику слоистости флишевых толщ с сезонно-климатическими, а не тектоническими факторами. Они выражаются в виде периодических кратковременных седиментационных импульсов на фоне хроногенного, по С. И. Романовскому, седиментогенеза. Вместе с тем, не исключается возможность того, что пусковым моментом схода с подножья накопившихся на склоне масс осадков могут быть и тектонические толчки. Однако, такие события, будучи эпизодическими, должны быть скорее причиной формирования хаотических оползневых образований, нежели тонкоритмичных (и часто — упорядоченно-ритмичных) флишевых разностей; турбидитов, нефелоидитов, контуритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Стразов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
2. Власов Г. М. Контурные течения, проблема флиша и нефтеносность // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 1. — С. 101—105.
3. Гроссгейм В. А. Некоторые черты петрографии и палеогеографии осадков геосинклинальных формаций (на примере Кавказской области) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1959. — № 7. — С. 60—73.
4. Красный Л. И. О клиновидных структурах и граничных углах // Геотектоника. — 1987. — № 4. — С. 3—18.
5. Кураленко Н. П. Особенности олигоцен-миоценового осадконакопления в Восточно-Камчатском преддуговом прогибе // Флиш и флишеподобные комплексы различных структурных зон земной коры (формации и минералогия). — М., 1990. — С. 71—73.
6. Леонов М. Г. Флиш — образование материкового склона // Литология и полезн. ископаемые. — 1972. — № 2. — С. 44—54.
7. Лизт Ф. Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника. — 1984. — № 2. — С. 97—105.
8. Мурдмаа И. О. Фашии океанов. — М.: Наука, 1987.
9. Навроцкий В. В., Лазарюк А. Ю., Малышев А. А. Особенности структуры гидрофизических характеристик и внутренних волн вблизи границ шельфа // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 309, № 1. — С. 187—191.
10. Осмастон М. Ф. Значение некоторых основополагающих аспектов тектоники плит в расширении проблемы поисков залежей углеводородов // Достижения в нефтяной геологии. — М.: Недра, 1980. — С. 12—70.
11. Романовский С. И. Физическая седиментология. — Л.: Недра, 1988.
12. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полезн. ископаемые. — 1978. — № 4. — С. 3—23.
13. Хворова И. В. Фашии подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. — М., 1989. — С. 37—58.
14. Чайников В. И. Турбидиты в донных осадках Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. — Владивосток, 1973. — С. 115—123.
15. Dill R. F. Earthquake effects on fill on Scripps submarine Canyon // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1969. — V. 80, № 2. — P. 321—327.
16. Fenton M. W., Wilson C. J. L. Shallow-water turbidites: an example from the Malacoota Beds, Australia // Sedim. Geol. 1985. — V. 45, N 3—4. — P. 231—260.

17. *Gibbs R.* Sites of river-derived sedimentation in the Ocean // *Geology*.— 1981.— V. 9, N 2.— P. 77—80.
18. *Lethold E. L.* Depositional processes on an ancient and modern muddy shelf, northern California // *Sedimentology*.— 1989.— V. 36, N 2.— P. 179—202.
19. *Lovell J. P. B., Stow D. A. V.* Identification of ancient sandy contourites // *Geology*.— 1981.— V. 9, N 8.— P. 347—354.
20. *Silva A. J.* Creep behavior of submarine sediments // *Geo-Mar. Lett.*— 1984—1985.— V. 4, N 3—4.— P. 215—219.
21. *Stow D. A. Y.* Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep-water margin // *Sedimentology*.— 1979.— V. 26., N 3.— P. 371—387.
22. *Wetzel A.* Biogenic structures in modern slope to deep-sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*— 1983.— V. 42, N 3—4.— P. 285—304.
23. *Williams G. E.* Precambrian tidal sedimentary cycles and earth's palaeorotation // *EOS*.— 1989.— V. 70, N 3.— P. 40—41.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
21 марта 1991 г.

Л. Г. Филимонова

ИНДИКАТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНИТАХ ВОСТОКА СССР

Приводятся данные о составе и строении минеральных агрегатов гидротермальных минералов, приуроченных к полостям литофиз флюидальных субвулканических тел, контролирующих серебряную и оловянную минерализацию на Востоке СССР. Наличие в полостях высокожелезистого хлорита, тулита, эпидота, адуляра и других минералов предлагается использовать в качестве критерия для поисков скрытой вулканогенной минерализации. Причем обогащенные марганцем хлорит, тулит, адуляр характерны для сереброносных площадей, а хлорит, эпидот, сфен — для оловоносных.

Комплексы минералов-индикаторов (в основном, породообразующие и акцессорные минералы) широко используются в поисковой минералогии как для определения потенциальной рудоносности магматических комплексов, так и для поисков рудных тел, затронутых эрозионной деятельностью [2]. В результате изучения минеральных ассоциаций полостей субвулканических тел, расположенных в пределах Южного Сихотэ-Алиня и Омсукчанского прогиба — фрагмента Охотско-Чукотского вулканического пояса, было установлено, что среди них широко распространены комплексы гидротермальных минералов. Субвулканические тела, содержащие эти минералы, приурочены к рудным полям, где продуктивные рудные тела могут располагаться на значительной глубине.

Предлагаемая работа посвящена описанию гидротермальных минералов, приуроченных к полостям субвулканических тел, сопровождающих оловянную и серебряную минерализацию.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕРЕБРОНОСНЫХ И ОЛОВОНОСНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Сереброполиметаллическое месторождение Дукат, расположенное в Омсукчанском районе Магаданской области, приурочено к купольному поднятию, наложенному на толщу рифтогенной впадины, активизированной и прорванной интрузиями в меловое время [3]. Поднятие сложено двумя стратифицированными толщами кислых вулкаников, широко распространенных в пределах всей площади Омсукчанского рифтогенного прогиба. Более ранние калиевые липариты аскольдинской свиты слагают центральную часть структуры, а более поздние калиево-натриевые липариты наяханской свиты располагаются на ее периферии (рис. 1). Если в пределах рудного поля широко распространены субвулканические тела кислого состава, то за его пределами преобладают покровы игнимбритов наяханской свиты и субвулканические тела диоритовых порфиритов.

В пределах купольной структуры, к центральной части которой приурочено основное продуктивное оруденение, практически отсутствуют поля площадных метасоматитов. В виде отдельных ореолов известны проявления низко- и среднетемпературных пропилитов, образование которых связано с внедрением в пострудное время интрузии гранитоидов, вскрытой скважинами на глубине 1200 м. За пределами купольного поднятия зоны хлоритовых, мусковитовых, турмалиновых метасоматитов контролируют мелкие рудопроявления, а субвулканические тела диоритовых порфиритов окружены ореолами сульфидизации.

Продуктивные жильные и штокерковые зоны в основном располагаются в субвулканических телах и содержат галенит, сфалерит, акантит, самородное серебро и многие другие минералы [8]. Среди нерудных минералов преобладают высокожелезистый хлорит, адуляр, кварц, родо-

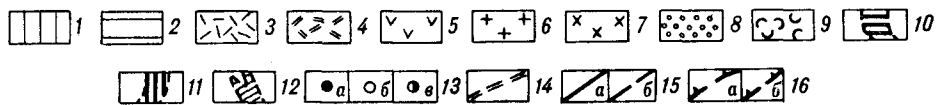
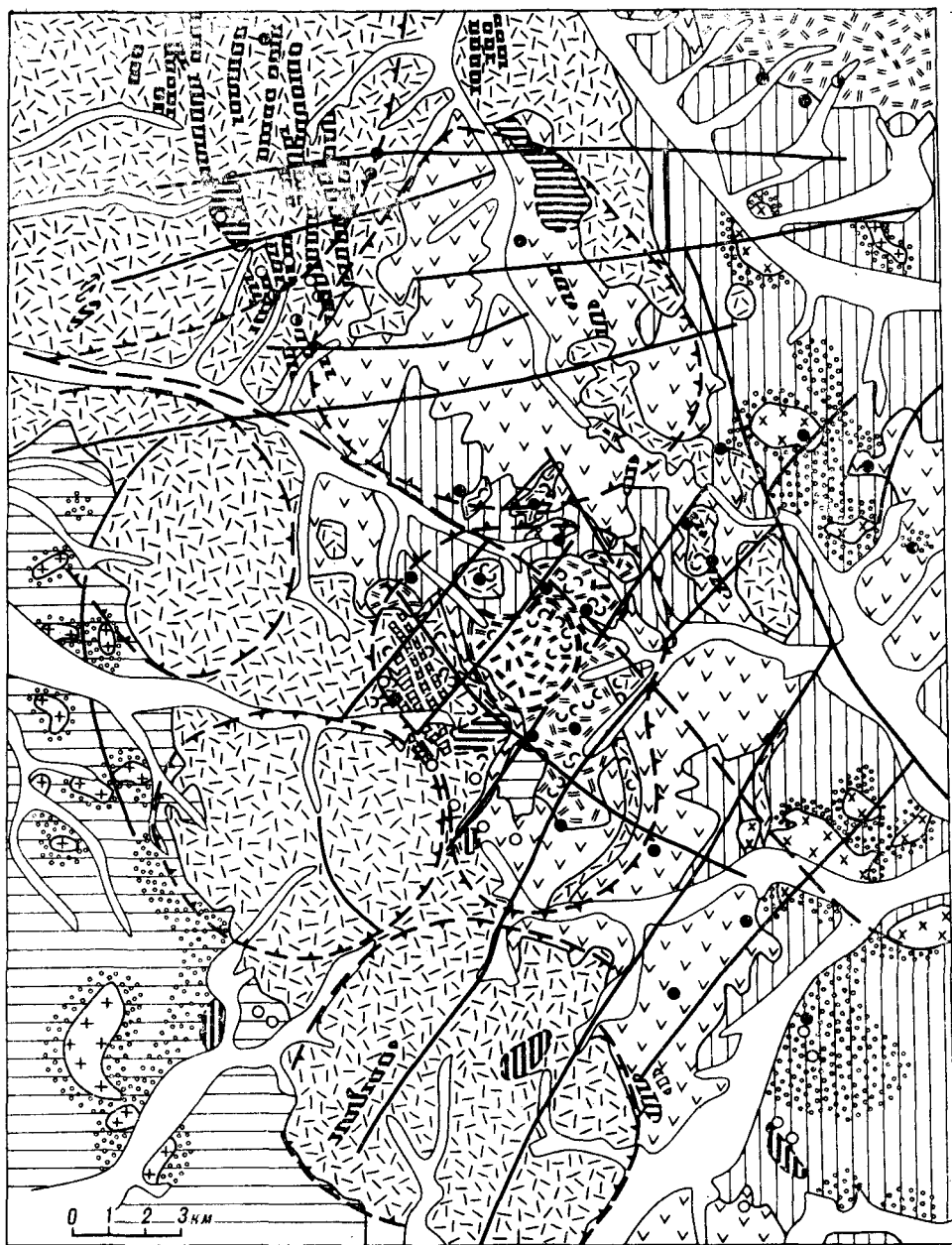


Рис. 1. Схема геологического строения Дукацкого рудного поля и прилегающих территорий (составлено по материалам А. И. Калинина, В. А. Ковтуненко, Е. В. Белькова).

1 — меловые угленосные континентальные отложения омусукчанской свиты; 2 — метаморфизованные терригенные отложения юрского и триасового возрастов; 3, 4 — интрузии, туфы, лавы калиево-натриевых липаритов наяханской свиты (3), калиевых липаритов аскольдинской свиты (4); 5 — лавы андезитов таватумской свиты; 6, 7 — интрузии гранитов (6), гранодиоритов (7); 8 — ареалы сульфидации; 9 — ареалы распространения субвулканических тел, сложенных сферолитовыми и флюидалными лавами кислого состава; 10—12 — зоны метасоматитов мусковитового (10), турмалинового (11), хлоритового (12) типов; 13 — рудопоявления полиметаллов (а), олова (б), золота, серебра (в); 14 — границы Дукацкого рудного поля; 15 — закартированные (а) и предполагаемые (б) разломы фундамента; 16 — контуры кольцевых вулканических структур: купольной (а), кальдер (б).

нит, родохрозит, гидроокислы марганца. Минералы группы эпидота слагают непродуктивные ассоциации.

На северо-западной окраине Дукатского рудного поля в покровных калиево-натриевых липаритах наяханской свиты располагается оловянное рудопроявление Шорох, ассоциирующее с субвулканическими телами подобного состава. Рудоносные зоны представлены хлоритом, кварцем, касситеритом, редкими сульфостаннатами.

Касситеритово-силикатное месторождение Галимое располагается также в пределах Омсукчанского прогиба в 100 км к югу от месторождения Дукат. Оно приурочено к узлу пересечения широтных и меридиональных систем разломов. Жильные рудные тела, в основном представленные кварцем, хлоритом, турмалином, касситеритом, локализованы в озерных отложениях вулканогенно-осадочной омсукчанской свиты. Пластообразные субвулканические тела, являющиеся аналогами калиевых липаритов аскольдинской свиты, контролируются широтной системой разломов. Наиболее крупное из них примыкает к рудным телам. По мере удаления от рудного поля размеры тел уменьшаются, а на расстоянии 4—6 км они не превышают нескольких десятков метров.

Касситеритово-силикатное месторождение Силинское располагается в пределах Кавалеровского рудного района, приуроченного к секториальному блоку одной из крупных сводово-глыбовых структур Южно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [1]. Продуктивные жильные тела располагаются в осадочной складчатой толще фундамента и ассоциируют с одним из крупнопорфировых субвулканических тел дацитов. Последние образуют систему северо-восточного простирания. В обрамлении субвулканического тела располагаются дайкообразные мелкопорфировые тела аналогичного состава, ориентация которых определяется дугowymi разломами. Продуктивные жилы слагаются кварцем, касситеритом, хлоритом, сульфидами. Эпидот нередко приурочен к их зальбандам.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Субвулканические тела входят в важнейшие элементы рудных полей. Оруденение либо локализуется в них (Дукатское месторождение), либо имеет с ними общий структурный контроль, что характерно для оловянных месторождений. Среди субвулканов можно выделить два типа, различающихся по морфологии и внутреннему строению. Одни из них имеют грибообразную форму, располагаются в зонах пересечения различно ориентированных разломов и представлены крупнопорфировыми разновидностями, нередко называемыми невадитами. Вкрапленники, размеры которых могут достигать 2—3 см, представлены оплавленным кварцем и таблитчатыми плагиоклазами и полевыми шпатами. Последние резко преобладают в дацитах, а в более кислых разновидностях большую роль приобретает кварц. Темноцветные минералы чаще всего представлены в различной степени дезинтегрированным биотитом. В дацитах Силинского рудного поля распространены ильменит, пироксен. Основная масса имеет тонкозернистое скрытокристаллическое строение. В периферических зонах подобных тел количество вкрапленников и их размер уменьшаются, а основная масса приобретает микросферолитовое и микрофлюидальное строение. Контакты с вмещающими породами у подобных тел четко не выражены.

Пластовые тела обычно трассируют зоны долгоживущих разломов. Их протяженность может достигать километра при мощности несколько десятков метров, что наблюдается в пределах Дукатского рудного поля. На площади Силинского месторождения подобные тела соизмеримы с крупными дайками. Зональность строения для этих образований не характерна, а контакт с вмещающими породами выражен четко. Мелкие вкрапленники кварца и полевого шпата составляют не более 5—10 % от общей массы пластообразных тел, а для основной тонкозернистой массы

характерны отчетливо выраженные сферолитовые и флюидалные структуры. Тончайшие флюидалные полосы, радиально-концентрические и радиально-лучистые волокна сферолитов сложены кварцем и полевыми шпатами. Расположение сферолитов может быть беспорядочным либо подчиняться полосам флюидалности. Если флюидалная масса внедряется во вмещающие породы по трещинам, то полосы флюидалности повторяют изгибы последних.

Для субвулканических тел характерно широкое распространение полостей и литофиз, размеры которых могут достигать нескольких сантиметров, но обычно колеблются в пределах нескольких миллиметров. Обычные полости, стенки которых сложены породообразующими минералами, характерны для периферических зон лакколитообразных тел. Минеральные агрегаты, приуроченные к этим полостям, занимают всего лишь несколько процентов от их объема. В их составе значительная роль принадлежит самородным металлам, окислам, графиту, плохоокристаллизованным фазам [11].

Пластовые тела кроме обычных полостей содержат полые литофизы, которые нередко располагаются согласно направлению флюидалности (рис. 2, а). Стенки литофиз имеют скорлуповатое строение и сложены уплотненными концентрическими слоями минералов, среди которых преобладают либо кварц, либо полевой шпат. При раскалывании образцов литофизы легко отделяются от основной массы породы, а их стенки распадаются на скорлуповатые отдельности. Размеры литофиз обычно не превышают 2—3 см, но иногда могут достигать 10—12 см. Распределены они в силлообразных телах неравномерно. Нередко можно наблюдать их роеобразные скопления. Так, например, центральная часть силла, расположенного на северной окраине Дукатского рудного поля, совпадает с осевой зоной субширотного разлома, обогащена литофизами, стенки которых соприкасаются между собой. По направлению к периферическим частям тела количество литофиз убывает на фоне четко проявленных сферолитовых и флюидалных текстур. Полости литофиз обычно содержат минеральные агрегаты, располагающиеся на стенках в виде концентрических зон. Некоторые полости литофиз могут быть целиком заполнены более поздними минеральными агрегатами.

Определенные участки пластовых субвулканических тел рудных полей пронизаны тончайшими волосовидными прожилками, мощность которых колеблется в пределах десятых и сотых долей миллиметра. Вблизи прожилков отсутствует смещение агрегатов породообразующих минералов основной массы и линий разделов сферолитов, литофиз и вмещающей их массы. В тех случаях, когда удается наблюдать область соприкосновения прожилка с минеральным выполнением полости литофизы, видно, что они слагаются единым минеральным агрегатом (см. рис. 2, б). Если размер прожилков слишком мал и это создает препятствия для их исследования, то на стенках полостей литофиз размеры отдельных кристаллов достигают нескольких миллиметров, — величин, благоприятных для исследований современными методами. Характер соотношений минеральных агрегатов полостей литофиз с породообразующими минералами, их состав дали основание для выделения их в особую группу гидротермальных минералов, которым посвящена предлагаемая работа.

Химический состав субвулканических тел, включающих гидротермальные минералы, близок к составу их стратифицированных аналогов (табл. 1). На территории Омсуканского прогиба соотношения двух типов вулканитов наблюдаются в геологических разрезах. Субвулканические тела кислых и ультракислых калиевых липаритов являются аналогами нижнемеловых вулканитов аскольдинской свиты, а кислые калиево-натриевые субвулканические тела — верхнемеловых вулканитов наяханской свиты [3, 8]. В пределах Кавалеровского рудного района отсутствуют стратифицированные толщи вулканитов. Однако, сходство химического состава субвулканических дацитов и дацитов, распространенных в пределах Южного Сихотэ-Алиня покровов приморской свиты, а также бли-

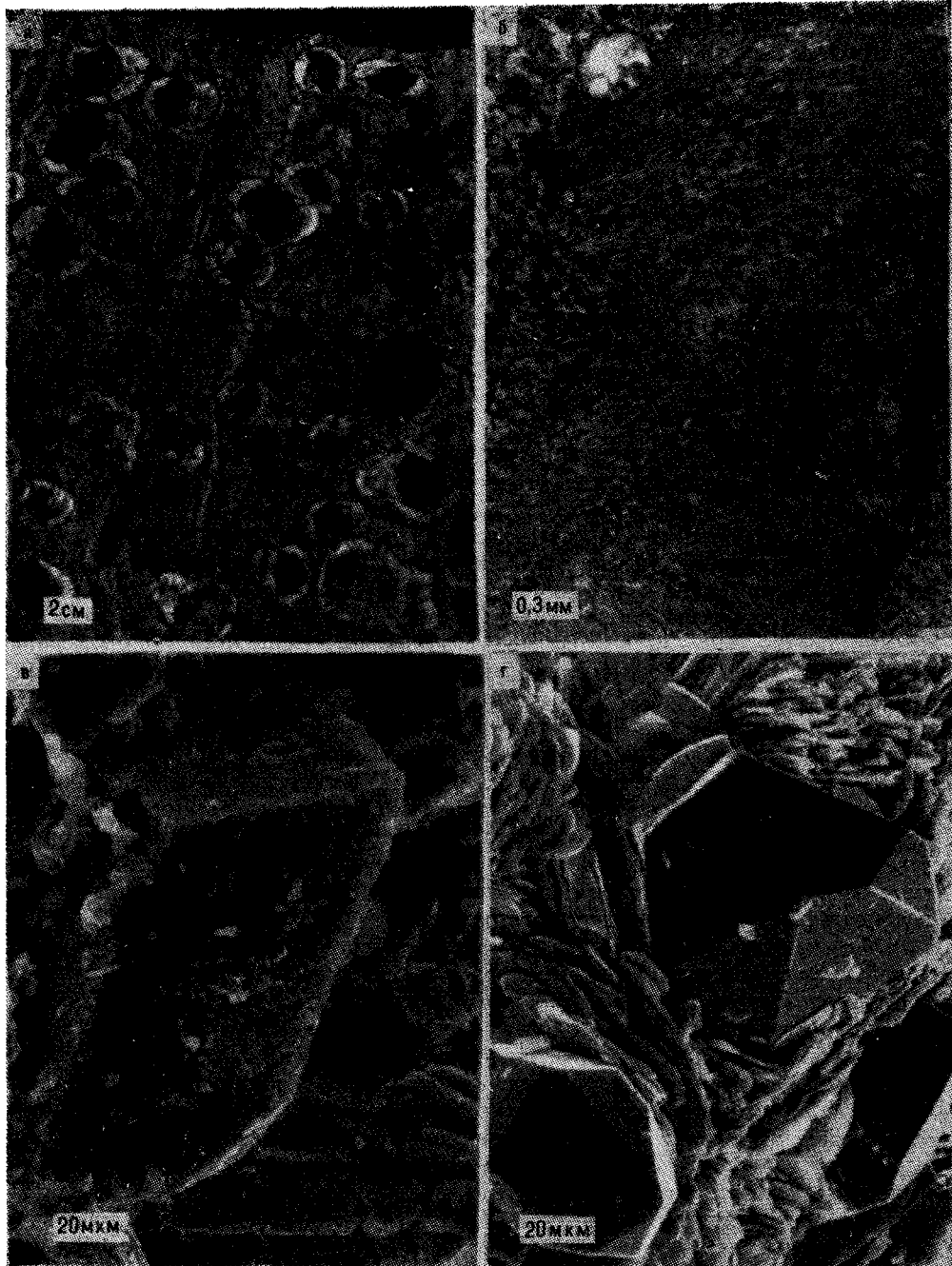


Рис. 2. Особенности строения субвулканического флюидального липарита, включающего литофизы (а), скорлуповатых стенок литофиз (б) и минеральных агрегатов, расположенных на стенках полостей литофиз (в, г).

На рисунках видно беспорядочное расположение литофиз среди флюидальной основной массы липарита, зональное строение стенки литофизы, рассеченной более поздним волосовидным прожилком, выполненным кварцем, хлоритом, гидроокислами марганца. Минералы, расположенные на стенках полостей, видны в прозрачном шлифе (б— слева вверху кварц-хлоритовый агрегат), а также на фототрафиях, сделанных в сканирующем электронном микроскопе: ромбовидный адуляр, шестоватый тулит (в) и сростания пирамидально-призматического кварца с листоватым хлоритом (г).

зость их радиологических возрастов, определенных К—Аг-методом (80—60 млн лет) позволили считать их фаціальными аналогами единой серии вулканитов [1]. Как видно из приведенных в таблице данных, появление в субвулканических телах мельчайших выделений гидротермальных минералов не оказало существенного влияния на химический состав вулка-

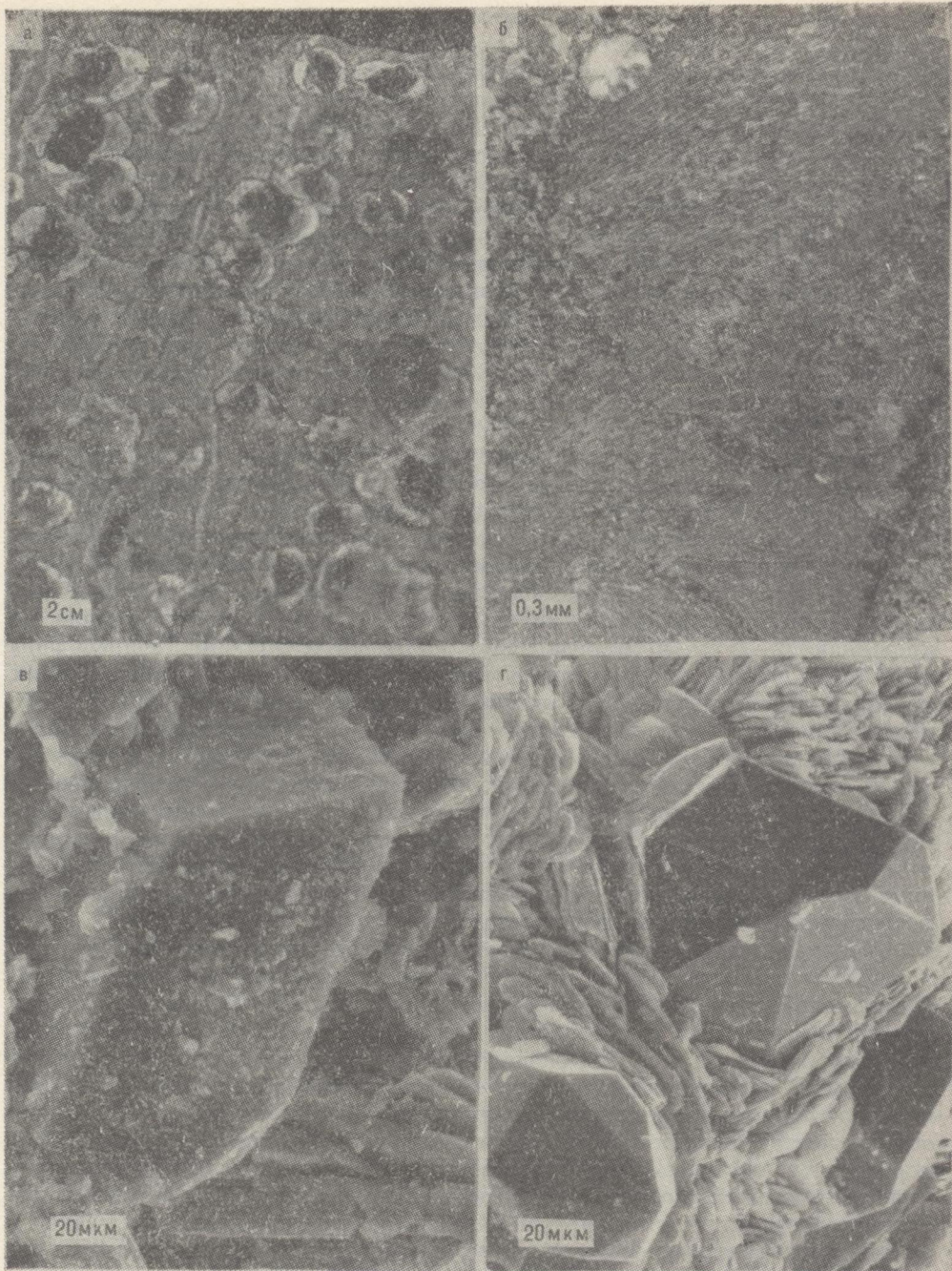


Рис. 2. Особенности строения субвулканического флюидального липарита, включающего литофизы (а), скорлуповатых стенок литофиз (б) и минеральных агрегатов, расположенных на стенках полостей литофиз (в, г).

На рисунках видно беспорядочное расположение литофиз среди флюидальной основной массы липарита, зональное строение стенки литофизы, рассеянной более поздним волосовидным прожилком, выполненным кварцем, хлоритом, гидроокислами марганца. Минералы, расположенные на стенках полостей, видны в прозрачном шлифе (б— слева сверху кварц-хлоритовый агрегат), а также на фотографиях, сделанных в сканирующем электронном микроскопе: ромбовидный адулярь, шестоватый тулит (в) и сростания пирамидально-призматического кварца с листоватым хлоритом (г).

зость их радиологических возрастов, определенных К—Аг-методом (80—60 млн лет) позволили считать их фаціальными аналогами единой серии вулканитов [1]. Как видно из приведенных в таблице данных, появление в субвулканических телах мельчайших выделений гидротермальных минералов не оказало существенного влияния на химический состав вулка-

нитов. Поэтому следует заключить, что субвулканические тела рудных полей, содержащие гидротермальные минералы, формировались в продолжение определенных циклов развития вулканических поясов, что их химический состав не зависит от принадлежности к оловоносной или серброносной территории.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АГРЕГАТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ *

В результате изучения штуффов, шлифов вулканических пород, содержащих гидротермальные минералы, было установлено, что агрегаты последних обычно представлены одним или двумя минералами, формирующими на стенках полостей концентрические или овальные зоны (см. рис. 2, б). В агрегатах определены кварц, эпидот, тулит, хлорит, сфен, гранат, мусковит, турмалин, адуляр, олигоклаз, флюорит, кальцит, гидроокислы марганца. Зоны, выполненные кварцем, хлоритом, эпидотом, полевыми шпатами, гидроокислами марганца, могут чередоваться беспорядочно среди слоев стенок литофиз. Это обусловило различную окраску поверхности шарообразных образований, отделяющихся от образца при его раскалывании. Если обнажаются агрегаты, содержащие хлорит, то поверхность окрашивается в зеленые тона, тулит — в розовые, полевые шпаты — в светло-серые и белые, гидроокислы марганца — в темно-коричневые. В тех случаях, когда минералы формируют последний внутренний слой, их отдельные индивиды, развивающиеся в свободном пространстве, обладают четко выраженными гранями и ребрами (см. рис. 2, в, г). Если перечисленные выше минералы могут формировать два, три слоя на стенах литофиз, то кальцит формирует наиболее поздние пластинчатые агрегаты. Последние могут полностью заполнять пространство полости, или их лентовидные агрегаты соединяют противоположные стенки полостей. Среди нерудных минералов, которые составляют подавляющую часть гидротермальных образований в субвулканических телах, отмечаются единичные кристаллы сульфидов (пирит, галенит, сфалерит), а в скрытокристаллических агрегатах гидроокислов марганца были обнаружены самородное серебро, цинкит, краданит [12].

Установлены определенные вариации в химическом составе отдельных минералов и в их соотношениях, зависящих как от общего химического состава субвулканических тел, так и от состава источников гидротермальных растворов. Так кристаллы кварца и мусковита, чрезвычайно характерные для ультракислых и умеренно кислых образований, практически отсутствуют в полостях дацитовых тел. При этом для оловорудных площадей характерны эпидот, сфен, олигоклаз, а для серброносных — адуляр, тулит, анатаз, кальцит, гидроокислы марганца. Содержание окиси натрия в адуляре колеблется в пределах десятых долей процента и не зависит от принадлежности субвулканического тела к калиевой или калиево-натриевой серии пород. Хлорит характерен как для оловоносных, так и серброносных площадей. Минералы группы хлорита и эпидота изучены нами наиболее детально, и ниже приводятся данные по особенностям состава этих минералов и их взаимоотношениям с другими кристаллами.

Листоватые гексагональные и плохо оформленные кристаллы хлорита формируют на стенках полостей литофиз лентовидные, гантелевидные и розовидные агрегаты. В кислых разновидностях субвулканических тел, как было уже упомянуто, зеленые пластинчатые агрегаты хлорита тесно ассоциируют с хорошо оформленными кристаллами кварца (см. рис. 2, г). В шлифе они плеохроируют от светло-зеленых тонов до практически неокрашенных. В телах дацитового состава гексагональные пластины хлорита плотно упакованы в лентовидные агрегаты, окрашенные в темно-зеленые до черного тона. В тонком срезе кристаллы окрашены в зеленые тона

* Гидротермальные минералы изучались с помощью рентгеноспектрального, рентгеноструктурного анализов, а также в сканирующем электронном микроскопе с микроанализатором. В исследовании принимали участие Р. В. Боярская, М. Т. Дмитриева, И. П. Ларутина.

Химический состав вулканических пород покровных фаций и субвулканических тел, включающих гидротермальные минералы Южного Сихотэ-Алиня и Омуканского прогиба

Вулканическая порода и место ее отбора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
<i>Южный, Сихотэ-Алинь, Приморская серия</i>												
Дацит (23)**	67,81	0,50	15,26	3,65 *		0,09	0,80	2,34	3,63	3,25		97,39
Липаритодацит (28)	70,78	0,35	14,58	2,96 *		0,08	0,62	4,75	3,82	3,61		98,55
Калиево-натриевый липарит (27)	72,82	0,26	13,02	2,64 *		0,09	0,47	4,35	3,23	3,92		97,80
Ультракислый калиево-натриевый липарит (26)	75,02	0,18	12,89	2,02 *		0,05	0,30	0,68	2,86	4,44		98,44
Субвулканический дацит, включающий хлорит, эпидот, сфен, олигоклаз. Силинское рудное поле	67,30	0,46	16,00	4,98	2,01	0,07	4,00	2,10	4,37	2,74	1,77	99,80
<i>Омуканский прогиб, аскольдинская серия</i>												
Калиевый липарит (22)	74,57	0,26	14,04	2,08 *		0,08	0,28	0,45	1,57	5,70		90,03
Ультракислый калиевый липарит (25)	79,03	0,11	11,70	0,88 *		0,02	0,13	0,12	0,51	6,03		98,53
То же, включающий кварц, хлорит, адуляр	79,47	0,15	10,47	0,29	0,72	0,05	0,04	0,07	0,27	7,80	0,26	99,59
Гидроокислы марганца; Дукагское рудное поле	77,55	0,13	11,97	0,46	0,78	0,01	0,01	0,29	0,34	6,31	0,69	98,48
То же, включающий кварц, хлорит, мусковит, месторождение Галимное	69,87	0,32	15,03	2,79 *		0,08	0,57	4,93	3,09	3,53		97,21
Липаритодацит (15)	73,08	0,18	13,79	2,12 *		0,05	0,34	4,00	3,65	3,73		97,94
Калиево-натриевый липарит (19)												
Ультракислый калиево-натриевый липарит (22)	75,55	0,13	13,02	1,57 *		0,06	0,16	0,31	3,51	4,48		98,79

Калиево-натриевый липарит, включающий кварц, тулит, адуляр, гидроксиды марганца; Дукацкое рудное поле
 Ультракристаллы калиево-натриевого липарит, включающий кварц, тулит, адуляр, там же
 То же, включающий хлорит, эпидот; проявление Широко

72,79	0,15	14,60	1,02	0,95	0,14	0,18	1,12	3,99	3,95	0,80	99,69
75,20	0,15	12,53	0,31	1,31	0,07	0,09	0,50	3,18	5,30	0,79	99,43
77,47	0,07	12,31	0,47	0,70	0,06	0,04	0,33	3,15	4,81	0,45	99,86

* Общее содержание окиси железа, рассчитанное на закисную форму.

** В скобках количество анализов для вычисления среднего. При подсчетах использовались материалы автора, а также В. А. Баскиной, В. А. Лапина и др.

и плеохроируют от темно-зеленого цвета до бесцветного. В результате рентгеноструктурных исследований кристаллов хлорита установлено, что все они характеризуются межплоскостным расстоянием 14 Å. Их химический состав, определенный рентгеноспектральным методом, характеризуется высоким содержанием окиси железа (табл. 2). Сравнение химического состава 39 хлоритов, отобранных из 6 субвулканических тел, позволило выявить некоторые вариации в их химическом составе, обусловленные колебаниями содержаний окислов магния, железа, марганца. Хлориты из дацитового субвулканического тела обладают повышенным содержанием окиси магния, что позволяет относить их, используя классификацию М. Д. Форстера [14], к репидолитам. Хлориты из калиевых и калиево-натриевых липаритовых субвулканических тел обладают минимальным содержанием окиси магния при высоком содержании окиси железа, что дает основание относить их к тюрингитам. Если колебание содержаний окислов магния и железа в гидротермальных хлоритах связано со степенью кислотности вулканогенных образований, то колебание содержаний окиси марганца связано с принадлежностью тела к оловоносной или сереброносной территории. Для первых характерны хлориты с содержанием окиси марганца менее 3,0 %, а для вторых — от 3,5 до 5,5 %. При анализе характера изменчивости содержания окиси марганца с одной стороны и суммы фемических компонентов (окислов железа, магния и марганца) — с другой, обнаружено, что зависимость этих двух величин у хлоритов субвулканических тел оловоносных рудных полей прямопропорциональная, а сереброносных — обратнопропорциональная. Характер этой зависимости отчетливо выражен на рис. 3, где положение точек определяется величинами содержания фемических компонентов в гидротермальных хлоритах и коэффициента K_m — доли окиси марганца в этой сумме в %. Величина коэффициента K_m , равная 7, является рубежом, разделяющим группы хлоритов двух типов рудных полей.

В изученных субвулканических телах присутствует хлорит, развивающийся за счет изменений плагиоклаза и биотита, представляющих минералы-вкрапленники. В результате исследования химического состава новообразованного хлорита было установлено, что особенности его химического состава связаны с химическим составом минерала, по которому он развивается. Обычно в этих хлоритах присутствуют натрий и калий, суммарное содержание которых может достигать процента (см. табл. 2). Все хлориты, развивающиеся по биотиту, содержат окись магния, содержание которой

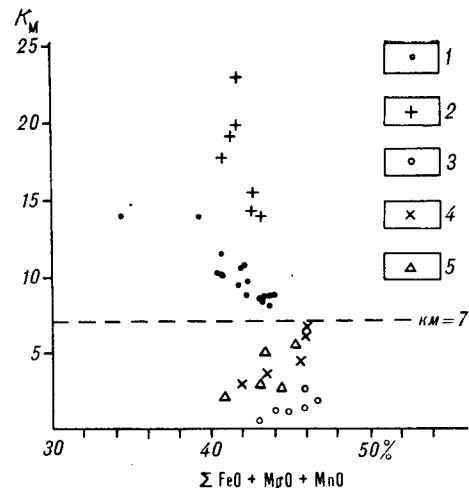
Т а б л и ц а 2 Химический состав хлоритов, эпидитов, тулитов из субвулканических пород оловянных и сереброносных рудных полей Омсукчанского прогиба и Южного Сихотэ-Алиня

Минерал	Место отбора проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	MnO·100 FeO+MgO+MnO
Гидротермальный хлорит из кварц-хлорит-эпидитовой ассоциации	Дацит, Силинское месторождение	28,73	0,03	19,43	32,07		0,58	12,17	0,04	0,01	0,04	93,09		1,3
То же из кварц-хлоритовой ассоциации с мусковитом	Ультракислый калиевый липарит, месторождение Галимее	22,22	0,13	22,15	41,69		3,02	1,49	0,01	»	0,01	90,70		6,5
То же из кварц-хлоритовой ассоциации	Калиево-натриевый липарит, проявление Шорох	23,55	0,02	24,13	41,40		2,61	1,67	»	»	0,01	90,67 *		5,9
То же с адуляром	Ультракислый калиевый липарит, Дукат	23,25	0,03	24,43	38,58		3,74	1,19	»	»	0,01	88,22		8,6
То же в ассоциации с гидроксидом марганца	Там же	23,44	0,01	24,85	35,77		5,96	1,51	»	»	0,01	90,68 **		13,8
Хлорит из вторичного агрегата по полевому шпату	Калиево-натриевый липарит, месторождение Дукат	24,73	0,01	19,98	43,95		0,66	0,61	»	»	0,05	89,98		1,5
То же по биотиту	Там же	24,32	0,08	19,16	35,84		2,19	5,41	0,06	0,31	0,58	88,16		5,1
Гидротермальный эпидит из кварц-хлорит-эпидитовой ассоциации	Дацит, Силинское месторождение	39,64	0,10	21,00	15,56	15,56	0,15	0,02	23,42	0,01	0,01	93,89	1,4	
То же	Калиево-натриевый липарит, проявление Шорох	39,25	0,01	23,36	13,41	13,41	0,56	0,01	22,69	0,01	0,01	99,27	1,8	
Гидротермальный тулит из кварц-тулитовой ассоциации с адуляром	Калиево-натриевый липарит, месторождение Дукат	39,45	0,07	30,01	5,06	5,06	1,01	0,01	23,84	»	»	100,04	5,3	
То же в ассоциации с гидроксидом марганца	Там же	39,97	0,02	24,83	8,21	8,21	1,78	0,01	22,03	»	»	96,47	3,0	
Эпидит из вторичного агрегата по плагиоклазу	»	44,92	0,17	24,21	10,85	10,85	0,70	0,07	20,22	0,89	0,41	99,14	1,3	
То же по биотиту	»	38,25	0,07	25,86	13,48	13,48	0,83	0,28	20,71	0,01	0,08	99,56	1,9	

* В том числе цинка — 0,2 %

** В том числе серы 2,15 %.

Рис. 3. Зависимость между величинами суммы феррических компонентов (окиси железа, магния, марганца) и коэффициента K_M (доля окиси марганца в этой сумме в %) для гидротермальных хлоритов субвулканических тел участков Северный (1), Смелый (2) Дукатского рудного поля, месторождений Силинского (3), Шорох (4), Галиное (5).



может достигать 5,5 % независимо от того, каков химический состав субвулканического тела. Новообразованные хлориты обычно не отличаются идиоморфизмом и тесно ассоциируют с альбитом, гематитом, магнетитом, кварцем, а также полевым шпатом и биотитом, по которым они развиваются.

Минералы группы эпидота образуют на стенках полостей друзы, радиально-лучистые и параллельно-шестоватые агрегаты призматических кристаллов, вершины которых обычно обращены к центру полости. Их длина может достигать 5—6 мм. Эпидот дацитового субвулканического тела, с которым ассоциирует оловянная минерализация в пределах Силинского месторождения, представлен кристаллами с хорошо оформленными призматическими гранями, окрашенными в буровато-зеленые тона. В шлифе эта разновидность плеохроирует от желтовато-зеленоватого цвета до бесцветного. По данным рентгеноспектрального анализа, эти кристаллы обладают высоким содержанием окиси железа. Соотношение глинозема и трехвалентного железа в этой разновидности минимально и не превышает 1,5 (см. табл. 2). Эпидот из умеренно кислого калиево-натриевого субвулканического тела, сопровождающего оловянную минерализацию на территории Дукатского рудного поля, тесно сростается с призматическим кварцем, обладает травянисто-зеленой окраской, а в шлифе окрашен в более яркие зеленые тона. Соотношение железа и алюминия у него изменяется в пользу последнего (см. табл. 2). В ультракислых и умеренно кислых субвулканических телах, сопровождающих серебряную минерализацию на Дукатском рудном поле, зеленый эпидот отсутствует, но присутствует бледно-розовый тулит — марганцевая разновидность цоизита. Некоторые из его кристаллов хорошо оформлены, имеют четко ограниченные грани и ребра, обладают стекляннным блеском, другие представлены скелетными формами и приобретают перламутровый блеск. В отличие от эпидота, обладающего яркими интерференционными окрасками, косым угасанием, тулит характеризуется синими цветами интерференции и прямым угасанием. По сравнению с эпидотом для этого минерала характерно повышенное содержание окиси марганца, которое может достигать пяти процентов и более, и пониженное — окиси железа (см. табл. 2). В связи с этим отношение окислов железа и алюминия достигает в нем минимальной величины. Некоторые кристаллы тулита обладают зональностью. Их центральные части окрашены в светло-розовые тона, а периферические — практически бесцветны. Это сопровождается изменением содержания окиси железа от 5,93 до 7,17 %, а алюминия от 28,65 до 27,08 %.

В субвулканических телах кроме гидротермального эпидота, ассоциирующего в полостях и прожилках с кварцем, присутствуют бесформенные выделения этого минерала, образовавшегося за счет преобразования полевого шпата или биотита. Установлено, что химический состав ново-

образованного эпидота зависит от состава минерала, по которому он развивается. Если в процессах перекристаллизации участвует биотит, то новообразованный эпидот ассоциирует с окислами железа, а содержание в нем Fe_2O_3 достигает 15,5 %. Если происходит изменение плагиоклаза, то эпидот ассоциирует с альбитом, а содержание железа в нем снижается (см. табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные материалы о составе гидротермальных минералов и об их взаимоотношениях с породообразующими минералами кислых вулканитов, различающихся по кислотности и щелочности, позволяют сделать некоторые выводы относительно источников гидротермальных растворов и условий формирования минералов, отлагающихся из них.

В связи с тем, что гидротермальные минералы концентрируются в полостях литофиз и волосовидных прожилках, являющихся подводными каналами к ним, следует считать, что их образование связано с поздним этапом становления субвулканических тел. Этот этап нельзя в полной мере отнести к послемагматическому, так как циркуляция растворов происходила в тот отрезок времени, когда тела еще находились в твердопластичном состоянии. Об этом свидетельствует отсутствие смещений минералов и границ стенок литофиз вдоль простираия волосовидных прожилков, а также плавные изгибы последних. Пластичное состояние тел привело к чрезвычайно ограниченной возможности проникновения поздних растворов во вмещающие игнимбриты, алеволиты и песчаники.

Одной из причин медленного остывания субвулканических тел являлось повышенное содержание в них P, Cl, B (соответственно до 0,1, 0,06, 0,15 %), величины которых в 1,5, 3,0, 10,0 раз превышают средние содержания этих элементов в земной коре. Как следует из данных, приводимых А. А. Маракушевым, Е. Б. Яковлевой [6], температуры полностью неконсолидированных тел могут опускаться до 600 °С. Медленное остывание тел также обусловлено дополнительным поступлением тепла от длительно циркулирующих поздних растворов. О температуре последних можно судить, если учитывать экспериментальные данные об условиях кристаллизации высокожелезистого хлорита, полученные В. А. Синицыным и К. В. Ван [10], а также данные о распространении ассоциаций минералов-индикаторов физико-химических условий минералоотложения в современных геотермальных областях [13, 17]. Можно считать, что температуры растворов, из которых кристаллизовались ассоциации кварца, эпидота, тулита, адуляра, олигоклаза, хлорита, превышали 300 °С. Медленное остывание тел создавало благоприятные условия для медленного свободного роста кристаллов в полостях, в том числе и высокоупорядоченного адуляра, для которого получены следующие параметры: $t_1m = 0,41$ и $t_2m = 0,09$. Подобные характеристики характерны для калиевого полевого шпата рудоносных комплексов [5].

В течение медленного остывания субвулканических тел происходила неоднократная смена окислительно-восстановительного и щелочно-кислого режимов гидротермальных растворов. Из слабокислых восстановительных потоков, где фуггитивность кислорода соответствует буферу Ni—NiO, развивался высокожелезистый хлорит, а минералы группы эпидота формировались в условиях повышенной щелочности в более окислительных условиях, соответствующих магнетит-гематитовому буферу [15, 17]. В процессе кристаллизации отдельных порций растворов могло происходить повышение значений фуггитивности кислорода, о чем свидетельствует зональное распределение железа в кристаллах тулита. Установлены четкие тенденции в увеличении его содержаний от ядра кристаллов к их периферии, аналогичные таковым у гидротермальных эпидотов, формирующихся в континентальных геотермальных районах, и противоположные наблюдаемой зональности у метаморфических эпидотов [13, 17]. Кальцит формировался из наиболее поздних порций растворов, обладающих наиболее низкой температурой.

Об источниках гидротермальных растворов можно судить по составу минералов, отлагающихся из них, а также по особенностям их распространения по латерали. Химический состав гидротермальных хлоритов, эпидота, тулита, присутствующих в вулканитах исследованных рудных полей, идентичен составу подобных минералов, слагающих продуктивные оловоносные и сереброносные жилы месторождений Южного Приморья и Омсукчанского прогиба. Данные о минералах рудных жил приводятся Е. А. Радкевич и др. [1] и О. В. Русиновой и др. [9]. Кроме того, для гидротермальных минералов вулканитов сереброносных территорий характерно присутствие адуляра, самородного серебра, галенита, сфалерита, гидроокислов марганца, а оловоносных территорий — касситерита, олигоклаза, сфена, которые являются постоянными компонентами продуктивных рудных тел двух типов. Все это позволяет считать, что источником гидротермальных растворов мог являться рудогенерирующий очаг. Кроме того, гидротермальные минералы присутствуют в литофизах тех вулканитов, которые приурочены к известным рудным полям. За пределами последних в полостях кислых вулканитов Южного Сихотэ-Алиня и Омсукчанского прогиба нами обнаружены хорошо оформленный кварц, овальные частицы гематита, магнетита, чешуйки мусковита, а также бесформенные аморфные массы, включающие Si, Ca, Na, K. Это вполне соответствует данным о составе минералов полостей вулканитов безрудных территорий, которые приводятся в работах В. В. Наседкина [7], Д. И. Клека [16], В. Н. Квасеницы и др. [4]. Исследования, проведенные этими авторами, показали, что в полостях изученных ими вулканических пород кислого и среднего состава практически отсутствуют хлориты и эпидот, а состав минералов полостей кислых и средних пород различен. Для кислых образований характерны кварц, тридимит, мусковит, ортоклаз, биотит, кальцит, гидрогели сложного состава, реже роговая обманка, гематит. Для средних пород характерны плагиоклазы, авгит, ильменит, магнетит, апатит. В пределах рудных полей подобная зависимость выражена менее четко благодаря появлению специфических рудных и жильных минералов (группа эпидота, хлориты, адуляр, гидроокислы марганца), состав которых может лишь частично зависеть от состава вулканитов, их вмещающих.

Сопоставление минеральных ассоциаций, развивающихся в полостях вулканитов рудоносных и безрудных территорий, позволяет полагать, что источники вещества, из которого они формировались, были различными. Минералы пустот безрудных территорий, как полагает В. В. Наседкин [7], могли кристаллизоваться из флюида, отделившегося из магмы на последнем этапе ее кристаллизации. Гидротермальные минералы, судя по их составу и ареалам распространения, формировались из растворов, появление которых связано с деятельностью рудогенерирующего очага. Вещество последнего, как следует из состава гидротермальных минералов, могло формироваться как за счет поступления продуктов позднемагматической деятельности, так и из других источников, с которыми связано появление рудных компонентов.

На основе всех приведенных данных можно сделать вывод о том, что присутствие гидротермальных минералов в полостях субвулканических образований может являться прямым признаком для обнаружения продуктивной минерализации. Особенно ценным этот признак становится в тех случаях, когда рудные тела, сопровождающие их ореолы и метасоматиты не выходят на поверхность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. — М.: Наука, 1980.
2. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ. — М.: Недра, 1981.
3. Калинин А. И. Магматические образования и связь с ними серебряного оруденения на месторождении Охотско-Чукотского вулканического пояса // Магматизм рудных районов Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1985. — С. 46—61.

4. Квасеница В. Н., Мельников В. С., Возняк Д. К. и др. Высокотемпературные минералы из дацитов Закарпатья // Минералог. журн.— 1987.— Т. 9, № 5.— С. 22—29.
5. Кривоконова Г. К., Караева З. Г. Полевые шпаты калиевые // Типоморфизм минералов.— М.: Недра.— С. 377—388.
6. Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ.— 1975.— № 1.— С. 3—24.
7. Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов.— М.: Наука, 1975.
8. Раевская И. С., Калинин А. И., Наталенко Б. Е. О стадийности и этапности минералообразования на золотосеребряном месторождении // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1.— Магадан: Кн. изд-во, 1977.— С. 149—155.
9. Русинова О. В., Русинов В. Л., Тронева Н. В., Состав, некоторые особенности структуры и условия образования рудных и окolorудных хлоритов и барьеритов // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах.— М.: Наука, 1986.— С. 4—40.
10. Синицын В. А., Ван К. В. О составе синтетических железистых хлоритов // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 3.— С. 700—703.
11. Филимонова Л. Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин.— М.: Недра, 1985.
12. Филимонова Л. Г., Боярская Р. В., Горшков А. И., Трубкин Н. В. Бернессит-тодорokitовая минеральная ассоциация в вулканитах как индикатор глубоко-залегающей сереброполиметаллической минерализации // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 311, № 5.— С. 1215—1218.
13. Cavaretta G., Gianelly G., Puzeddic M. Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the physicochemical parameters of the fluid in the Larderello-Travale Geothermal Field // Econ. Geol.— 1982.— V. 77, N 5.— P. 1071—1084.
14. Foster M. D. Interpretation of composition and classification of chlorites // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.— 1962.— 414-A.
15. Holdaway M. J. Thermal Stability of Al—Fe epidote as function of O_2^- and Fe content // Contrib. Miner. and Petrol.— V. 37, N 4.— P. 307—340.
16. Kleck D. W. Cavity minerals at summit rock, Oregon // The Amer. Miner.— 1970.— V. 55, N 7—8.— P. 1396—1404.
17. Shikazono Naotatsu. Compositional variations in epidote from geothermal areas // Geochem. J.— 1984.— V. 18, N 4.— P. 181—187.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
29 января 1991 г.

УДК 552.3+550.4(571.642)

В. М. Гранник

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Приведена краткая характеристика структурно-вещественных комплексов тектонических элементов Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы. Установлено, что магматические породы вулканической дуги представлены тремя дифференцированными сериями с преобладанием в каждой из них пород среднего состава. Магматические образования тылового прогиба (окраинного моря) образуют также три серии с бимодальным распределением составов в толеитовой и преобладанием основных пород в щелочной и субщелочной сериях. Петрогеохимические особенности охарактеризованных магматических пород свидетельствуют о принадлежности их к континентальному типу.

До настоящего времени существуют различные мнения относительно тектонической природы позднемезозойских вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Восточного Сахалина. Одними исследователями эти комплексы относятся к островодужным и окраинно-морским [5, 7, 8, 23, 24] или окраинно-морским [21, 22], другими рассматриваются как аккреционный клин [18] или переходные образования, формирующиеся перед фронтом палеожелобов [15].

В последние годы в складчато-блоковой и чешуйчато-надвиговой структуре Сахалина [19, 20, 22, 24] были обнаружены структурно-вещественные комплексы вулканической дуги, междугового, преддугового и тылового прогибов, осевой зоны глубоководного желоба [4, 6, 8, 11, 24]. В ларамийскую фазу интенсивного сжатия (поздний мел — палеоген), характеризовавшуюся движением масс с востока на запад [15, 19, 20, 22], отдельные фрагменты перечисленных тектонических элементов оказались сорванными и перемещенными по надвигам в восточные районы Сахалина, где они в настоящее время находятся в аллохтонном залегании (рис. 1). Поскольку в неогеновый этап тектогенеза восточно-сахалинские надвиговые структуры в значительной своей части были трансформированы во взбрососдвиги и сдвиги [25], то в современном эрозионном срезе блоки чешуйчато-надвиговых структур обычно ограничены не надвигами, а сдвигами и взбрососдвигами. Однако, в ряде мест надвиги, по которым происходило смещение фрагментов описываемой системы, хорошо сохранились. Так, в верховьях р. Пиленга зона аналогичного надвига закартирована А. В. Рихтером [22], а в бассейнах рек Длинная, Ртищево, Пионерская изучена нами и представлена мощной (первые километры) зоной интенсивно рассланцованных кремнисто-вулканогенных образований, содержащих в отдельных местах линзы динамометаморфизованных эпидот-кварцевых пород (Пионерская подзона по [25]). Изложенные данные позволяют предполагать, что первоначально аллохтонно залегающие фрагменты палеостроводужной системы располагались где-то на акватории Охотского моря. Действительно анализ особенностей проявления охотоморской Восточно-Сахалинской региональной геофизической аномалии в гравитационном и магнитном полях, прослеженной вдоль восточной кромки Сахалина более чем на 1200 км (устные сообщения М. Л. Красного, 1990), позволил отождествлять ее с одноименной подсистемой островная палеодуга — глубоководный палеожелоб. Мы по-

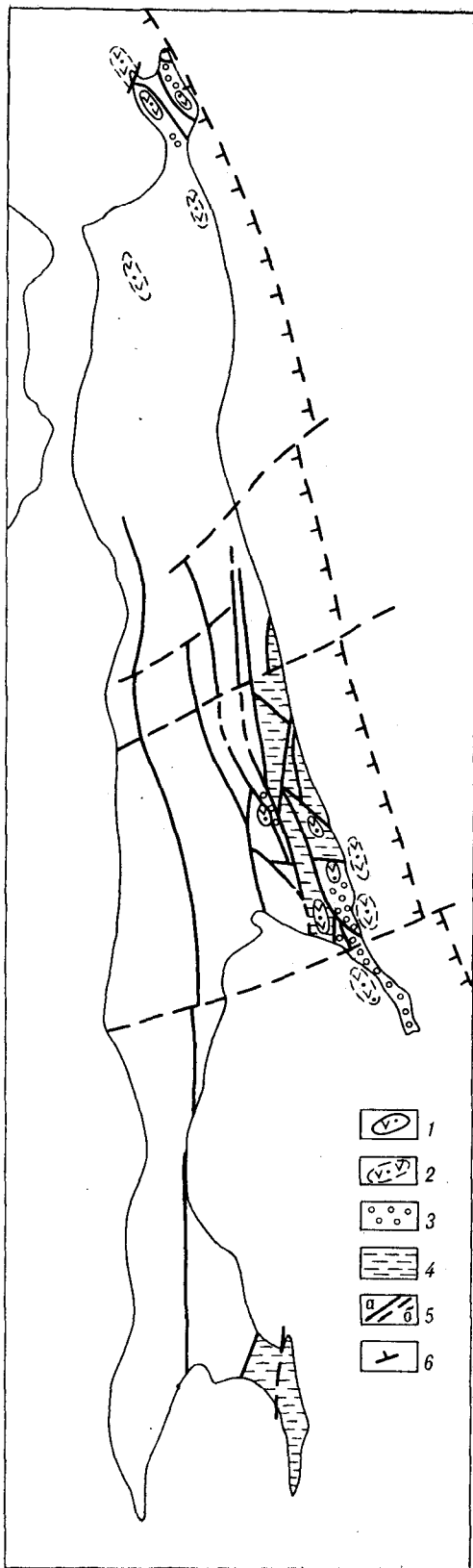


Рис. 1. Палеотектоническая схема Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы.

Структурно-вещественные комплексы: 1 — вулканических островов с достоверно установленными границами; 2 — то же, с предполагаемыми границами; 3 — преддугового и междугового прогибов; 4 — тылового прогиба; 5 — разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 6 — осевая область глубоководного желоба.

лагаем, что фрагменты именно этой палеосистемы были сорваны и перемещены в восточные районы Сахалина.

Мнение о существовании на территории Сахалина позднемелового окраинного моря высказывалось также Ю. Н. Разницыным [20] и А. В. Рихтером [22]. Однако, эти исследователи считали, что ограничивающая окраинное море с востока вулканическая островная дуга располагалась в районе возвышенности Академии наук СССР и поднятия Института океанологии, где при драгировании были обнаружены диориты, гранодиориты, эффузивы и туфы основного, среднего и кислого состава с радиологическим возрастом 95—57 и 401—73 млн лет [3]. Проведенный нами, М. Л. Красным и Б. Н. Пискуновым [9] анализ позднемезозойских и кайнозойских вулканических дуг Охотоморского региона привел к выводу о возможной принадлежности вулканических дуг Института Океанологии и Академии наук СССР к кайнозойским вулканотектоническим структурам. Это лишний раз убеждает нас в правомерности идентификации обнаруженных аллохтонно-залегающих фрагментов подсистемы островная палеодуга — глубоководный палеожелоб с аналогичной структурой, отраженной в Восточно-Сахалинской геофизической аномалии.

Важное значение для типизации палеостроводужных систем безусловно имеет характер фундамента, на котором происходит их заложение. А. В. Рихтером [22] для достаточно обширной территории, включающей Сихотэ-Алинь, Сахалин и центральную часть

Охотского моря, обоснована точка зрения, согласно которой в результате альб-сеноманской перестройки на месте океанического бассейна были сформированы структуры, характеризовавшие собой поздне меловую переходную от континента к океану зону: континент (мезозоиды и более древние образования Сихотэ-Алиня) — окраинно-материковый вулканический пояс (часть Восточно-Азиатского пояса) — окраинно-материковый терригенный прогиб — Центрально-Сахалинское структурное поднятие — окраинное море, отделенное от океанических областей островной вулканической дугой. Важным моментом в осуществленных палеотектонических реконструкциях является образование окраинно-морского бассейна со смешанным осадкообразованием на месте прежнего океана. Имевшиеся у нас к этому моменту данные не противоречили последнему утверждению [9, 10]. Более того, для Тонино-Анивского тектонического блока нами была установлена эволюция состава магматических расплавов от типично океанических к типично островодужным, соответствовавшая смене океанической обстановки магмообразования окраинно-морской [9, 12]. Но установленные в предлагаемой статье петрогеохимические особенности магматических пород Восточно-Сахалинской позднемеловой островодужной системы позволяют внести некоторую корректировку в сформировавшиеся представления в том плане, что фундамент к моменту ее заложения скорее всего был гетерогенным, т. е. наряду с океаническими, очевидно, включал и континентальные блоки пород.

Приступая к характеристике структурно-вещественных комплексов рассматриваемой островодужной системы, необходимо отметить, что в юго-восточной части центрального Сахалина вулканические острова, образующие вулканическую дугу, были реконструированы нами еще в 1973 г. [4]. Сохранившиеся от разрушения фрагменты их сложены темно-серыми, зеленовато-серыми или кирпично-красными лавами, кластолавами, агломератами, бомбовыми или лапиллиевыми, иногда спекшимися туфами и экструзивными образованиями. Отложения вулканических островов подстилаются, как правило, относительно глубоководными терригенно-пирокластическими породами, а перекрываются и замещаются по латерали обвально-оползевыми субаэральными и прибрежно-морскими ритмично-слоистыми преимущественно грубообломочными породами (глыбовыми брекчиями с алевролитовым матриксом, валунными и галечными конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами), сложенными вулканомиктовым материалом, поступавшим в седиментационный бассейн при разрушении выступов островной суши.

Для структурно-вещественных комплексов вулканических островов, расположенных в юго-восточной части центрального Сахалина, по фауне аммонитов и иноцерамов установлен сантон-маастрихтский возраст [6], при этом крайняя восточная цепочка островов имеет относительно более древний возраст — сантон-кампанский.

В восточном направлении отложения вулканических островов замещаются вулканомиктово-терригенными и терригенно-пирокластическими комплексами междугового и преддугового прогибов, представленными накоплениями преимущественно гравитационных потоков осадков (обвально-оползевых, грязекаменных, зерновых, суспензионных), чередующихся с пачками туфогенного и вулканомиктово-терригенного флиша. Среди гравелитов установлены олистостромы, грейниты, дебриты [26], ранее описанные автором как пудинговые породы первого и второго типа [4, 6], а также турбидиты, слагающие флишевые и флишоидные пачки вулканомиктово-терригенных пород. В верхней части образований междугового прогиба присутствуют отложения прибрежных заболоченных равнин, представленные бурыми углями, углистыми аргиллитами и ассоциирующими с ними алевролитами, песчаниками и конгломератами, содержащими крупные фрагменты обугленной древесины. В разрезе пачки угленасыщенных пород чередуются с прибрежно-морскими отложениями.

Сантон-датский возраст структурно-вещественных комплексов вулканических островов, междугового и преддугового прогибов, располо-

женных в юго-восточной части центрального Сахалина, установлен по фауне аммонитов, иноцерамов и флоре [6].

На северном Сахалине и в южной части п-ова Шмидта местоположение вулканических островов и распространение отложений междугового и преддугового прогибов установлено по данным глубоких поисковых и параметрических скважин, пробуренных в Троптунской, Центрально-Тамлевской и Охинской площадях [16].

На Центрально-Тамлевской площади была вскрыта поздне меловая — палеогеновая вулканогенно-осадочная толща мощностью примерно 340 м, сложенная главным образом продуктами разрушения выступов островной суши: вулканомиктовыми разнозернистыми песчаниками, грейнитами, гравелитами, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с рассеянным и обуглившимся детритом. Песчаники и грейниты почти полностью состоят из обломков андезитов, дацитов и риолитов. В конгломератах кроме перечисленных пород присутствуют гальки гранодиоритов, пегматитов, аргиллитов и алевролитов. В этой пачке отмечены единичные потоки андезитов и дацитов.

Охинской параметрической скважиной вскрыта пачка чередующихся туфобрекчий, туфов и андезитовых лав, перекрывающая толщу туфогенных песчаников с обломками *Inoceramus ex. gr. Schmidt* Mich. Установленная по скважине мощность верхнемеловых отложений составляет 1050 м. Отмеченная вулканогенная пачка сложена продуктами извержений вулканов центрального типа, и по-видимому, фиксирует остатки поздне мелового вулканического острова.

На Троптунской площади поисковой скважиной были вскрыты две различающиеся по литологическому составу пачки. Нижняя пачка мощностью 250—300 м сложена преобладающими разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями черных кремнистых аргиллитов и алевролитов. По условиям накопления породы нижней пачки относятся к прибрежно- и мелководно-морским образованиям, о чем свидетельствуют грубозернистый состав пород и наличие большого количества мелких обломков иноцерамов. Верхняя песчано-аргиллитовая угленосная пачка мощностью 200—250 м представлена чередованием пластов песчаников разнозернистых, иногда туфогенных с обуглившимися растительными остатками и включениями окатышей черных глинистых пород с пластинами черных аргиллитов и алевролитов, содержащими тонкие прослой углистоглинистых пород и блестящего каменного угля. Обе пачки мы относим к отложениям междугового прогиба.

На п-ове Шмидта по данным крупномасштабных геолого-съёмочных работ к континентальным отложениям вулканических островов и прибрежных равнин могут быть отнесены отдельные разрезы поздне меловых славянской и марийской свит [24].

Реконструированные фрагменты вулканических островов (см. рис. 1) здесь сложены основными, средними и кислыми лавами, вулканическими брекчиями, туфами с редкими прослоями туффитов, окремненных алевролитов и прорывающими их субвулканическими интрузивными телами. Экструзивно-жерловые образования слагают овальные в плане тела диаметром до 2 км, сложенные лавами, туфобрекчиями, иногда напоминающими купольные брекчии, туфами, дайками и некками, как правило, кислого состава. От эффузивно-пирокластических пород периферических частей вулканических построек экструзивно-жерловые комплексы отделены крутопадающими разломами с кварцево-сульфидной жильной минерализацией. Мощность вулканических комплексов достигает 1750 м. Радиологический возраст пород, отобранных из различных частей разреза, укладывается в ряд цифр от 99 до 39 млн лет [16, 17, 24].

В районе Трехбратского горного массива от вулканического острова сохранился лишь его цоколь, сложенный экструзивными и субвулканическими телами трахитов, сиенитов, альбитофиров, дацитов, трахиандезитов, пронизывающими породы фундамента.

Терригенно-пирокластические флишеидные и флишевые комплексы

томинской свиты мы считаем накоплениями преддугового прогиба, а прибрежно-морские, мелководные и относительно глубоководные отложения славянской и тойской свит относим к образованиям междуугового прогиба. Поздние стадии его развития также характеризуются периодическим континентальным породообразованием в условиях заболачиваемых равнин. Сформировавшиеся в этих условиях структурно-вещественные комплексы представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с углистыми прослоями и обильными включениями углефицированных растительных остатков, имеющих, по заключению В. А. Вахромеева, коньяк-раннекампаковский возраст [24].

Сахалинское окраинное море (тыловой прогиб) в позднем мезозое располагалось между Восточно-Сахалинской вулканической дугой (в ее первоначальном местоположении) и Восточно-Азиатским вулканическим поясом. Структурно-вещественные комплексы тылового бассейна представлены сочетаниями терригенных, кремнисто-терригенных и карбонатно-вулканогенно-кремнистых пород, которые сменяют друг друга как по разрезу, так и по простиранию. Среди них достаточно широко распространены смешанные кремнисто-глинисто-пирокластические отложения, а также грейниты, турбидиты и олистостромы. Эффузивные породы сахалинского позднемезозойского тылового бассейна образуют как последовательно дифференцированные, так и контрастно дифференцированные серии. С ними ассоциируют нередко зональные интрузивные и субвулканические тела, сложенные известково-щелочными, сульфидными и щелочными породами. Достаточно подробное описание состава, строения и латеральных вариаций структурно-вещественных комплексов Сахалинского тылового прогиба приведено в монографии, посвященной верхнемеловым вулканогенно-осадочным формациям Восточно-Сахалинских гор [6].

Возраст структурно-вещественных комплексов рассматриваемых фрагментов тылового бассейна, установленный по фауне иноцерамов и аммонитов, а также остаткам радиолярий, коньяк-датский.

Анализ расположения фрагментов островодужной системы на приведенной палеотектонической схеме (см. рис. 1) свидетельствует о том, что осевая зона глубоководного желоба (палеосейсмофокальная зона) должна располагаться где-то восточнее фронтальной части палеодуги и преддугового прогиба (континентального склона желоба). В. С. Рождественский [23, 24] отождествляет ее с восточно-сахалинским офиолитовым поясом, который протягивается вдоль восточного побережья острова, а в шельфовой части Охотского моря прослеживается по полосе магнитных аномалий интенсивностью до 2000 гамм. Если придерживаться этой точки зрения, то на п-ове Шмидта мы можем наблюдать фрагменты глубоководного желоба в виде серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанической корой [13]. Однако по поводу природы этих образований высказаны и другие точки зрения. Ю. Н. Разницын [20] считает их фрагментами океанической литосферы, перемещенной в восточные районы Сахалина в позднеантоновское — датское время из расположенной восточнее глубоководной впадины Дерюгина. Е. Н. Меланхолиной [15] серпентинитовый меланж и магнитные аномалии интерпретируются как корневые зоны покровов, обдуцированных на континентальную окраину в конце мела — начале палеогена. По нашему мнению, зона меланжа представляет фрагмент структурного шва — границы мелового континента и океанической литосферы, совпадающего с палеосейсмофокальной зоной, перемещенного в западном направлении и обдуцированного на край континента в периоды скупивания сформировавшейся земной коры.

Восточно-Сахалинская вулканическая дуга сложена довольно пестрой гаммой пород, образующих три непрерывно дифференцированные от основных до кислых пород серии: известково-щелочную (включающую известковую), субщелочную и щелочную. Распространенность выделенных серий в геологическом разрезе, а также соотношения в каждой из них между основными, средними и кислыми дифференциатами оценены по

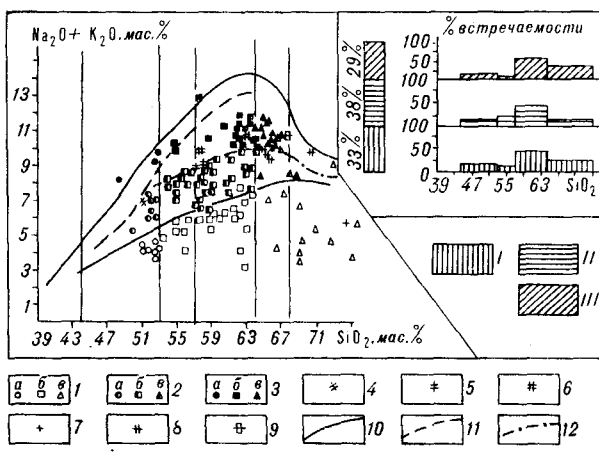


Рис. 2. Распространенность и характер дифференциации магматических пород вулканической дуги.

Серия пород: I — известково-щелочная; II — субщелочная; III — щелочная; 1—3 — виртуальные точки составов пород серий: 1 — известково-щелочной, 2 — субщелочной, 3 — щелочной; а — в — группы пород по содержанию кремнезема: а — основные, б — средние, в — кислые; 4 — тералиты; 5 — монцодиориты; 6 — щелочные кварцевые диориты; 7 — гранодиориты; 8 — субщелочные кварцевые монцититы; 9 — щелочные кварцевые монцититы; 10—12 — границы полей: 10 — субщелочных пород, 11 — щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 12 — щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы.

частоте встречаемости (рис. 2). Эти оценки показали, что в составе всех трех серий преобладают средние породы.

Намечается некоторая зональность в распределении выделенных серий пород по площади. Цепочка вулканических островов центрального Сахалина, занимающая крайнее восточное (фронтальное) положение, сложена известковыми и известково-щелочными умеренной щелочности вулканитами: базальтами (спилитами, гавайитами)*, андезитобазальтами (трахиандезитами), кварцевыми андезитами (андезитами), андезитодацитами, дацитами, риодацитами, риолитами. Ассоциирующие с ними интрузивные образования представлены гранодиоритами. Западная (тыловая) группа островов центрального и все острова северного Сахалина сложены известково-щелочными повышенной щелочности, субщелочными и щелочными породами. Отмечены следующие разновидности известково-щелочных пород повышенной щелочности: латиандезиты, кварцсодержащие и кварцевые латиандезиты (андезиты), кварцевые латиты.

Субщелочная серия представлена следующими разновидностями пород: кварцсодержащими и оливинowymi гавайитами (трахиандезитами), муджиеритами (трахиандезитами), кварцевыми и оливинowymi муджиеритами (трахиандезитобазальтами), кварцевыми и фельдшпатоидсодержащими латиандезитами, кварцсодержащими и кварцевыми латитами, щелочными трахитами, тералитами (габбромонцититами), монцититами (сиенитпорфирами, монцититпорфирами), кварцевыми монцититами (кварцевыми альбититами, нордмаркитами).

Щелочная серия представлена фонотефритами, нефелиновыми фonoлитами, фельдшпатоидсодержащими и кварцевыми трахитами, щелочными трахитами, щелочными кварцсодержащими и кварцевыми трахитами, латитами, щелочными риолитами, монцититами (сиенитпорфирами), кварцевыми монцититами (кварцевыми сиенитпорфирами, нордмаркитами), щелочными кварцевыми диоритами (кварцевыми альбититами).

Вулканические породы залегают в виде серий лавовых потоков, пластов и пачек туфов и туффитов, а также слагают обломки, валуны и глыбы в толщах вулканомиктовых и вулканомиктово-терригенных пород [6]. Минералогические и структурные особенности их выражены в преобладании в известково-щелочных разновидностях основных и средних плагиоклазов, а среди пироксенов — авгита; в присутствии в субщелочных и щелочных породах средних и кислых плагиоклазов, оливина, авгита, диопсид-авгита, диопсида, титан-авгита, эгирин-авгита, титанистой роговой обманки (керсутита), ортоклазовых и анортклазовых оболочек вокруг кристаллов кислых плагиоклазов; в широком распространении трахитовых, сферолитовых и аксиолитовых структур; в наличии в эффузивах кислого состава признаков выкристаллизации их из распла-

* В скобках приведены названия пород, использованные авторами [4, 11, 17, 23, 24].

вов, обедненных катионами металлов (заполнение кристаллографических форм темноцветных минералов кварц-полевошпатовым агрегатом).

По нормативному составу, вычисленному по методу А. Ритмана [21], все три серии вулканической дуги представлены исключительно лейкократовыми породами, содержащими в большинстве случаев нормативный кварц [11]. В субщелочной и щелочной сериях в небольшом количестве присутствуют породы с нормативным нефелином. Полевые шпаты в них представлены нормативными плагиоклазами (от лабрадора до альбита), санидином, ортоклазом и анортоклазом. При этом по мере возрастания щелочности и кислотности пород в них заметно увеличивается содержание нормативных кислых плагиоклазов и щелочных полевых шпатов. Появляются разновидности с нормативным кордиеритом, силлиманитом, биотитом и роговой обманкой. Нормативный оливин присутствует в небольших количествах преимущественно в основных и средних породах. Нормативные клинопироксены в известково-щелочных породах представлены исключительно авгитом и гиперстеном. В субщелочных разновидностях кроме того появляются нормативные титан-авгит, диопсид и эгирин-авгит.

Во всех породах рассматриваемых серий обнаруживается высокая степень окисленности железа (Ox^0), что может свидетельствовать о формировании их из газонасыщенных магм в условиях высокой фуггитивности кислорода.

В целом для пород Восточно-Сахалинской вулканической дуги отмечается достаточно хорошее соответствие между модальным и нормативным составами.

Наиболее характерными общими особенностями химизма рассматриваемых пород является их низкая и весьма низкая титанистость, высокая глиноземистость и щелочность при умеренных и низких содержаниях железа, магния и кальция (табл. 1) [11].

Основные породы известково-щелочной серии по значениям петрохимических коэффициентов относятся к мезократовым умеренно- и низкоглиноземистым породам, принадлежащим по характеру щелочности к натриевой и калиево-натриевой сериям. Средние и кислые породы этой серии являются лейкократовыми высокоглиноземистыми, а по характеру щелочности принадлежат к калиево-натриевой и, исключительно, редко, к калиевой сериям.

Породы субщелочной и щелочной серий являются лейкократовыми, высокоглиноземистыми и весьма высокоглиноземистыми, принадлежащими по характеру щелочности к калиево-натриевой, реже калиевой или натриевой сериям. Увеличение щелочности в породах серий сопровождается одновременным возрастанием роли калия.

Петрохимические особенности вулканических пород, слагающих острова, рассмотрены на диаграммах «кремнезем — щелочи» и АФМ (см. рис. 2, 3). На диаграмме «кремнезем — щелочи» отчетливо обособлены отмеченные выше серии, присущие фронтальной и тыловой зонам палеоостровной дуги. По соотношению калия и кремнезема они соответствуют четырем из пяти установленным на островных дугах сериям пород [1]: низкокалиевой, умереннокалиевой известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной, латит-трахитовой [11].

На диаграмме АФМ рассматриваемые породы располагаются в характерной для островных дуг области ниже линии раздела толеитовых и известково-щелочных серий (по Т. Ирвину и В. Барагару). Известково-щелочные породы обнаруживают характерную для толеитовых серий слабо выраженную тенденцию обогащения ранних дифференциатов железом. Субщелочные и щелочные породы, слагающие тыловые части палеодуги, обнаруживают сходные тренды дифференциации, присущие, по классификации О. А. Богатикова и А. А. Цветкова [2], развитым островным дугам, особенно таким, как Соломонова и Курильская.

Магматические породы Сахалинского тылового бассейна (окраинного моря) также имеют очень пестрый состав вулканических, субвулкани-

Химический состав магматических пород вулканической дуги

Оксиды	Серия													
	Известково-щелочная (вкл. известков.)					Субщелочная								Щелочная
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
SiO ₂	$\frac{60,29}{1,58}$	62,63	$\frac{59,72}{2,7}$	$\frac{67,21}{1,78}$	69,05	$\frac{57,82}{0,52}$	53,97	$\frac{60,14}{2,62}$	$\frac{56,54}{2,38}$	$\frac{65,98}{0,85}$	$\frac{62,74}{0,36}$	$\frac{63,42}{1,27}$	$\frac{65,11}{1,2}$	
TiO ₂	$\frac{0,63}{0,2}$	0,54	$\frac{0,75}{0,29}$	$\frac{0,48}{0,18}$	0,46	$\frac{0,64}{0,17}$	1,00	$\frac{0,67}{0,15}$	$\frac{0,85}{0,28}$	$\frac{0,79}{0,05}$	$\frac{0,67}{0,24}$	$\frac{0,59}{0,21}$	$\frac{0,54}{0,21}$	
Al ₂ O ₃	$\frac{17,08}{1,57}$	15,86	$\frac{17,16}{1,91}$	$\frac{14,72}{0,95}$	13,33	$\frac{16,15}{0,63}$	18,14	$\frac{16,34}{1,33}$	$\frac{17,69}{2,46}$	$\frac{15,67}{0,93}$	$\frac{16,85}{0,95}$	$\frac{16,87}{0,22}$	$\frac{16,22}{0,92}$	
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,9}{1,22}$	4,16	$\frac{3,73}{1,02}$	$\frac{1,95}{0,56}$	4,20	$\frac{6,12}{1,63}$	9,59	$\frac{4,15}{1,41}$	$\frac{4,35}{1,39}$	$\frac{3,6}{0,83}$	$\frac{3,26}{0,85}$	$\frac{3,41}{1,65}$	$\frac{2,45}{0,54}$	
FeO	$\frac{3,41}{1,99}$	1,66	$\frac{3,67}{0,81}$	$\frac{3,60}{0,55}$	1,05	$\frac{3,07}{1,09}$	0,39	$\frac{3,09}{1,63}$	$\frac{3,22}{1,77}$	$\frac{1,2}{0,73}$	$\frac{1,57}{0,59}$	$\frac{1,23}{0,7}$	$\frac{1,63}{0,29}$	
MnO	$\frac{0,12}{0,03}$	0,09	$\frac{0,14}{0,04}$	$\frac{0,09}{0,03}$	0,10	$\frac{0,15}{0,04}$	0,18	$\frac{0,13}{0,05}$	$\frac{0,22}{0,03}$	$\frac{0,24}{0,03}$	$\frac{0,15}{0,07}$	$\frac{0,14}{0,02}$	$\frac{0,22}{0,05}$	
MgO	$\frac{2,98}{1,75}$	1,84	$\frac{2,0}{0,84}$	$\frac{2,22}{0,28}$	1,00	$\frac{4,16}{1,43}$	1,57	$\frac{2,76}{0,86}$	$\frac{3,21}{2,05}$	$\frac{1,05}{0,19}$	$\frac{1,51}{0,43}$	$\frac{1,45}{0,19}$	$\frac{1,33}{0,55}$	
CaO	$\frac{5,29}{1,02}$	4,78	$\frac{6,51}{2,23}$	$\frac{3,49}{0,86}$	4,05	$\frac{4,73}{0,88}$	6,79	$\frac{5,04}{1,63}$	$\frac{5,12}{1,21}$	$\frac{1,08}{0,12}$	$\frac{2,12}{0,92}$	$\frac{1,99}{1,0}$	$\frac{1,41}{0,91}$	
Na ₂ O	$\frac{4,85}{0,45}$	4,58	$\frac{4,14}{0,4}$	$\frac{3,09}{0,91}$	4,15	$\frac{4,8}{0,29}$	4,70	$\frac{4,94}{0,58}$	$\frac{3,55}{0,72}$	$\frac{6,05}{0,31}$	$\frac{6,18}{0,5}$	$\frac{5,38}{1,5}$	$\frac{5,94}{0,36}$	
K ₂ O	$\frac{1,34}{0,27}$	2,17	$\frac{2,01}{0,5}$	$\frac{2,99}{1,11}$	2,43	$\frac{1,96}{0,28}$	3,19	$\frac{2,46}{0,09}$	$\frac{4,53}{0,56}$	$\frac{4,02}{0,15}$	$\frac{6,67}{0,74}$	$\frac{5,16}{1,28}$	$\frac{4,86}{0,25}$	

P_2O_5	$\frac{0,16}{0,06}$	$\frac{0,16}{0,08}$	$\frac{0,17}{0,11}$	$\frac{0,18}{1,07}$	$\frac{0,22}{0,08}$	$\frac{0,24}{0,16}$	$\frac{0,44}{0,27}$	$\frac{0,22}{0,26}$	$\frac{0,38}{0,31}$	$\frac{0,29}{0,33}$
Kф	72	80	71	84	69	69	86	72	76	76
K_2O/Na_2O	0,28	0,5	0,96	0,59	0,41	0,41	0,68	0,5	1,05	0,82
al'	1,77	1,92	1,9	2,13	1,23	1,23	1,57	1,71	2,81	3,08
f'	10	10	8	6	14	14	12	10	6	5,4
n	7	4	3	1	4	4	1	4	3	5

П р и м е ч а н и е. 1 — кварцевые андезиты, 2 — латиты, 3 — кварцевые латиты, 4 — риодиты, 5 — гранодиориты, 6 — латиты, 7 — фельдшатоидные латиты, 8 — кварцевые латиты, 9 — латиты, 10 — щелочные кварцосодержащие трахиты, 11 — щелочные кварцосодержащие трахиты, 12 — щелочные кварцевые трахиты, 13 — щелочные кварцевые трахиты. Анализ выполнен в лаборатории физико-химических методов ИМГиГ. Аналитики: Л. Г. Воронова, А. Н. Слащева, Н. Е. Нефедова, Л. В. Шареева, Э. В. Гранник, Л. Г. Пинчук. $Kф = \frac{(FeO + Fe_2O_3 + MgO)}{(FeO + Fe_2O_3 + MgO)} \times 100$; $al' = \frac{Al_2O_3}{(FeO + Fe_2O_3 + MgO)}$; $f' = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO}{(FeO + Fe_2O_3 + MgO)}$. Обр. 1,9 — Восточно-Сахалинские горы, ственный Северного Сахалина; обр. 2,5—7, 10, 11, 13 — Восточно-Сахалинские горы; обр. 3, 4, 12 — Восточно-Сахалинские горы, п-ов Шидза. В числителе — средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения.

ческих и интрузивных пород, сформировавшихся в разнообразных глубинных и поверхностных фациальных обстановках. Они образуют три серии с бимодальным распределением составов в толеитовой и преобладанием основных пород в щелочной и субщелочной сериях. Распространенность выделенных серий в геологическом разрезе, а также соотношения в каждой из них между ультраосновными, основными, средними и кислыми дифференциатами оценены по частоте встречаемости и показаны на рис. 4. Толеитовая и щелочная серии дифференцированы от ультраосновных, а субщелочная серия — от основных до кислых пород.

Толеитовая серия представлена оливиновыми мелилитами (вариолитами), базальтами, латитобазальтами, гавайитами (спилитами), в том числе оливиновыми и кварцсодержащими, андезитобазальтами (эссексит-диабазы), кварцевыми андезитами (альбитофирями), плагиодацитами (кварцевыми альбитофирями), риолитами (кварцевыми альбитофирями), габбро, в том числе амфиболовыми и кварцевыми, габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, диоритами, в том числе кварцсодержащими и кварцевыми, кварцевыми монцодиоритами, тоналитами (диоритами) гранодиоритами (пегматитами, кварцевыми диоритами), трондземитами (диоритами, кварцевыми диоритами).

Субщелочная серия включает оливиновые базальты, щелочные оливиновые базальты, мелалатитобазальты (спилиты), оливиновые гавайиты (спилиты), гавайиты (спилиты, альбитофиря), оливиновые андезитобазальты (эссексит-диабазы), оливиновые мужжириты, тефриты (спилиты), мелатефриты (диабазы), тералиты (габбро-нориты, габбро-диориты), оливиновые монцогаббро, монцосиениты (габбро), сиенитограниты (пегматиты).

Щелочная серия представлена меланефелинитами (авгититами), фонотефритами, нефелиновыми фонотефритами (трахибазальтами), нефелиновыми тефрифенолитами (гавайитами), нефелиновыми тефритами (спилитами), фонолейцититами, щелочными трахитами, фельдшатоидными латитами, латитами, эссекситами (габбро), тералитами (диабазы), фельдшатоидными монцосиенитами (диабазы), щелочными гранитами (пегматитами).

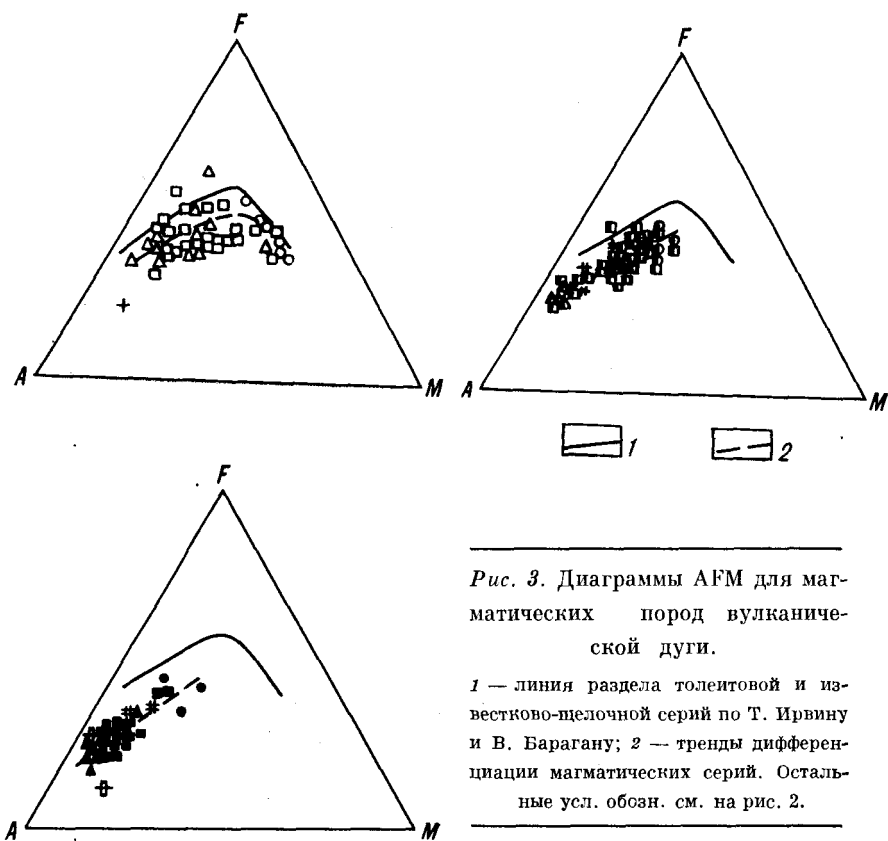


Рис. 3. Диаграммы АФМ для магматических пород вулканической дуги.

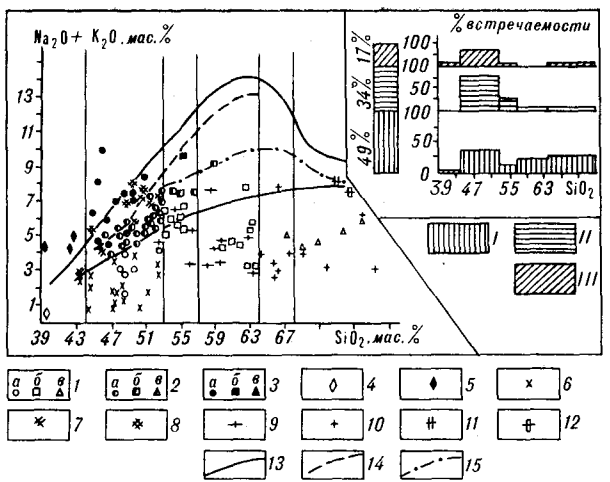
1 — линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Ирвину и В. Барагану; 2 — тренды дифференциации магматических серий. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

Перечисленные вулканические породы залегают в виде лавовых потоков среди тонкообломочных терригенных пород, либо совместно с яшмами, кремнистыми породами и известняками слагают мощные (до 350—400 м) линзы вулканогенно-кремнистых пород. Встречаются они также в виде пластов и пачек туфов, туффитов, смешанных кремнисто-глинисто-пирокластических пород, а также слагают обломки и глыбы в вулканомиктово-терригенных олистостромах, грейнитах и турбидитах. Субвулканические и интрузивные породы залегают в виде штоков, межпластовых согласных тел и даек мощностью от 0,5 до 100 м. Центральные части дифференцированных интрузивов сложены, как правило, основными породами, а периферические — средними и кислыми. Нередко магматические тела образуют цепочки вдоль крупных разломов субмеридионального или северо-западного простирания. Жильные породы встречаются в виде даек, жил и прожилков мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров.

Структурные и минералогические особенности толеитовых пород тылового прогиба выражены в широком распространении олигофириковых или афириковых структур с интерсертальными, вариолитовыми, микролитовыми, микрофитовыми и микродолеритовыми структурами основной массы. Типоморфными и существенными породообразующими минералами для них являются основные, средние и кислые плагиоклазы, авгит, титанистый авгит, диопсид-авгит, диопсид, обыкновенная роговая обманка, редко биотит и кварц. Рассматриваемым субщелочным породам присущи порфириновые, гломеропорфириновые, олигофириковые структуры и наиболее полно раскристаллизованная основная масса, обладающая микродолеритовыми, призматически-зернистыми, пойкилофитовыми, центрическими, микрографическими, реже гялопилитовыми, вариолитовыми, интерсертальными и микролитовыми структурами. Типоморфными и существенными породообразующими минералами для них являются основные, средние и кислые плагиоклазы, калиевый полевой шпат, оливин, диопсид-

Рис. 4. Распространенность и характер дифференциации магматических пород тылового прогиба.

Серии пород: 1 — толеитовая, 11 — субщелочная, 111 — щелочная, 1—3 — виртуальные точки составов пород серий: 1 — толеитовой, 2 — субщелочной, 3 — щелочной; а — в — группы пород по содержанию кремнезема: а — основные, б — средние, в — кислые; 4 — ультраосновные породы толеитовой серии; 5 — ультраосновные породы щелочной серии; 6 — габбро, габбро-нориты; 7 — тералиты, монцогаббро, монцосиениты, монцитоны; 8 — эссекситы, тералиты, фельдшпатоидные монцосиениты; 9 — диориты, кварцевые монцодиориты, тоналиты; 10 — гранодиориты, трондьемиты; 11 — сиенито-граниты; 12 — щелочные граниты; 13—15 — границы полей: 13 — субщелочных пород, 14 — щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 15 — щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы.



авгит, титанистый авгит, титан-авгит, биотит, керсутит, а в кислых разновидностях — кварц. Щелочные породы обладают серийно-порфировыми, гломеропорфировыми, олигофировыми, призматически-зернистыми структурами с дендритовыми, вариолитовыми, гиалоофитовыми, метельчатыми структурами основной массы. Типоморфными и существенными породообразующими минералами для них являются преимущественно кислые плагиоклазы, калиевый полевоы шпат, оливин, титан-авгит, керсутит, биотит и кварц. Для рассматриваемых пород характерны массивные, такситовые и миндалекаменные текстуры. Акцессорные и рудные минералы представлены титанитом, титаномagnetитом, магнетитом, лейкоксеном, апатитом и цирконом.

По нормативному составу, вычисленному по методу А. Ритмана [21], в толеитовой серии тылового прогиба преобладают мезократовые и лейкократовые породы, содержащие преимущественно нормативный кварц [11]. Некоторые разновидности основных и ультраосновные породы содержат нормативные нефелин и мелилит. Плагиоклазы в толеитовых породах представлены нормативными олигоклазом, андезином, лабрадором и битовнитом, а щелочные полевые шпаты — санидином, ортоклазом и анортотоклазом. Темноцветные минералы представлены нормативными пироксенами (авгитом, гиперстеном, диопсидом, очень редко титан-авгитом), оливином, роговой обманкой, гастингситом и биотитом. В пересыщенных глиноземе разновидностях присутствуют нормативные кордиерит и силлиманит.

Практически все лейкократовые и мезократовые породы субщелочной серии являются ненасыщенными и содержат нормативные нефелин, санидин или ортоклаз. Плагиоклазы в них представлены олигоклазом, андезином и лабрадором, а пироксены — авгитом, диопсидом и титан-авгитом. Содержание нормативного оливина заметно выше, чем в породах толеитовой серии. Биотит и мусковит присутствуют только в сиенито-гранитах (пегматитах).

Щелочная серия включает меланократовые, мезократовые и лейкократовые породы с высоким содержанием нормативных нефелина, лейцита, кальсилита, санидина и анортотоклаза. При этом содержание фельдшпатоидов возрастает в направлении от лейкократовых к меланократовым разновидностям. Плагиоклазы в щелочных породах, так же как в толеитах, представлены олигоклазом, андезином, лабрадором и битовнитом. Среди нормативных пироксенов преобладают титан-авгит и диопсид, очень редко встречается авгит. В некоторых разновидностях пород этой серии в небольших количествах присутствуют нормативные мелилит, перовскит и кордиерит. Содержание нормативного оливина в этих породах ниже,

Химический состав магматических пород тылового прогиба (океаничного моря)

Оксиды	Серии											
	Толентовая											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	54,56	$\frac{62,52}{1,48}$	$\frac{46,27}{2,47}$	$\frac{51,81}{1,22}$	44,42	$\frac{54,89}{2,15}$	60,50	$\frac{62,22}{2,53}$	$\frac{69,69}{4,37}$	$\frac{50,1}{2,17}$	$\frac{51,15}{1,25}$	$\frac{47,22}{1,33}$
TiO ₂	2,03	$\frac{0,46}{0,23}$	$\frac{0,46}{0,25}$	$\frac{0,34}{0,22}$	0,46	$\frac{0,67}{0,41}$	0,45	$\frac{0,36}{0,05}$	$\frac{0,5}{0,67}$	$\frac{1,98}{0,57}$	$\frac{2,06}{0,03}$	$\frac{1,84}{0,53}$
Al ₂ O ₃	15,14	$\frac{13,96}{2,38}$	$\frac{15,94}{1,88}$	$\frac{15,39}{2,88}$	20,44	$\frac{16,57}{1,24}$	13,89	$\frac{16,28}{0,53}$	$\frac{14,4}{3,20}$	$\frac{17,43}{1,67}$	$\frac{16,42}{0,56}$	$\frac{15,08}{0,65}$
Fe ₂ O ₃	11,14	$\frac{3,42}{1,7}$	$\frac{5,01}{3,8}$	$\frac{3,6}{1,27}$	7,27	$\frac{1,7}{1,2}$	5,42	$\frac{3,58}{1,58}$	$\frac{1,65}{1,13}$	$\frac{6,82}{3,32}$	$\frac{7,33}{2,48}$	$\frac{7,96}{3,06}$
FeO	0,84	$\frac{5,61}{2,15}$	$\frac{6,46}{3,17}$	$\frac{5,74}{2,58}$	7,44	$\frac{7,37}{2,43}$	2,55	$\frac{3,68}{2,44}$	$\frac{2,9}{1,47}$	$\frac{4,74}{2,18}$	$\frac{3,68}{0,48}$	$\frac{4,35}{2,6}$
MnO	0,19	$\frac{0,5}{0,52}$	$\frac{0,18}{0,1}$	$\frac{0,18}{0,08}$	0,21	$\frac{0,16}{0,07}$	0,26	$\frac{0,11}{0,01}$	$\frac{0,1}{0,07}$	$\frac{0,17}{0,09}$	$\frac{0,1}{0,02}$	$\frac{0,17}{0,08}$
MgO	2,50	$\frac{4,25}{1,7}$	$\frac{11,01}{3,4}$	$\frac{8,29}{3,71}$	6,75	$\frac{5,92}{0,67}$	6,09	$\frac{3,2}{0,9}$	$\frac{1,6}{0,79}$	$\frac{5,58}{1,63}$	$\frac{2,7}{0,43}$	$\frac{3,58}{1,59}$
CaO	7,36	$\frac{4,44}{1,74}$	$\frac{13,04}{5,24}$	$\frac{12,32}{4,01}$	11,00	$\frac{8,09}{0,83}$	6,14	$\frac{6,42}{1,12}$	$\frac{4,97}{1,14}$	$\frac{7,24}{0,77}$	$\frac{10,58}{2,73}$	$\frac{13,41}{1,14}$
Na ₂ O	4,62	$\frac{4,35}{1,57}$	$\frac{1,33}{0,83}$	$\frac{1,73}{1,2}$	1,93	$\frac{3,81}{1,23}$	3,60	$\frac{3,57}{0,87}$	$\frac{3,63}{1,5}$	$\frac{4,58}{0,61}$	$\frac{5,25}{0,24}$	$\frac{4,39}{1,27}$
K ₂ O	1,39	$\frac{0,3}{0,29}$	$\frac{0,25}{0,14}$	$\frac{0,43}{0,49}$	0,04	$\frac{0,53}{0,39}$	1,02	$\frac{0,48}{0,11}$	$\frac{0,53}{0,26}$	$\frac{1,09}{0,38}$	$\frac{0,41}{0,31}$	$\frac{1,64}{0,29}$
P ₂ O ₅	0,23	$\frac{0,19}{0,14}$	$\frac{0,06}{0,06}$	$\frac{0,16}{0,09}$	0,04	$\frac{0,29}{0,32}$	0,08	$\frac{0,12}{0,04}$	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,27}{0,15}$	$\frac{0,33}{0,06}$	$\frac{0,38}{0,26}$

Kф	83	68	48	54	69	59	57	70	74	67	80	78
K/Na	0,3	0,07	0,27	0,29	0,02	0,16	0,28	0,13	0,16	0,25	0,08	0,41
al'	4,05	4,31	0,74	0,89	0,95	1,14	0,99	1,58	3,4	1,04	1,21	0,97
f'	16	14	22	18	22	15	14	10	6	19	15	18
n	1	6	3	3	1	3	1	3	6	10	3	4

Примечание. 1 — кварцосодержащие гвайиты, 2 — кварцевые андезиты, 3 — роговообманковое габбро, 4 — кварцевое габбро, 5 — гаспигитовое габбро, 6 — кварцосодержащие диориты, 7 — кварцевые монцидиориты, 8 — тоналиты, 9 — трондшмиты, 10 — оливиновые гвайиты, 11 — гвайиты, 12 — нефелиновые фоновиты. Анализ выполнен в лаборатории физико-химических методов ИМГиГ. Аналитики: Л. Г. Воронова, А. Н. Слащева, Н. Е. Нефедова, Л. В. Шарейка, Э. В. Гранник, Л. Г. Пинчук. $Kф = \frac{(FeO + Fe_2O_3 + MgO) \cdot 100}{(FeO + Fe_2O_3 + MgO) + Al_2O_3}$; $f' = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2}$; в знаменателе — средние значения, в числителе — стандартные отклонения. Все образцы взяты в р-не Восточно-Сахалинских гор.

чем в породах субщелочной серии, а нормативный биотит в них встречается довольно редко.

Степень окисления железа (Ox^0) в рассматриваемых сериях пород достаточно хорошо коррелируется с фуггитивностью кислорода, присущей расплавам с различной щелочностью. Значения ее минимальные в толеитовых и максимальные в субщелочных и щелочных породах.

Наиболее характерными особенностями химизма, присущими всем сериям тылового прогиба, являются устойчивая высокая железистость основных и большей части средних пород и значительные вариации в содержаниях остальных петрогенных окислов: титана, алюминия, магния, кальция, натрия, калия, марганца и фосфора (табл. 2) [11].

Основные и средние породы толеитовой и субщелочной серий по значениям петрохимических коэффициентов относятся к мезократовым и меланократовым, умеренноглиноземистым, редко низкоглиноземистым породам, принадлежащим по характеру щелочности к натриевой и калиевонатриевой сериям. Основные и средние породы щелочной серии являются меланократовыми, мезократовыми, исключительно редко лейкократовыми, низко-, умеренно и высокоглиноземистыми, относящимися к калиевонатриевой, реже натриевой или калиевой сериям. Кислые породы толеитовой серии — лейкократовые высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые, принадлежат, в подавляющем большинстве случаев, к натриевой серии. Кислые породы субщелочной и щелочной серии также являются лейкократовыми и весьма высокоглиноземистыми, но принадлежат к калиевой серии.

На основной классификации диаграмме «кремнезем — щелочи» (см. рис. 4) отчетливо проявлен бимодальный характер дифференциации рассматриваемых серий. Судя по расположению виртуальных точек составов пород, базальтовые магмы всех трех серий дифференцировались в двух направлениях: в одном — до ультраосновных пород, в другом — до андезитобазальтов и диоритов. Толеитовая андезитодацитовая магма дифференцировалась также в двух направлениях: до диоритов и до риолитов и гранитов. Отчетливо проявлена на этой диаграмме также и самостоятельность субщелочной и щелочной кислых магм. На диаграмме «кремнезем — окись калия» [11] отчетливо видно, что каждая из серий образует по два тренда дифференциации в области низких, а также средних и высоких концентраций окиси калия.

На диаграмме AFM (рис. 5) рассматриваемые серии образуют сходные тренды дифференциации, при этом щелочная ветвь толеитовой и полностью тренды субщелочной и щелочной

Среднее содержание микроэлементов в магматических породах вулканической дуги, в г/т

Элементы	Серии													
	Известково-щелочная						Субщелочная						Щелочная	
	1	2	3	4	5	6	7	8	8	9	10	11	12	13
Li	$\frac{8,9-31}{22}$	8	8,9	27	8,9	$\frac{7,6-27}{17,2}$	8,6	$\frac{6,5-8}{7,2}$	8,2	$\frac{11-16}{13,5}$	$\frac{3,6-6}{5,2}$	$\frac{5,7-6,6}{6,2}$	10	13
Rb	$\frac{0-14}{4,7}$	25	37	54	42	$\frac{34-38}{30,7}$	54	$\frac{25-27}{26}$	57	$\frac{39-48}{42,8}$	$\frac{41-79}{54,5}$	$\frac{33-110}{71,5}$	55	55
Sr	$\frac{160-450}{277}$	900	260	450	450	$\frac{220-700}{386,7}$	520	$\frac{360-900}{620}$	800	$\frac{90-220}{132,5}$	$\frac{100-350}{227,5}$	$\frac{250-330}{290}$	80	80
Ba	$\frac{350-1000}{583,3}$	2100	700	1300	900	$\frac{300-500}{416,7}$	720	$\frac{500-2100}{1133,3}$	1400	$\frac{610-1400}{977,5}$	$\frac{550-1300}{812,5}$	$\frac{1000-1700}{1350}$	380	380
V	$\frac{170-230}{200}$	260	150	12	110	$\frac{130-250}{196,7}$	260	$\frac{120-260}{170}$	230	$\frac{15-50}{31}$	$\frac{27-220}{121,8}$	$\frac{140-220}{180}$	15	15
Sc	$\frac{13-25}{17,7}$	10	20	14	10	$\frac{13-38}{25}$	12	$\frac{10-14}{12}$	13	$\frac{5-8}{6,2}$	$\frac{4-7}{5,8}$	$\frac{5-8}{6,5}$	6	6
Cr	$\frac{6-82}{52,7}$	35	9	5	10	$\frac{5-80}{43}$	8	$\frac{5-35}{15,3}$	9	$\frac{5-8}{6,5}$	$\frac{5-10}{8}$	$\frac{6-9}{7,5}$	5	5
Co	$\frac{13-22}{18}$	15	13	3	7	$\frac{11-14}{12,7}$	10	$\frac{10-15}{13}$	12	$\frac{3-3}{3}$	$\frac{3-3}{3}$	$\frac{3-5}{4}$	3	3
Ni	$\frac{14-32}{23,7}$	12	8	5	5	$\frac{5-22}{12,7}$	8	$\frac{5-50}{22,3}$	5	$\frac{5-5}{5}$	$\frac{5-7}{5,5}$	$\frac{5-8}{6,5}$	5	5

Ga	$\frac{14-17}{15,3}$	45	17	15	13	$\frac{16-16}{16}$	17	$\frac{15-16}{15,3}$	18	$\frac{17-19}{17,5}$	$\frac{14-18}{16}$	$\frac{15-16}{15,5}$	18
Y	$\frac{11-31}{23,3}$	40	10	30	10	$\frac{10-34}{21,3}$	20	$\frac{10-11}{10,3}$	40	$\frac{25-40}{35}$	$\frac{20-40}{28,8}$	$\frac{15-42}{28,5}$	30
Zr	$\frac{80-130}{106,7}$	80	160	140	80	$\frac{80-140}{113,3}$	90	$\frac{80-110}{90}$	90	$\frac{90-150}{125}$	$\frac{140-180}{155}$	$\frac{140-150}{145}$	150
Nb	$\frac{14-14}{14}$	14	14	14	14	$\frac{0,2-14}{9,4}$	14	$\frac{14-14}{14}$	14	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{14-14}{14}$	14
Ta	$\frac{0,7-0,7}{0,7}$	0,7	0,7	0,7	0,7	$\frac{0,7-0,9}{0,8}$	0,7	$\frac{0,7-0,7}{0,7}$	0,7	$\frac{0,7-1,3}{0,8}$	$\frac{0,7-0,7}{0,7}$	$\frac{0,7-0,7}{0,7}$	0,7
La	—	—	—	—	—	$\frac{0-29}{9,7}$	—	—	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	$\frac{90-130}{110}$	90	140	160	70	$\frac{100-140}{123,3}$	180	$\frac{90-140}{116,7}$	220	$\frac{200-270}{245}$	$\frac{190-240}{22,5}$	$\frac{220-230}{225}$	240
Ba/Sr	2,1	2,3	2,7	2,9	2,0	1,08	1,4	1,8	1,8	7,4	3,6	4,6	4,8
Rb/Sr	0,02	0,03	0,14	0,12	0,09	0,08	0,10	0,08	0,07	0,32	0,24	0,25	0,69
n	3	1	1	1	1	3	1	3	1	4	4	2	1

Примечание. Названия пород см. в табл. 1. Анализы выполнены в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. Исполнители: Г. Карасва, Л. Бусахина, Л. Чижикова, Л. Малинина, В. Стрункина, С. К. Шпина, Т. И. Цепская, Л. И. Погарельцева, М. Ф. Ролькина, Т. В. Долинова, Т. Ф. Федосова. Воспроизводимость количественных определений: Cr, Ni — 5 г/т, V, Co, Sc — 3 г/т; Ga — 1 г/т; Li — 0,5 г/т; Ta — 0,8 г/т; Y, TR₂O₃ — 10 г/т; Zr, Nb — 20 г/т; Ba, Sr, La — 30 г/т. Над чертой — пределы содержания, под чертой — среднее.

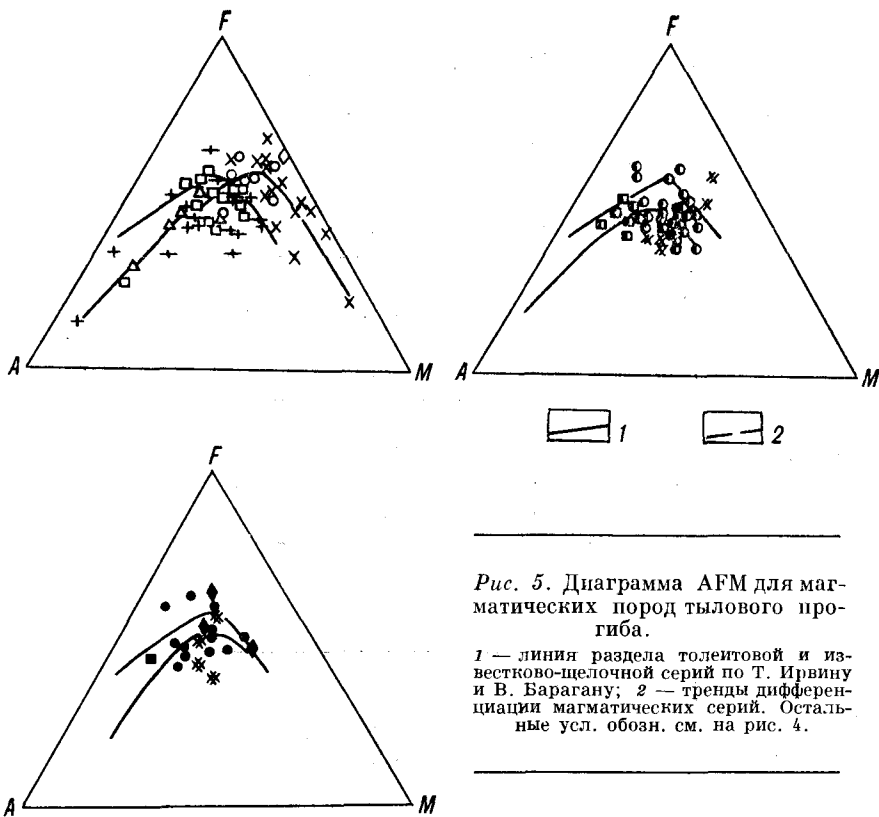


Рис. 5. Диаграмма AFM для магматических пород тылового прогиба.

1 — линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Ирвину и В. Барагану; 2 — тренды дифференциации магматических серий. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

серий располагаются ниже линии раздела толеитовых и известково-щелочных серий (по Т. Ирвину и В. Барагану). В этом, на наш взгляд, проявляется своеобразный характер рассматриваемой ассоциации, обладающей типичным феннеровским трендом дифференциации, который реализуется в значительной части в области известково-щелочных пород.

Геологические критерии, подтверждающие тектоническую природу рассматриваемых образований, приведены в работах автора [8, 10, 11]. Ниже мы остановимся на некоторых петрогеохимических данных, свидетельствующих о достоверности сделанных ранее выводов.

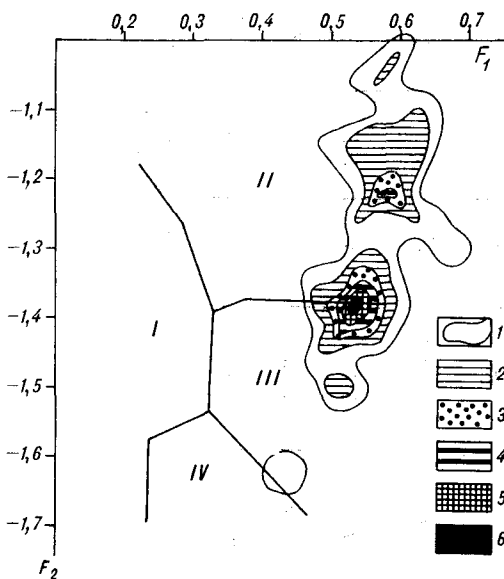


Рис. 6. Диаграмма Дж. Пирса [27] составов магматических пород вулканической дуги.

Значения факторов: $F_1 = 0,0088\text{SiO}_2 - 0,0774\text{TiO}_2 + 0,0102\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,0066\text{FeO} - 0,0017\text{MgO} - 0,0143\text{CaO} - 0,0155\text{Na}_2\text{O} - 0,0007\text{K}_2\text{O}$; $F_2 = -0,0137\text{SiO}_2 - 0,0185\text{TiO}_2 - 0,0129\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,0134\text{FeO} - 0,03\text{MgO} - 0,204\text{CaO} - 0,0481\text{Na}_2\text{O} + 0,0715\text{K}_2\text{O}$.

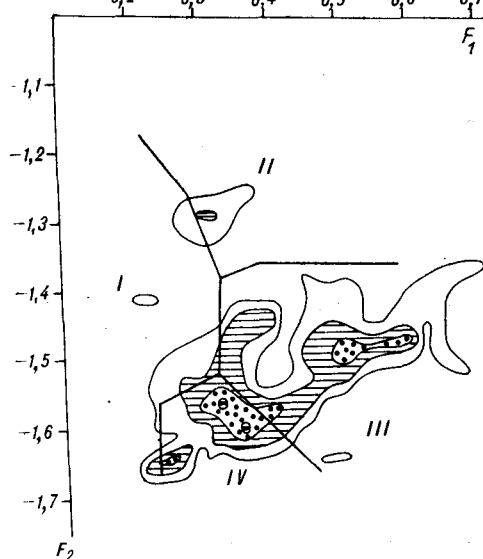
Поля составов: I — внутриплитовых базальтов (континентальные и океанические островные базальты), II — шононитов, III — островодужных базальтов (известково-щелочных и низкокальциевых), IV — базальтов океанического дна и задуговых бассейнов. Оконтуры точек в единичном квадрате: 1 — от 2 % до 4 %; 2 — от 4 % до 6 %; 3 — от 6 % до 8 %; 4 — от 8 % до 10 %; 5 — от 10 % до 12 %; 6 — от 12 % до 14 %.

Элемент	Серии											
	Толитовая									Субщелочная		Ще- лочная
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	22	9,3	2,2	6,3	2,2	9,1	6,0	4,5	$\frac{2,8-3,6}{3,2}$	47	$\frac{13-16}{14,5}$	25
Rb	38	14	—	—	—	12	14	—	$\frac{0-8}{4}$	26	$\frac{9-14}{11,5}$	20
Sr	370	620	370	200	220	810	190	110	$\frac{170-210}{190}$	560	$\frac{350-480}{415}$	700
Ba	500	160	600	90	30	1500	200	160	$\frac{60-200}{130}$	400	$\frac{160-250}{205}$	300
Sc	22	3	12	34	46	35	46	19	$\frac{3-16}{9,5}$	23	$\frac{12-12}{12}$	11
V	110	40	400	200	480	300	200	120	$\frac{24-150}{87}$	140	$\frac{70-100}{88}$	100
Cr	47	9	50	5	62	9	230	25	$\frac{9-30}{19,5}$	66	$\frac{55-74}{64,5}$	60
Co	16	3	130	36	170	18	40	24	$\frac{3-22}{12,5}$	38	$\frac{9-13}{11}$	22
Ni	34	14	50	46	44	12	46	20	$\frac{5-12}{8,5}$	70	$\frac{41-50}{45,5}$	67
Ga	13	15	16	16	15	17	11	10	$\frac{11-14}{12,5}$	15	$\frac{13-14}{13,5}$	13
Y	34	15	10	10	11	28	20	10	$\frac{10-10}{10}$	38	$\frac{10-11}{10,5}$	10
Zr	210	370	110	20	20	60	40	50	$\frac{20-30}{25}$	170	$\frac{110-220}{165}$	220
Nb	14	53	14	14	14	14	14	14	$\frac{14-14}{14}$	21	$\frac{21-28}{24,5}$	21
Ta	1,1	2,9	6,5	0,7	6,5	7,4	6,5	6,5	$\frac{0,7-6,5}{3,6}$	1,5	$\frac{2,3-2,3}{2,3}$	2,1
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	240	400	50	120	40	140	90	50	$\frac{30-40}{35}$	260	$\frac{200-210}{205}$	210
Ba/Sr	1,35	0,26	1,62	0,45	0,14	1,85	1,05	1,45	0,68	0,71	0,71	0,43
Rb/Sr	0,10	0,02	—	—	—	0,01	0,07	—	0,02	0,04	0,03	0,02
n	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	1

Примечание. Названия пород см. в табл. 2, остальные примечания — в табл. 3.

0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7

Рис. 7. Диаграмма Дж. Пирса [27] составов магматических пород тылового прогиба. Усл. обозн. см. на рис. 6.



на рис. 7). В этом, на наш взгляд, проявлен присущий магматическим породам тыловых прогибов промежуточный между океаническим и островодужным петрохимический состав. Необходимо отметить, что аналогичные особенности петрохимического состава были установлены ранее и для окраинно-морских образований Тонино-Анивского полуострова [12].

Содержание микроэлементов в магматических породах вулканической дуги и тылового прогиба приведены в табл. 3 и 4. Рассмотрение индикаторных корреляционных отношений между микроэлементами (рис. 8) позволяет выявить геохимические критерии, подтверждающие тектоническую позицию магматических пород. На геохимических диаграммах K/Ti , Zr/Ti , Cr/Ti , Co/Ni , V/Cr составы пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской вулканической дуги тяготеют к трендам или полям, характерным для современных островных дуг [14]. Составы пород Сахалинского тылового прогиба (окраинного моря) на диаграммах K/Ti , Zr/Ti располагаются вдоль трендов продуктов магматизма континентальных рифтов и платформенных областей. Кроме того, на диаграмме Sr/Ba видно, что в большинстве магматических пород рассматриваемой палеоостроводужной системы эти элементы содержатся в количествах, значительно превышающих их концентрации в современных островодужных и океанических породах, что весьма характерно лишь для пород континентального типа [14 и др.].

В заключение отметим, что проведенные исследования петрогеохимических особенностей ранее выявленных островодужных и окраинно-морских позднемезозойских магматических комплексов показали, что магматические породы Восточно-Сахалинской позднемезозойской вулканической дуги представлены тремя дифференцированными сериями с резким преобладанием в каждой из них пород среднего состава. На петрогеохимических диаграммах фигуративные точки рассматриваемых пород тяготеют к полям или трендам, характерным для современных дуг. Магматические образования Сахалинского тылового прогиба (окраинного моря) образуют также три серии с бимодальным распределением составов в толеитовой и преобладанием основных пород в щелочной и субщелочной сериях. На петрогеохимических диаграммах составы пород тылового прогиба концентрируются внутри полей, характерных для базальтов океанического дна, задуговых бассейнов и островных дуг или располагаются вдоль трендов продуктов магматизма континентальных рифтов и платформенных областей. Установленные особенности модального, нормативного, химического состава охарактеризованных магматических пород подтверждают вывод о их принадлежности к континентальному типу.

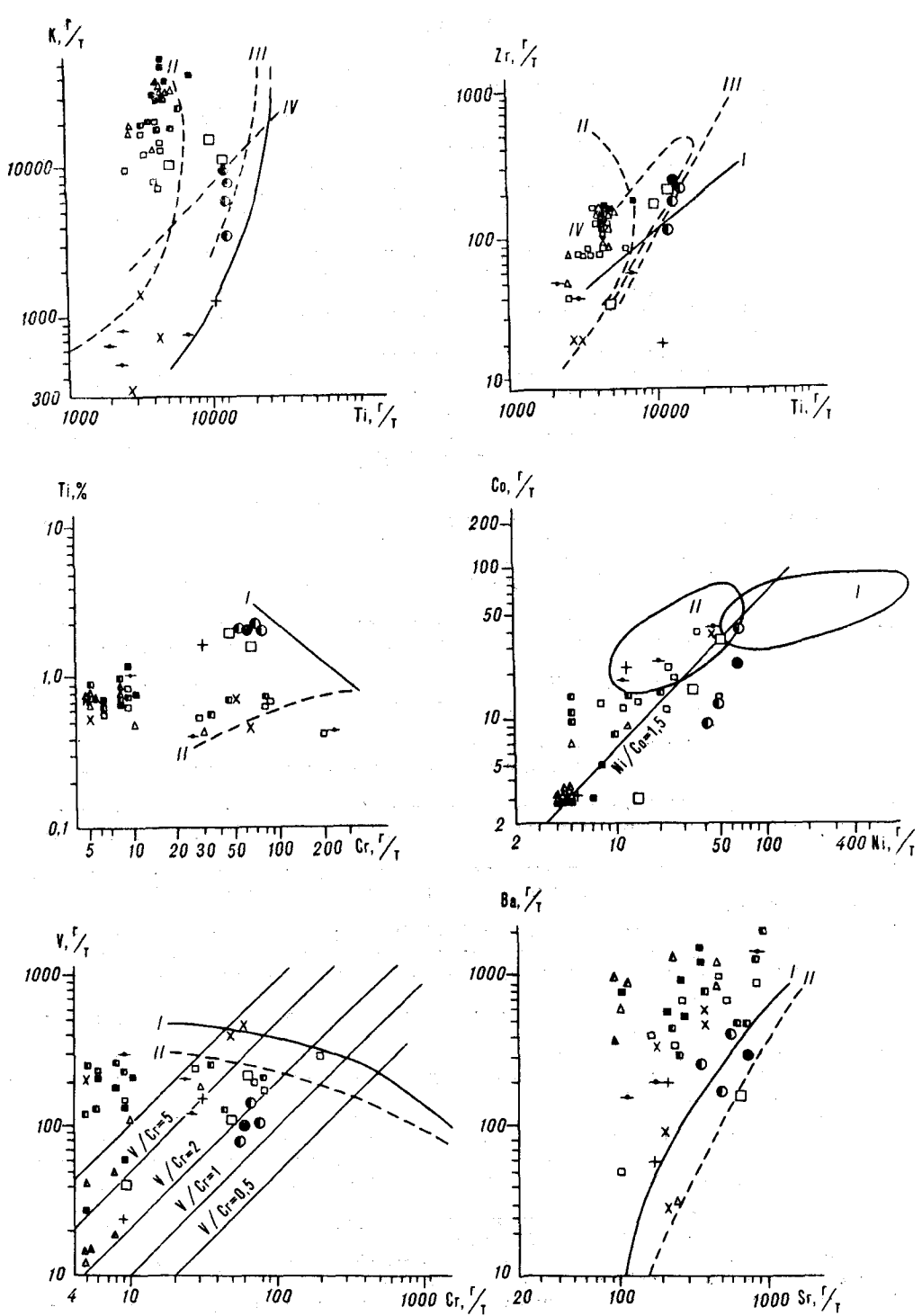


Рис. 8. Индикаторные корреляционные отношения микроэлементов для магматических пород вулканической дуги и тылового прогиба.

I—IV — тренд или поле составов пород: I — океанов, II — островных дуг, III — континентальных рифтов, IV — платформенных областей. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Условными знаками большего размера показаны составы магматических пород тылового прогиба.

1. Авдейко Г. Н., Бабанский А. Д., Богатиков О. А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.— М.: Наука, 1987.
2. Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг.— М.: Наука, 1988.
3. Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология.— 1976.— № 6.— С. 12—31.
4. Гранник В. М. Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1973.
5. Гранник В. М. Вулканизм и основные стадии развития Восточно-Сахалинской эвгеосинклинали // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов.— Владивосток, 1976.— С. 169—171.
6. Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор.— М.: Наука, 1978.
7. Гранник В. М. К истории геологического развития северо-западной части Тихого океана // Геология Тихого океана. Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. I.— Владивосток, 1987.— С. 32.
8. Гранник В. М. Фрагменты позднемезозойской островодужной системы в складчато-блоковой структуре Сахалина // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления: Тез. докл. Ч. II.— Благовещенск, 1988.— С. 14—15.
9. Гранник В. М., Красный М. Л., Пискунов Б. Н. Позднемезозойские и кайнозойские вулканические дуги Охотоморского региона // Тез. докл. междунар. симпозиума «Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики» Т. I.— Хабаровск, 1989.— С. 26—27.
10. Гранник В. М., Сергеев К. Ф. Тектоническое развитие Сахалина в мезозое // Там же.— С. 27—28.
11. Гранник В. М. Петрохимическая характеристика магматических комплексов Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы.— Южно-Сахалинск, 1990.
12. Гранник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н. Петрохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 3.— С. 78—89.
13. Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
14. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
15. Меланголина Е. Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношения структур океана и континентальной окраины.— М.: Наука, 1988. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
16. Мишаков Г. С. О скорости накопления осадков в Северо-Сахалинском седиментационном бассейне // Новые данные по нефтегазовой геологии.— Владивосток, 1981.— С. 16—21.
17. Мишаков Г. С., Ерохов В. Ф., Шилова В. Н. Новые данные по геологии донеогеновых образований Северного Сахалина по результатам глубинного бурения // Геологическое строение острова Сахалин.— Южно-Сахалинск, 1969.— С. 127—134. (Тр. СахКНИИ; Вып. 21).
18. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
19. Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1983. № 6.— С. 30—45.
20. Разнищев Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана.— М.: Наука, 1982. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
21. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: метод пересчета с дополнениями В. Готтини, У. Хьюреса, Г. Пихлера, Р. Стенгелина.— М.: Мир, 1975.
22. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое.— М.: Наука, 1986. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
23. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 40—44.
24. Рождественский В. С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 3.— С. 62—71.
25. Старожилов В. Т. Структурно-тектоническое районирование Пионерско-Шельтинской зоны Восточно-Сахалинских гор о. Сахалин // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 3.— С. 90—96.
26. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Гречин В. И. и др. Геосинклинали и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика).— М.: Наука, 1984. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
27. Pearce J. A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts // J. Petrol.— 1976.— V. 17, N 1.— P. 15—43.

УДК 553.068.5

*Н. А. Шило, И. П. Карташов, Н. Г. Патык-Кара, Ю. В. Шумилов***ТЕОРИЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ***(статья 2)*

Настоящая статья продолжает изложение теории перигляциального россыпееобразования, основы которой разработаны авторами на примере россыпей провинций и районов Северной и Северо-Восточной Азии (Тихоокеанская геология, 1991, № 5). Рассмотрены тектоногеоморфологические и литогенетические аспекты россыпееобразования, их место в теории.

**ТЕКТОНОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕОРИИ
РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ**

Исходные металлогенетические особенности питающих провинций и россыпееобразующие свойства коренных источников, принадлежащих к той или иной формации, реализуются при образовании россыпей с момента вскрытия оруденения в ходе сложного взаимодействия факторов, определяющих структурную, геоморфологическую, палеогеографическую и литогенетическую обстановку россыпееобразования. В их числе важнейшую роль играет тектоногеоморфологическая эволюция россыпей [45], т. е. совокупность процессов, отражающих локализацию россыпееобразующего оруденения вблизи поверхности, режим эрозионно-денудационного среза, развитие и строение долин и других форм-коллекторов, определяющих морфогенетические типы россыпей и их продуктивность и, наконец, общие закономерности размещения россыпей в структурах земной поверхности.

Необходимость совершенствования этого раздела теории была определена тем, что составляющие основу теоретической базы предшествующего этапа воззрения Ю. А. Билибина опирались главным образом на схему развития рельефа В. Дэвиса и его учение об «эрозионных или географических циклах... в развитии всего рельефа горной страны — от пенеплена через горную страну опять к пенеплену» [1, с. 148]. Применительно к модели россыпееобразования эта трактовка эрозионных циклов была еще более сужена: «Говоря в дальнейшем об эрозионных циклах, мы будем понимать под ними не географические циклы Дэвиса, а лишь циклы в развитии речных долин» [1, с. 149].

Методические ограничения подобного подхода были очевидны: во-первых, все разнообразие геоморфологических типов россыпей привязывалось к единственной, причем условной, схеме развития рельефа, а, во-вторых, стадийность россыпееобразующего процесса ограничивалась цикличностью развития речной долины, которая должна была зависеть от циклов развития всей горной страны. Такое теоретическое обоснование геоморфологической обусловленности россыпееобразования и стало непреложным принципом при поисках россыпей золота до середины 50-х гг., когда обнаружилось, что оно во многом тормозило поисково-разведочные работы. Возникла необходимость радикального пересмотра исходных геоморфологических представлений, а точнее — задача создания тектоногеоморфологических основ россыпееобразования, актуальность решения которой для Северо-Востока СССР — главной россыпной провинции золота и олова страны — была особенно очевидна. Это потребовало:

выйти за рамки речной долины и увязать процесс россыпеобразования с эволюцией территорий в целом;

исследовать пространственно-генетические связи рельефообразующих процессов с вскрывающимися в ходе денудации рудными источниками и комплексами рыхлых отложений;

исследовать этапность развития рельефа и количественно оценить соотношение эндо- и экзогенных факторов россыпеобразования по этапам развития;

выявить пространственно-временные связи россыпеобразования с рельефом и морфоструктурой на уровне россыпного месторождения, рудо-россыпного узла, района и провинции.

Первые проблема пространственного соотношения коренного источника и россыпи со всей остротой встала при анализе таких крупнейших долинных россыпей Яно-Колымского золотоносного пояса, как Омчак, Чай-Юрья, Малый Ат-Юрях и другие. Для большинства из них не были обнаружены адекватные размерам и продуктивности коренные источники, которые, согласно схеме Ю. А. Билибина, должны были находиться на прилегающих междуречьях и склонах долин. Из «отсутствия» коренных источников неизбежно напрашивался вывод о глубоком эрозионном срезе территории, в ходе которого россыпеобразующее оруденение было полностью уничтожено.

Анализ научных материалов показал, что высокая продуктивность протяженных аллювиальных россыпей объясняется приуроченностью заключающих их участков речных долин к крупным рудоконтролирующим структурам, чем определяется возможность непосредственной подпитки россыпи в днище долины, минуя склоновую стадию. Нетрудно понять, что этот факт особо повышает роль «долинного элювия», составляющего характерную черту строения рыхлых отложений перигляциальных областей. Для россыпей Яно-Колымского пояса подтвердилось полузабытое наблюдение Р. Ф. Нифонтова [23]: богатые россыпи золота располагаются там, где долины проходят в д о л ь площади оруденения.

Упрощенный подход при анализе коренных источников довольно долго определял и методику поисков, и оценки оловоносных россыпей, приводил к неоправданному затратам на поиски коренных месторождений олова в районах с установленными богатыми россыпями.

Анализ пространственно-временных отношений в системе коренной источник — россыпь выявил многовариантность существующих связей между их продуктивностью и запасами, которые базируются как на исходных свойствах самих рудных формаций, так и на особенностях эволюции поверхности. В 70-х гг. скрупулезный анализ этой проблемы был выполнен Ю. Н. Трушковым, а впоследствии его учениками [8, 34, 37].

Авторами настоящей работы установлено, что продуктивность россыпей при прочих равных условиях, в том числе при сходстве источника питания, зависит от:

положения коренного источника в определенном ярусе рельефа, в частности, в той или иной части склонов;

взаимной ориентировки долин (береговых линий) и рудных залежей; степени площадного совмещения рудного поля и бассейна питания россыпи (например, выраженной через коэффициент локальности Г. С. Момджи), вертикального совмещения рудоносного интервала и эрозионного среза;

общей направленности развития рельефа (наращивание контрастности — прогрессивное обновление экспозиции, планация — распространение среза коренных источников по площади, аккумуляция — захоронение ранее вскрытых коренных источников);

наличия крупных этапов перестройки структурного плана территории, вызывающих частичное или полное «изъятие» рудоносных формаций из сферы россыпеобразования и(или) повторное вовлечение их и сформированных за их счет промежуточных коллекторов в сферу россыпеобразования;

местных условий обновления экспозиции, особенностей строения и развития форм-коллекторов россыпей.

Отраженная зональность россыпей. Динамика пространственно-временных соотношений источника и формы коллектора обуславливает различные случаи упорядоченного распределения минеральных парагенезисов россыпей или явление отраженной зональности россыпей (ОЗР), представление о которой было введено Н. Г. Патык-Кара [24, 27]. В качестве признаков ОЗР россыпей могут выступать ассоциации россыпеобразующих минералов, а также сопутствующих им минералов жильного парагенезиса, типоморфные свойства минералов (соотношения элементов-примесей, габитус, пробность, крупность выделений) и, наконец, продуктивность россыпей различного возраста и геоморфологических уровней.

Наиболее полно ОЗР (как вертикальная, так и латеральная) прослеживается в случае развитой рудной зональности исходного источника питания и зафиксированной в рельефе и металлоносных отложениях этапности формирования россыпи. Она, как правило, весьма отчетлива в оловоносных россыпях, где проявляется через типоморфизм самого касситерита или его соотношения с другими полезными компонентами (например, через Sn/WO_3), а также в россыпях, образованных за счет телескопированных коренных источников, например, золотовольфрамово-оловянных и т. д.).

Различные случаи ОЗР в россыпях достаточно надежно моделируются с помощью имитационных численных моделей [18], позволяющих проследить пространственно-временные изменения в системе коренной источник — россыпь, влияющие на продуктивность россыпей. ОЗР позволяет восстанавливать относительный уровень среза коренного источника, последовательность вскрытия отдельных его частей и горизонтов, влияние неотектонического фактора, режим врезания и аккумуляции в долине (береговой зоне). Она — важный признак при прогнозировании глубоких пластов россыпей, а также при оценке перспектив самого коренного источника.

Проблема денудационного среза. Ю. А. Билибин, впервые обративший внимание на металлогеническую роль эрозионно-денудационного среза, подчеркивал, что значение последнего для прогнозирования эндогенного оруденения велико постольку, поскольку он определяет, какие месторождения выведены на поверхность, какие еще находятся на глубине, а какие полностью уничтожены эрозией.

Авторы предлагаемой концепции обратили внимание на то, что применительно к россыпям денудационный срез должен рассматриваться и как фактор, определяющий условия поступления рудного вещества из коренных источников в россыпи и тем самым позволяющий восстанавливать историю формирования россыпей и изменения их продуктивности во времени.

Если для прогнозирования эндогенного оруденения значение имеет суммарный пострудный срез, указывающий, сколько руды осталось в недрах, то для россыпей он представляется менее существенным, поскольку лишь позволяет оценить относительное время вступления коренного источника в сферу денудации. Непосредственное же значение для россыпеобразования приобретает срез с начального момента выведения на палеоповрхность источников россыпеобразующей формации, который определяется как срез коренных источников. Характерно, что для большинства территорий, за исключением площадей с молодым кайнозойским оруденением, продолжительность экспонирования коренных источников во много раз превышает временной интервал образования сохранившихся металлоносных осадков. Суммарный срез коренных источников характеризует вероятный объем полезного компонента, который, однажды вступив в сферу денудационных процессов, подвергался многократному переотложению по латерали и на более низкие гипсометрические уровни. В соответствии с двумя главными тенденциями, действующими в россыпеобразовании — рассеянием и концентрацией по-

лезного компонента [2, 7, 15, 22, 38] и с учетом различий $K_{г\gamma}$ и миграционной способности россышеобразующих минералов [46] — роль суммарного среза коренных источников неоднзначна. Для россыпей, образованных минералами, способными накапливаться в россыпях дальнего переноса (аллохтонных), он играет роль фактора; непосредственно работающего на формирование россыпей. По отношению к россыпям ближнего сноса, например, оловянных, большая часть этого среза, особенно при длительном разрыве во времени между выведением коренных источников на поверхность и образованием россыпей, по существу, характеризует долю полезного компонента, рассеянного и удаленного из сферы россышеобразования. Иную роль играет срез, синхронный образованию форм-коллекторов, который представляет собой полезный эродирuemый объем, доказательством чему служит установленная статистически отчетливая корреляционная связь между продуктивностью оловоносных россыпей и этим объемом, выраженным через показатели пространственного соотношения оруденения и долин [4, 25, 26].

В этой трактовке денудационный срез приобретает гораздо большую смысловую нагрузку, нежели в его более узком, традиционном металлогеническом смысле, поскольку он включает в себя такие аспекты, как последовательность, стадийность и неравномерность развития среза в отдельные этапы пострудного развития территории, палеогеоморфологические условия, в которых происходило вскрытие оруденения, и динамику пространственного соотношения коренных источников с формами-коллекторами россыпей. Последний аспект получил развитие в совместных работах В. И. Кленова и Н. Г. Патык-Кара по применению компьютерных моделей развития долин для оценки отраженной рудной зональности и продуктивности россыпей [18].

Генезис россыпей как функция рельефообразующих процессов. Единый ряд экзогенных форм и коррелятных им отложений и россыпей начинают элювиальные и склоновые образования, а замыкают прибрежные и литоральные россыпи. Сюда же можно отнести техногенные россыпи, созданные деятельностью человека [12, 46 и др.]. Исследование генезиса россыпей как одного из проявлений рельефообразующего процесса шло через разработку единой генетической схемы, связавшей развитие рельефа и генетические типы отложений — от элювиальных и криогенных до карстовых и золотых — с процессами россышеобразования.

Центральное место в ней занимает положение о динамических стадиях развития долин (инстративной, констративной и перстративной) и двух категориях (функциях) флювиальных процессов (размыв — отложение аллювия, врезание — накопление аллювия) [11, 16, 47, 46].

Стадия врезания (инстративная) наиболее характерна для рек горных стран. На этой стадии формируются русла специфического «инстративного» облика, инстративные поймы и флювиально-абразионные уступы. Для аллювия инстративной динамической стадии характерны преобладание крупного материала (валуны, галька, гравий) над мелким (песок, ил, глина), слабая окатанность и сортированность, малая мощность отложений. Инстративный аллювий является геологически наиболее ранним образованием стадии врезания долины, важнейшей для формирования богатых автохтонных аллювиальных россыпей, образованных наиболее крупными фракциями золота.

Стадия накопления аллювия (констративная) характеризуется тем, что водоток не справляется с переработкой аллювия, выносимого притоками. Активное участие в поставке материала принимают склоновые процессы, продуцирующие пролювиально-солифлюкционные потоки плохо сортированного водонасыщенного материала [11, 13, 14]. В констративном аллювии мелкий материал преобладает над крупным, хотя в некоторых фациальных разностях соотношения могут быть и обратными. Мощность констративных толщ достигает, в зависимости от амплитуды и длительности опускания, десятков и сотен метров.

Для образования плотиковых россыпей золота и олова констративная стадия в целом неблагоприятна, поскольку по мере аккумуляции происходит «растягивание» порций полезного компонента на всю мощность констративной толщи. Вместе с тем, в определенных условиях, например, при постоянстве подпитки россыпи с бортов долины, а также в россыпях, образованных тонкими и мелкими классами полезного компонента, констративные толщи могут заключать весьма значительный суммарный запас олова (все россыпи зон тектонических уступов) или золота (пример: Куранахская россыпь золота в Якутии).

Стадия динамического равновесия (перстративная) сменяет либо стадию врезания, либо стадию накопления аллювия. Формирующиеся в эту стадию перспективные поймы обычно по ширине в 10—20 раз превосходят русла и отличаются следующими морфогенетическими чертами: меандрирующим руслом, постоянными перестройками поверхности пойм с остатками невысоких перстративных террас. При переходе от врезания к равновесию аллювий перстративной стадии дифференцируется на русловую, пойменную и старичную фации, а нижние, не затронутые перемывом, горизонты обособляются в фацию плотикового аллювия. При переходе от аккумуляции к равновесию формируется перстративный аллювий, залегающий непосредственно на констративном. *Плотиковому аллювию* — весьма специфическому образованию перстративной стадии развития долины — принадлежит особая роль в концентрации малоподвижных классов россыпеобразующих минералов [10]. Сформировавшись при переходе от врезания к равновесию, этот горизонт в дальнейшем представляет собой относительно консервативную фацию на контакте коренного ложа реки и вышележащего аллювия и выступает своеобразным «накопителем» ценных минералов. Именно плотиковые россыпи составляют основу запасов золота в аллювиальных россыпях большинства золотоносных районов.

Таким образом, в разные динамические стадии русловой поток выполняет различные россыпеобразующие функции, одновременно создавая неодинаковую морфоскульптуру днищ речных долин, которая позволяет ориентировать поиски на выявление того или иного динамического класса россыпей.

Динамический подход оправдал себя и при анализе других генетических типов россыпей. Баланс материала на склонах определяет важнейшие черты морфологии и строения продуктивного пласта склоновых россыпей, играющих, как известно, значительную роль в распределении запасов и ресурсов золота и олова, особенно при расположении коренных источников на водораздельных пространствах и склонах долин, а также участие этих источников в питании аллювиальных россыпей. Установлено, что на склонах сноса, характеризующихся отрицательным балансом материала, продуктивный пласт смещен к основанию деятельного слоя, на транзитных склонах он существенно растянут по вертикали, а при положительном балансе материала смещен к верхней части разреза склонового чехла. Принципы динамической классификации используются и при анализе литоральных (россыпи абразионных платформ и аккумулятивных пляжей) и эоловых (дефляционные и дефлюированные) россыпи и россыпи аккумулятивного дюнного комплекса) россыпей.

Морфогенетические типы россыпей. Неоднородность развития эрозионно-денудационного среза и многообразие эрозионно-аккумулятивных процессов в речных долинах, в совокупности определяющие условия залегания, возрастной диапазон, морфологию россыпей, не могут рассматриваться вне связи с морфоструктурными и неотектоническими особенностями территории. Концентрированным выражением этих процессов являются морфогенетические типы россыпей — совокупности россыпей определенного генезиса, в строении и геоморфологической позиции которых отражены важнейшие особенности истории их развития [36]. Разработки авторов, касающиеся выделения морфогенетических типов россыпей, существенно развивают представления Ю. А. Билибина,

А. П. Божинского, Ю. П. Казакевич [4, 9, 21 и др.]. Вместе с тем они содержат принципиально новые данные в части морфогенетической классификации погребенных россыпей внутригорных впадин, приморских равнин и зон шельфа, особенно применительно к россыпям олова и вольфрама [3, 5, 29, 30 и др.]. При анализе впадин с различным режимом развития было установлено, что наряду с морфогенетическими типами погребенных россыпей, в целом сходных по строению с близповерхностными россыпями районов денудационного рельефа, во впадинах формируются принципиально отличные по своему строению типы месторождений, каковыми, например, являются россыпи погребенных грабен-долин и россыпи зон тектонических уступов.

Россыпи зон тектонических уступов, впервые описанные в 1976 г. [32], формируются на границе структур с различным режимом развития, например, поднимающегося или опускающегося блоков или при значительном отставании одного из блоков на фоне общего поднятия и, как правило, характеризуются сложным сочетанием генетических и фациальных типов металлоносных отложений (от коры выветривания до прибрежно-морских), значительными перепадами мощностей песков и торфов, повышенными содержаниями полезного компонента и мощностью продуктивного пласта вблизи границы уступа. На основании сопоставления двух известных к тому времени оловоносных россыпей в зонах тектонических уступов было сделано предположение, что число таких месторождений, характеризующихся значительными запасами полезного компонента, будет существенно увеличено. В дальнейшем представление о россыпях зон тектонических уступов как ведущем промышленно-генетическом типе россыпей рифтогенных впадин, приморских равнин и шельфовой зоны развивалось в работах [4, 29]. В настоящее время этот вывод полностью подтвердился — все крупнейшие россыпные месторождения олова Якутии (Тенкели, Кислый-Мамонт, Тирехтах) и шельфа восточно-арктических морей СССР (Чокурдах, Валькумейская, Западная в Северо-Ляховском районе, проявление олова на шельфе вблизи м. Биллингса) относятся к россыпям зон тектонических уступов.

Россыпные формации, закономерности размещения россыпей в структурах земной коры. В пределах конкретного рудно-россыпного узла и района, в зависимости от режима их тектоногеоморфологического развития, приходится иметь дело с закономерными сочетаниями морфогенетических типов россыпей, которые могут использоваться для типизации россыпных площадей на структурно-геоморфологической основе. Эти связанные между собой парагенетические союзы россыпей — россыпные формации — обнаруживают, с одной стороны, связь с осадочными формациями (в понимании Н. С. Шатского), а с другой, являются производными от определенных геоморфологических формаций (в понимании Н. А. Флоренсова и О. В. Кашменской), причем последнее свойство особенно отчетливо проявляется в россыпях ближнего сноса. Это позволило провести типизацию россыпных формаций (РФ) в соответствии с основными тенденциями развития геоморфологической системы [28]: РФ растущих гор, РФ снижающихся гор, РФ пенеплена (денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин), РФ компенсированных впадин (внутри- и периконтинентальных), РФ некомпенсированных впадин. Первые три типа РФ объединяют всю совокупность россыпей, связанных с денудационным рельефом, и включают абсолютное большинство россыпей ближнего сноса — золота, олова, вольфрама, платиноидов, тантала и ниобия и др., два других типа РФ объединяют россыпи, локализованные в осадочном чехле внутриконтинентальных равнин и шельфовой зоны, и включают основную массу комплексных редкометалльно-титановых россыпей, а также россыпи янтаря, отчасти — алмазов.

Основываясь на связи макроформ рельефа с основными структурными элементами земной коры, представляется также возможным рассматривать типизацию россыпей в рамках рядов формаций, отвечающих основ-

ным типам структур земной коры. В этой связи уместна параллель. Как совокупность (парагенезис) рудных формаций отражает ведущие металлогенические различия, свойственные главным типам структур земной коры, так и парагенезисы россыпных формаций в пределах последних служат одним из проявлений свойственного данной структуре стиля геоморфологического развития [28, 49]. Соответственно были выделены и описаны четыре ряда россыпных формаций: геосинклинальный, орогенный эпигеосинклинальный, орогенный эпиплатформенный, платформенный, отличающиеся как по минеральным классам россыпей, так и по набору россыпных формаций (и входящих в их состав морфогенетических типов).

Указанный подход явился естественным развитием тектоногеоморфологических основ россыпеобразования в виде единой концепции структурно-генетических связей тектонических событий, магматизма, коррелирующегося с ним рудогенеза и геоморфологической эволюции территории, разработанной первоначально применительно к золото- и оловоносным провинциям Северо-Востока СССР [45].

Выделение рядов россыпных формаций открыло возможности минералогического подхода в типизации россыпных площадей на металлогенической и структурно-геоморфологической основе. По мнению авторов концепции, предложенный подход позволяет:

проследить эволюцию россыпеобразования на протяжении нескольких этапов тектоногеоморфологического развития с выделением реликтовых (в том числе ископаемых) и наложенных РФ;

вести комплексную оценку полиминеральных и россыпных провинций и районов, выходя за рамки только одного (как это было принято ранее) минерального класса россыпей;

прогнозировать ранее неизвестные для данного района минеральные классы, возрастные группы и морфогенетические типы россыпей.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕРИИ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

Модель россыпеобразования, предложенная Ю. А. Билибиным, опиралась на высказанное в начале 30-х гг. Н. Н. Горностаевым положение о том, что формирование россыпей начинается с полного высвобождения рудного вещества уже в коре химического выветривания, поэтому образование россыпей в условиях холодного климата невозможно*. Рекомендовалось концентрировать поиски россыпей на площадях с развитием «...первых продуктов перемыва (коры выветривания) — „белых“ и „тяжелых“ россыпей и „кавардаков“, так как именно эти образования неизбежно оказываются наиболее богатыми из всех типов россыпных месторождений» [6, с. 134]. Эта мысль развивалась Ю. А. Билибиным, который подчеркивал, что «наибольшая порция металла может быть подготовлена в процессе пенеппенизации местности... В аллювиальную россыпь этот металл поступает лишь после того, как пенеппен будет... расчленен новыми долинами» [1].

Таким образом, из сферы внимания практически полностью выпадали континентальные формации, отвечающие холодным климатическим эпохам. Однако уже в середине 50-х гг. были получены факты, опровергнувшие эту точку зрения. К их числу относятся выявление на Северо-Востоке СССР богатых россыпей в долинах позднеплейстоценового возраста без каких-либо признаков перемыва древних кор выветривания, а также приуроченность максимума продуктивности многих россыпей золота и олова в возрастном отношении к средне- и верхнеплейстоценовым эпохам похолодания и оледенения. Это означало, что активность россыпе-

* Эта концепция полностью справедлива для комплексных россыпей дальнего переноса, формирующихся за счет региональных коренных источников, но не вскрывает всех закономерностей формирования и строения россыпей ближнего сноса — золота, олова и ряда других металлов.

образования не только не снижалась, но и нарастала в эпоху господства криогенных процессов [48]. Анализ этих и ряда других явлений привел к выводу о том, что для целого ряда россыпей и районов, в том числе для главной россыпной провинции страны — Северо-Востока Азии, перигляциальный литогенез явился фоном, определившим особые черты процесса россыпеобразования [41, 43, 47].

Впервые тезис о специфической криогенной модели переноса полезных компонентов в долинах сформулировал Н. А. Шило в 1965—1966 гг. [41], тогда же было высказано мнение, вызвавшее широкую дискуссию, об исключительно благоприятной роли субполярных обстановок для россыпеобразования в целом.

Криогенная деструкция рудного материала. Лабораторные и натурные эксперименты показали, что длительное нахождение руд и горных пород в статически и динамически напряженном состоянии и при отрицательных температурах создает «предразрушение» рудно-кристаллического вещества и его быстрый распад при его попадании в слой знакопеременных температурных колебаний, влечет за собой быстрое высвобождение россыпеобразующих минералов. При определенной размерности полезного компонента уже на ранних стадиях криогенного выветривания достигается весьма высокая степень высвобождения [52], соизмеримая с наблюдаемой при химическом выветривании, с той разницей, что в зоне криолитогенеза она не сопровождается заметным химическим преобразованием россыпеобразующих минералов [57, 58].

Установлено, что для россыпеобразования играет роль оптимальный уровень высвобождения россыпеобразующих минералов, т. е. та его степень, которая обеспечивает наилучшие условия их сохранности и концентрации в россыпях [4]. Для минералов, обладающих низкой миграционной способностью (например, киноварь), высокая степень высвобождения далеко не всегда положительный фактор, поскольку она лишает минерал защитного влияния породы и способствует тем самым его быстрому истиранию; напротив, защитное влияние вмещающей породы способствует формированию аллювиальных россыпей, образованных хрупкими минералами (например, вольфрамитом).

Мобилизация полезного компонента на водоразделах и склонах речных долин происходит под влиянием нарастающего в слое сезонного протаивания измельчения материала с уже ослабленными криогенными процессами связями.

Фактором, усиливающим в криолитозоне связь россыпей в долинах с их коренными источниками и промежуточными коллекторами, служит также высокая скорость поступления склоновых отложений к руслам водотоков, особенно на участках десерпционных и солифлюкционных склонов. По нашим оценкам [55] и расчетам других исследователей, скорость перемещения склоновых масс в типичных условиях криолитозоны золотоносных районов составляет $0,02 \div 10$ м/год. Этим обеспечивается непрерывное поступление продуктивного материала к днищу долины, а также быстрая переработка более древних террасовых уровней в террасоувалы. К специфическим чертам переработки россыпей на склонах и водоразделах следует отнести также суффозионное воздействие. Тип процесса и баланс материала на том или ином участке склона определяют вертикальный разрез склоновых россыпей, а также степень их участия в питании россыпей флювиального ряда. При прочих равных условиях они оказывают существенное влияние на эффективность подпитки россыпей за счет коренных источников, вскрывающихся в бортах долины [31].

Русловой процесс в криолитозоне. Условия перигляциального литогенеза определяют специфику русловых россыпеобразующих процессов. Прекращение стока многих рек практически на 8—9 месяцев, полное промерзание речного ложа к моменту весеннего паводка приводят к тому, что паводковая волна, скатываясь по еще непротаявшему субстрату, производит меньшую работу по транспортировке обломочного материала, чем это позволяли бы уклон водотока и расходы воды в иных условиях.

По этой причине в небольших долинах (III—IV, реже V порядков) развивается мерзлотная агградация отложений и происходит скопление относительно крупнообломочного материала.

Мощные деструкционные процессы развиваются непосредственно на контакте водно-обломочной среды с подстилающими, периодически промерзающими и протаивающими, коренными породами. Русловой процесс как агент физического разрушения пород [60] в условиях криолитозоны усиливает криогенную деструкцию периодически протаивающих пород речного днища. В итоге в речных долинах происходит формирование подземного (долинного) элювия и своеобразного граничного слоя, сочетающего в себе признаки аллювиального и криогенного происхождения. К указанным отложениям приурочен особый вид элювиально-аллювиальных россыпей [53].

Поведение россыпеобразующих минералов в водно-аллювиальной среде. Одно из ключевых понятий геологии россыпей — миграционная способность минералов. В ней отражены главные россыпеобразующие свойства минералов — их гипергенная устойчивость (подверженность химическим и механическим воздействиям), гидравлическая крупность, способ взаимодействия с перемещающей средой (смачиваемость) и др.

Наиболее спорным представлялось поведение россыпеобразующих минералов, например золота, в водно-аллювиальной среде, что нашло отражение в двух крайних точках зрения: золото перемещается в водном потоке вместе со всей массой обломочного материала; золото практически не перемещается, а только переотлагается на более низкие гипсометрические уровни.

Зародившись в конце прошлого века, эта проблема была разрешена лишь в конце 70—80-х гг. в значительной мере после глубокой теоретической проработки обширного фактического материала по Яно-Колымскому поясу [46], последовавшей затем напряженной дискуссии в 60—70-х гг. [2, 20, 33, 39] и лабораторных экспериментальных исследований по перемещению золота и близких к нему по своим гидравлическим свойствам россыпеобразующих минералов в водно-аллювиальной среде [50, 59 и др.].

Было, в частности, установлено, что главными гидрологическими параметрами, характеризующими диапазон наиболее часто встречающихся условий концентрации золота в водно-аллювиальной среде в реках Яно-Колымского пояса, являются максимальные скорости течения в пределах 2,1—3,1 м/с и вертикальная составляющая скорости 0,2—0,28 м/с [54].

Существенно уточнены литологические свойства водно-обломочной среды, в которой происходило накопление золота [56, 57]. В частности, установлено, что в долинах низкого порядка, вследствие грубо неоднородного состава аллювия, не происходит его перемещение в виде сплошного придонного слоя, как это полагал Ю. А. Билибин. Дно водотока, обладающее высокой степенью шероховатости, гасит скорость потока и создает условия для накопления минералов с определенными значениями $K_{г\gamma}$ и с повышенной гидравлической крупностью.

Третья группа факторов, задающих условия россыпеобразования, это гидравлические свойства самих ценных минералов, изученные экспериментально применительно к условиям Северо-Востока [50, 51].

Динамика и параметры водно-аллювиальной среды определяют несколько механизмов концентрации россыпеобразующих минералов [55, 56, 59].

Минералы повышенной плотности — от касситерита и вольфрамита (плотность 7 г/см³, $K_{г\gamma} = 1,65$ и 1,55) до золота и иридийной платины (плотность 15—23 г/см³, $K_{г\gamma} = 1,65$ и 2,17), зерна которых имеют повышенную гидравлическую крупность (от 0,2 до 0,45 м/с и выше), — подчиняются эффекту гравитационной диффузии, который возникает в силу вихревой структуры потока, вибраций обломочного материала на

речном дне, периодического промерзания и протаивания донного аллювия и других факторов, что экспериментально доказано Л. П. Мацуевым, Н. А. Шило, Ю. В. Шумиловым и др. В искусственных средах именно этот механизм концентрации используется в работе обогатительных устройств при добыче россыпного золота и касситерита.

Сегрегационный механизм концентрации реализуется при размещении коренного источника непосредственно в днище долины. Он является одним из ведущих при формировании остаточных аллювиально-элювиальных россыпей, почти полностью совпадающих с контурами первичной рудной залежи, уничтожаемой эрозией.

Миграционно-остаточный механизм концентрации вызывает постепенное обособление и накопление ценных минералов в нижнем слое движущегося аллювия. В отличие от первых двух механизмов концентрации, формирующих преимущественно автохтонные россыпи, миграционно-остаточный формирует россыпи промежуточного типа, обладающие признаками авто- и аллохтонности.

Миграционный механизм концентрации характерен для минералов, обладающих малой гидравлической крупностью, плотностью 4—5 г/см³, но довольно высокими значениями $K_{г\gamma}$. Такие минералы (пъезокварц, алмаз, монацит, рутил и др.) по своим свойствам близки к основной массе аллювиального осадка, поэтому мигрируют по долине вместе с переносимым рекой материалом и лишь в течение длительного времени, в силу повышенной устойчивости, относительно накапливаются в русловой фации аллювия. Таким образом образуются только аллохтонные россыпи.

Россыпеобразующая функция гляциального литогенеза. К началу постановки на Северо-Востоке СССР работ рассматриваемого цикла господствовало представление, что «значительное оледенение горных областей Северо-Востока следует рассматривать как резко отрицательный фактор в развитии россыпных месторождений» [19, с. 151]. Этому выводу способствовали еще более ранние представления, согласно которым «районы, в которых получили большое развитие ледники альпийского типа, в смысле открытия уцелевших древних аллювиальных отложений следует считать совершенно безнадежными» [35, с. 71]. Ю. А. Билибин в 30-х гг. также разделял эти воззрения. Считая, что золотоносные районы подверглись «чрезвычайно широкому и притом неоднократному оледенению» [1, с. 258], он полагал также, что при своем движении «ледник сдирает весь обломочный материал, покрывающий поверхность долины» [1, с. 259]. Поэтому «доледниковая аллювиальная россыпь выпаживается ледником, ... вообще перестает существовать как промышленный объект» [1, с. 269].

К началу 50-х гг. в геологии россыпей утвердилась точка зрения, что оледенения и россыпи являются антагонистичными геологическими явлениями. Только в конце 50-х — начале 60-х гг. [42] на основе детального анализа фактического материала по золотоносным долинам [40, 42, 44] и привлечения теории вязкопластического течения масс был сделан вывод, что «история геолого-разведочных работ на Северо-Востоке вообще и в пределах Яно-Колымского золотоносного пояса, в частности, практически не знает случаев «выпахивания аллювия» в ледниковых долинах, разрушающего действия ледников на аллювиальные металлоносные отложения» [44, с. 41]. «Ошибочные представления о масштабах древних оледенений на Северо-Востоке и преувеличение экзарационной деятельности ледников препятствовали и постановке геолого-поисковых и разведочных работ в ледниковых областях и задерживали открытие перспективных золотоносных районов и их промышленное освоение» [Там же, с. 42].

Этот вывод дал импульс геологическим работам в новом направлении, и уже к 1964—1967 гг. ситуация резко изменилась — на Чукотке и в бассейне Колымы под моренными отложениями мощностью до 100 м и более были выявлены богатейшие россыпи золота [48].

Дальнейшее развитие представление о россыпеобразующей роли гляциального литогенеза получило в работах авторов, относящихся к 70—80-м гг. Было установлено, что эта роль зависит от исходных условий залегания продуктивного аллювия в доледниковой долине и от динамических фаз развития ледников. При этом ледник может выступать в роли поставщика металлоносного материала, за счет которого образуются россыпи, в роли консерванта, сохраняющего россыпь, и лишь очень редко — в роли механического агента, деформирующего россыпь. Новые данные по островам Арктики, где развито современное покровное оледенение (работы ПГО Севморгеология), подтвердили, что россыпи могут формироваться и сохраняться как под самым ледником, так и у его края, т. е. гляциальный литогенез не противоречит возможности россыпеобразования.

Признание факта возникновения обширной криоаридной зоны в эпохи глобального похолодания климата и лессовой природы отложений, слагающих обширные низменные равнины Субарктики, поставило вопрос о сопоставимых с ними по масштабу процессах эоловых денудации — дефляции, которым должны были подвергаться более древние комплексы осадков, в том числе металлоносные осадки иного генезиса. Важная концентрирующая дефляционная деятельность ветра признавалась многими исследователями, в том числе Ю. А. Билибиным, который, однако, не считал возможным называть подобные россыпи дефляционными и полностью относил их к элювиальным [1].

В 1960 г. [17] впервые был поставлен вопрос о целесообразности выделения и специального изучения россыпных концентраций, связанных с дефляционной переработкой металлоносных образований. В 70-х гг. представление о широком развитии дефляционных процессов в эпохи похолодания климата развивалось А. А. Котовым, определившим средний плейстоцен на севере Якутии как «эпоху великого пылеобразования». Впоследствии гипотеза эолового россыпеобразования нашла свое подтверждение в работах коллектива Института геологии ЯФ СО АН СССР (Э. Д. Избеков, Э. В. Никифорова, В. Е. Филиппов), а применительно к ископаемым россыпям и металлоносным конгломератам — в концепции дефляционного россыпеобразования А. А. Котова, И. С. Бредихина, В. Г. Лешкова.

Таким образом, с литогенетических позиций перигляциальное россыпеобразование обладает следующими признаками:

специфическое мерзлотное выветривание с формированием мощных сульфатных зон окисления в мерзлых массивах и продуцированием тонкодисперсного материала, способствующее в общем случае значительному высвобождению россыпеобразующих минералов без существенного их химического изменения;

высокая энергия склоновых процессов, определяющая условия поступления рудного вещества с бортов и более высоких террасовых уровней в днище долины, а также участие слабопереработанных солифлюкционных склоновых масс в составе аллювия перстративной и констративной стадий;

энергичное подрусловое выветривание, повышающее россыпеобразующую роль коренных источников, расположенных непосредственно в днище долин; мерзлотная переработка аллювия, способствующая дополнительному высвобождению значительных порций полезного компонента на флювиальной стадии литогенеза;

возникновение в криоаридных условиях дефляционных концентраций и вторично дефлюированных прослоек и горизонтов металлоносных осадков, подвергшихся дополнительному природному обогащению;

ослабленные в силу ледовитости бассейнов литодинамические процессы в прибрежной зоне, препятствующие образованию комплексных литоральных россыпей дальнего переноса, но благоприятно влияющие на сохранность россыпей ближнего сноса, связанных с локальным коренным источником, которые характерны для минералов, обладающих $K_{гy}$

1,6 и более. Это обстоятельство является одним из факторов, определяющих минерагенический облик шельфовых зон высокоширотных морей, которые, как правило, представляют собой россыпные провинции золото-олово(платино)носных россыпей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей.— М.; Л., 1938.
2. Бондаренко Н. Г. Образование, строение и разведка россыпей.— М.: Недра, 1975.
3. Быховский Л. З., Гурвич С. И., Патык-Кара Н. Г. и др. Условия формирования и перспективы поисков вольфрамовых россыпей в центральной части хр. Полуострова // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.— С. 36—42.
4. Геологические критерии поисков россыпей — М.: Недра, 1981.
5. Геология оловянных россыпей СССР, методы их поисков и оценки/Под. ред. С. Ф. Лугова.— М.: Недра, 1978.
6. Горностаев Н. Н. О некоторых вопросах геоморфологии и происхождения россыпей // Труды треста «Золоторазведка» и института НИИРудзолото. Вып. 6.— М.; Л., 1937.— С. 119—136.
7. Гурвич С. И. Закономерности размещения редкометаллических и оловоносных россыпей.— М.: Недра, 1978.
8. Избеков Э. Д. Образование и эволюция россыпей.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1985.
9. Казакевич Ю. П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота — М.: Недра, 1972.
10. Карташов И. П. О плотиковой фации аллювия // Колыма.— 1958.— № 1.— С. 37—49.
11. Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 9.— С. 77—99.
12. Карташов И. П. Генетическая классификация аллювиальных отложений и связанных с ними россыпей // Геология россыпей.— М.: Наука, 1965.— С. 34—41.
13. Карташов И. П. Оценка влияния геоморфологических условий при поисках аллювиальных россыпей // Разведка и охрана недр.— 1966.— № 9.— С. 14—18.
14. Карташов И. П. Террасоувалы и связанные с ними рыхлые отложения и россыпи // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 160, № 2.— С. 1117—1124.
15. Карташов И. П. Автохтонные и аллохтонные россыпи // Литология и полезн. ископаемые.— 1971.— № 4.— С. 75—81.
16. Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР).— М.: Наука, 1972.
17. Карташов И. П., Шило Н. А. Закономерности размещения россыпей, обусловленные экзогенными процессами // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 304—321.
18. Кленов В. И., Патык-Кара Н. Г. Численное моделирование формирования россыпей и эрозионного среза // Геол. метод. поиск. м-ний метал. полезн. ископ.: Экспресс-информ. ВИЭМСа. Вып. 9.— М., 1986.— С. 1—8.
19. Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР // Тр. ГГУ Главсевморпути. Вып. 30.— М.; Л., 1947.— С. 3—175.
20. Лапин С. С. О понятии «россыпь» и возрасте золотых россыпей // Геология россыпей.— М.: Наука, 1965.— С. 98—102.
21. Методы разведки и подсчета запасов россыпных месторождений полезных ископаемых.— М., 1965. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 65).
22. Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1977.
23. Нифонтов Р. Ф. Геология россыпей // Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото.— 1937.— Вып. 6.— С. 10—21.
24. Патык-Кара Н. Г. Виды и особенности зональности оловянных россыпей // Литология и полезн. ископаемые.— 1976.— № 2.— С. 76—88.
25. Патык-Кара Н. Г. Оценка объема рудного вещества, переведенного в россыпь // Сов. геология.— 1977.— № 8.— С. 134—137.
26. Патык-Кара Н. Г. Методика количественного прогнозирования россыпных месторождений олова // Там же.— 1979.— № 10.— С. 84—92.
27. Патык-Кара Н. Г. Зональность россыпей // Экспресс-информ. ВИЭМС.— 1980.— Вып. 7.
28. Патык-Кара Н. Г. Россыпные формации и их значение для типизации металлоносных площадей // Литология и полезн. ископаемые.— 1980.— № 2.— С. 76—83.
29. Патык-Кара Н. Г., Билибин И. Н., Быховский Л. З. и др. Кайнозойское осадконакопление и условия формирования оловоносных россыпей хр. Полуострова // Там же.— 1971.— № 1.— С. 42—53.
30. Патык-Кара Н. Г., Логинова И. Э. Гравитационная сортировка минеральных зерен как показатель интенсивности денудационных процессов // Там же.— 1973.— № 4.— С. 107—113.
31. Патык-Кара Н. Г., Никонов А. И., Плахт И. Р. Основные черты строения многоарусных оловянных россыпей тектонических впадин // Сов. геология.— 1976.— № 9.— С. 129—133.

32. *Патык-Кара Н. Г., Арманд Н. Н.* Некоторые особенности прогнозирования морфогенетических типов погребенных россыпей олова аккумулятивных равнин // Литология и полезн. ископаемые.— 1979.— № 10.— С. 84—92.
33. *Рожков И. С.* Основные проблемы геологии россыпей золота // Тр. ЦНИГРИ.— 1967.— Вып. 76.— С. 5—21.
34. *Россыпи золота и их связь с коренными месторождениями Якутии.*— Якутск: Кн. изд-во, 1972.
35. *Скорняков П. И., Тупицын Н. В.* Геолого-геоморфологический очерк Охотско-Колымского края // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. I. Геол. и геоморфол. Вып. 10.— М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936.— С. 1—72.
36. *Словарь по геологии россыпей/*Под ред. Н. А. Шило.— М.: Недра, 1985.
37. *Трушков Ю. Н.* Теоретическая связь россыпей с коренными источниками и реконструкция последних (геометрическая модель на простейших примерах) // Россыпи золота и их связь с коренными месторождениями Якутии.— Якутск: Кн. изд-во, 1972.— С. 5—13.
38. *Флеров И. Б., Трофимов В. С.* Типы промышленных концентраций минералов в аллювии в связи с условиями россыпеобразования // Перемещение полезных компонентов в долинах/ЯФ СО АН СССР, Якутск, 1977.— С. 9—16.
39. *Хрипков А. В.* Распределение золота в россыпях Северо-Востока и густота сети поисковой разведки/ОНТИ СНХ.— Магадан, 1958.
40. *Шило Н. А.* О возрасте золотоносных россыпей Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 6.— Магадан, 1949.— С. 7—21.
41. *Шило Н. А.* Формы переноса золота при образовании россыпей // Тр. ВНИИ-1. Геология. Вып. 9.— Магадан, 1955.— С. 15—23.
42. *Шило Н. А.* Древнее оледенение Северо-Востока и его влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса // Тр. ВНИИ-1. Геология.— 1959.— Вып. 44.— С. 149—162.
43. *Шило Н. А.* Роль субполярного климата в образовании и размещении россыпей // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 20—29.
44. *Шило Н. А.* Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования.— Магадан: Изд-во ВНИИ-1, 1961.
45. *Шило Н. А.* Тектоногеоморфологическая эволюция поверхности на Северо-Востоке СССР // Тр. СВКНИИ.— 1967.— Вып. 30.— С. 1—19.
46. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.
47. *Шило Н. А.* Происхождение современных ландшафтов континентального севера // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 1.— С. 3—10.
48. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В.* Новые экспериментальные данные о поведении частиц золота в водной среде // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 195, № 1.— С. 193—196.
49. *Шило Н. А., Орлова З. В., Шумилов Ю. В.* Новые данные для реконструкции ледниково-флювиального рельефа Западной Чукотки по кластическим отложениям // Тр. СВКНИИ.— 1972.— Вып. 44.— С. 173—184.
50. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В.* Механизм поведения золота в процессах формирования россыпей Северо-Востока СССР // Докл. сов. геол. на XXV сессии МГК Минеральные месторождения.— М.: Наука, 1976.— С. 156—168.
51. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В., Спорыхина Л. В.* Физико-химическое выветривание оловянных руд в условиях эксперимента // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 258, № 6.— С. 1432—1435.
52. *Шило Н. А., Патык-Кара Н. Г.* Особенности минерации платформ южного полушария (VIII Совещание по геологии россыпей)/ИГФМ АН УССР.— Киев, 1987.
53. *Шумилов Ю. В.* О выделении элювиально-аллювиального типа россыпей // Колыма.— 1970.— № 11.— С. 40—41.
54. *Шумилов Ю. В.* К вопросу о количественной оценке процессов россыпеобразования // Проблемы геологии россыпей.— Магадан, 1970.— С. 125—133.
55. *Шумилов Ю. В.* Механизм концентрации золота при формировании аллювиальных россыпей // Тр. СВКНИИ.— 1976.— Вып. 69.— С. 209—213.
56. *Шумилов Ю. В.* Физико-географическая среда и современные геологические процессы на Северо-Востоке СССР // Природные ресурсы Северо-Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1976.— С. 46—54.
57. *Шумилов Ю. В.* Физико-химические и литогенетические факторы россыпеобразования.— М.: Наука, 1981.
58. *Шумилов Ю. В.* Континентальный литогенез и россыпеобразование.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986.
59. *Шумилов Ю. В., Шумовский А. Г.* Экспериментальные данные о гидравлической крупности некоторых пилхвых минералов Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 255, № 5.— С. 1174—1176.
60. *Шумилов Ю. В., Воронцов В. Н., Шевченко И. С.* Устройство для изучения процесса транспортировки минералов водным потоком. (Авт. свидет. № 594477). Оф. Бюлл. «Открытия, изобретения ...».— 1978.— № 7.

УДК 551.24+553.061

Г. М. Власов

ЧЕРТЫ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ОТ АРХЕЯ В ФАНОРОЗОЙСКОМ РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ: ПРАКТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Рубеж 1600 млн лет тому назад не разграничивал распространение принципиально различных тектонических структур, как принято считать. Протогеосинклинали зародились еще в архее и получили дальнейшее развитие в фанерозое. Существование зеленокаменных поясов не ограничивалось археем. В протерозое и фанерозое им наследуют рудопродуктивные «зеленые» вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, отмечающие эпохи растяжения земной коры и ранние этапы тектономагматических циклов. Они сохраняют многие особенности архейской металлогении, в том числе широкое распространение золотой минерализации. Это повышает золоторудный потенциал фанерозойских подвижных (складчатых) областей.

Одна из нерешенных проблем докембрия касается степени наследования от архея фанерозойских геологических структур. В частности, неясно, действительно ли столь рудопродуктивные архейские гранит-зеленокаменные пояса * в протерозое внезапно исчезли, не оставив после себя «наследников» — структур, в какой-то степени им родственных?

В данной статье, не претендующей на решение всей проблемы унаследованности фанерозойского развития Земли от архея, рассматривается, в основном, этот вопрос, еще нуждающийся в дальнейших тщательных исследованиях. Необходимость этого диктуется не только научными, но и практическими интересами.

Широко распространены представления о резком изменении стиля тектоники Земли в конце раннего протерозоя, примерно 1600—1650 миллионов лет тому назад. Г. Штилле [27] подразделил по этому рубежу геологическую историю Земли на два периода: протогей (архей — ранний протерозой) и неогей (поздний протерозой — фанерозой). В конце протогей произошла общая кратонизация Земли, установился континентальный режим. Земля, по выражению Г. Штилле, находилась тогда в состоянии мнимой смерти. С позднего протерозоя глобальный тектогенез коренным образом изменился. Начался новый этап деструкции земной коры.

Об исчезновении в протерозое зеленокаменных поясов и связанной с ними рудной минерализации писали многие авторы. По представлениям А. В. Пейве и В. М. Сеницына [18], с начала позднего протерозоя, после резкого скачка в эволюции всех геологических процессов, начался новый период в развитии структуры Земли. В это время впервые появляются геосинклинали и платформы.

Большое значение протерозойскому перелому в истории Земли придают В. Е. Хаин и Н. А. Божко [24]. Как они полагают, за этим рубежом исчезли и уже никогда не появлялись зеленокаменные пояса. В это же время по краям континентов впервые возникли окраинно-континентальные геосинклинали и краевые вулканоплутонические пояса. Наступление нового стиля тектогенеза подчеркнул первым появлением в позднем протерозое островных дуг. Столь значительные перемены В. Е. Хаин

* В последующем эти пояса будут именоваться сокращенно зеленокаменными.

и Н. А. Божко связывают с установлением одноячейстой мантийной конвекции. С этого времени, утверждают они, начинает проявляться тектоника плит.

Контрастность геологических условий архея—раннего протерозоя, с одной стороны, позднего протерозоя и фанерозоя — с другой, очевидна. Однако «сквозное» развитие некоторых типов геологических структур через рубеж раннего и позднего протерозоя, видимо, имело место. Так, Ю. А. Зайцев [13] допускает значительную степень унаследованности рифейских геосинклиналей Казахстано-Тяньшанской складчатой области от раннепротерозойских прогибов. Элементы унаследованности рифейских зеленокаменных поясов от архея — раннего протерозоя отмечаются некоторыми авторами в Байкало-Витимской складчатой области. По Д. В. Рундквисту с соавторами, «рифейские образования Байкало-Патомского региона, так же, как и сходных регионов Восточного Саяна, Енисейского кряжа, Таймыра и Тимана, являются промежуточными между раннедокембрийскими подвижными поясами и фанерозойскими складчатыми системами» [19, с. 166]. Реликты зеленокаменных поясов с унаследованно развивавшимися по ним венд-кембрийскими структурами имеются на Горном Алтае. Рифейские зеленокаменные пояса описаны В. М. Чайкой [25] на Северо-Африканской платформе. Он рассматривает их как недостававшее до последнего времени звено эволюции от раннего докембрия к фанерозою. Типичный зеленокаменный пояс раннепалеозойского возраста имеется в Восточных Альпах [34]. Многие особенности докембрийских зеленокаменных поясов сохранились в триасовой рудоносной толще Сустут в Британской Колумбии [45]. Большие возможности для определения взаимоотношений протерозойских и раннепалеозойских образований предоставляют Аппалачи и продолжающий их к северу рифтовый пояс каледонид. Позднепротерозойские и раннепалеозойские образования (включая девон) там мало отличаются друг от друга, и в рудных зонах они сходны с архейскими зеленокаменными поясами [29].

С. С. Зимин и др. [14] базит-гипербазитовые толщи в архейских зеленокаменных поясах относят к офиолитовому парагенезису и подчеркивают сходство этого парагенезиса в архее и в фанерозое. Эти же авторы сообщают о присутствии ультрабазитовых лав — коматиитов не только в архейских зеленокаменных толщах, как это считалось ранее, но и в палеозойских и мезозойских вулканогенных комплексах. О возможности существования зеленокаменных поясов не только в архее, но и в протерозое и, возможно, в палеозое писали К. Конди [17], Р. В. Хатчинсон [37] и другие авторы.

Проблема возможного существования в фанерозое структур, родственных зеленокаменным поясам, непосредственно сливается с вопросом о влиянии металлогении докембрия на особенности металлогении молодых эпох. Выяснение этого представляет, по мнению А. Д. Щеглова и др. [28], актуальную задачу. Сейчас уже выявляется тенденция связи развития протерозойских и палеозойских палеорифтов с позднеархейскими зеленокаменными трогами [3]. Р. В. Хатчинсон [37] рассматривает золотые месторождения в мощных флишево-граувакковых отложениях протерозоя и палеозоя как особый тип месторождений, наследующих золотое оруденение архейских поясов.

Чтобы выявить возможные аналоги архейских зеленокаменных поясов в более молодых образованиях и проследить их распространение во времени, следует сравнить эти пояса с типовыми фанерозойскими структурами.

Давно привлекло общее внимание сходство развития магматических процессов в докембрийских зеленокаменных поясах и в фанерозойских подвижных (складчатых) областях. Там и там ранние фазы магматизма характеризовались преимущественно толеитовыми базальтами и ультрабазитами (офиолитовая ассоциация). В последующем развивались бимодальный и известково-щелочной магматизм. В заключительные этапы в той или иной степени проявлялся субщелочной и щелочной магматизм.

В верхних частях разрезов часто присутствуют в значительных количествах осадочные, преимущественно граувакково-флишевые породы.

По петрохимическим характеристикам малокальциевые толеитовые базальты зеленокаменных поясов почти тождественны базальтам современных срединно-океанических рифтов. Давно также подмечено сходство известково-щелочных пород архейских зеленокаменных поясов с породами фанерозойских островных дуг. Условия формирования и залегания пород в верхних частях зеленокаменных разрезов характерны для островного магматизма (субаэральные и субаквальные пепловые потоки, следы кальдер, внедрения риолитовых и дацитовых куполов по линейным и кольцевым трещинам и др.). Присутствующие в некоторых зеленокаменных поясах мощные толщи осадочных и осадочно-вулканогенных пород, среди которых обычно присутствуют железистые кварциты, по-видимому, представляют отложения кратонных заостроводужных тыловых прогибов.

Нижние части разрезов зеленокаменных поясов с преобладанием базальтов, ультрабазитов, отсутствием или с незначительными количествами андезитов, с преимущественно плагиогранит-тоналитовым составом интрузий не согласуются с магматизмом внутренних (вулканических) островных дуг. Эти части разрезов поясов очень близки по составам пород и условиям их формирования к фанерозойским внешним дугам.

Внешние (приокеанические) дуги развиваются первоначально в рифтах непосредственно у глубинных разломов, выводящих к поверхности мантийный материал, обогащенный рудоносными флюидами. Разломы эти в последующем преобразуются, при смене растяжения сжатием, в наклонные зоны Заварицкого—Беньоффа. Рифты, в свою очередь, сменяются эвгеосинклинальными прогибами [22]. Современными представителями рифтовых прогибов внешних дуг являются глубокоководные океанические впадины. Есть основания полагать, что срединно-океанические рифты также являются эмбрионами прогибов внешних дуг [9].

Мощные (10—15 км, иногда более) разрезы внешних дуг сложены преимущественно базитами и ультрабазитами с небольшими количествами кислых дифференциатов, кремнистыми сланцами, граувакковым флишем, плагиогранитными интрузиями. Часто все эти породы в той или иной степени затронуты слабыми зеленокаменными изменениями. Слои пород обычно сложно дислоцированы. Рудный спектр внешних дуг достаточно характерен и почти повторяет металлогению зеленокаменных поясов. Он включает эксгалационно-осадочные и скарновые проявления марганца и железа, руды никеля, кобальта, хрома, платины, золота, колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения.

Некоторые зарубежные авторы называют океанические впадины над выходами на поверхность зон Заварицкого—Беньоффа, на месте которых формируются внешние дуги, краевыми бассейнами и справедливо связывают именно с их палеоаналогами начальное формирование зеленокаменных поясов [1, 20, 21].

Суммируя результаты сравнения фанерозойских структур с зеленокаменными поясами, можно заключить, что последние, видимо, являются составными элементами тех же геосинклинально-орогенных комплексов, которые в более отчетливой форме проявляются в фанерозое. Начальный элемент этого комплекса представлен структурами типа внешних дуг с базит-ультрабазитовыми мантийными продуктами, связанными с глубинными разломами, ограничивающими рифты и последующие эвгеосинклинальные прогибы. Далее в той или иной степени развиваются внутренние вулканические дуги с известково-щелочным вулканизмом. Поздний элемент комплекса — тыловые (заостроводужные) прогибы с мощными граувакково-флишевыми отложениями. Эволюция этих структур проявилась в уменьшении со временем содержания коматитов, железистых кварцитов, граувакковых пород, возрастании разнообразия магмогенерирующих мантийных субстратов [14]. Современными «заменителями» коматитов, по-видимому, являются бониниты (высокомагнезиальные низкокальциевые лавы). Помимо состава их сближают с коматитами приуро-

ченность к начальным фазам вулканизма внешних дуг и специфические структуры, напоминающие коматитовое «спинифекс».

Правомерна постановка вопроса о возможности возникновения в докембрии краевых вулканоплутонических поясов. Предпосылками тому служат проявления в докембрии орогенических условий, полициклическости геологического развития, мощной континентальной коры, окраинноматерикового расположения некоторых рифтов и прогибов, сопряжений протогеосинклинальных опусканий и кратонных поднятий. Краевыми вулканоплутоническими поясами в структурах докембрия могли являться так называемые зоны «диасхизиса» (активизации) с сопряженными продуктами субсеквентного магматизма [2, 7].

Как докембрийские зеленокаменные пояса, так и наследующие их фанерозойские структуры развивались циклически. Устанавливается существование не менее трех разновозрастных зеленокаменных поясов, несогласно залегающих на гнейсовых толщах сиалического характера. Это было одной из причин предположения о вероятно сиалическом типе первичной коры Земли. Но не исключена возможность открытия в будущем ниже сиалического «основания» с возрастом 3,7—3,5 млрд лет нового древнего (возможно, «первичного») зеленокаменного пояса с возрастом, большим, чем 3,7—4,0 млрд лет. Это тем более вероятно, что и в сиалических породах основания древнейших из известных поясов встречаются реликтовые блоки зеленокаменных пород. К тому же высказываются мнения, например, Ю. А. Косыгиным, о значительно более древнем геологическом возрасте Земли, чем предполагается в настоящее время. По всем этим причинам основываться при выяснении характера первичной земной коры на «супракрустальном» положении зеленокаменных поясов нельзя. С позиций геогенетического закона онтогенеза—филогенеза базитовый характер первичной коры кажется более вероятным.

Циклическое повторение базит-ультрабазитовых толщ (офиолитов) наблюдается и в фанерозое. Эти толщи находятся, как и в зеленокаменных поясах, в основании тектономагматических циклов и обязаны своим образованием мантийным магмо- и рудообразующим процессам. Нами они названы цикловыми магматогенно-рудными мегасистемами.

К числу особенностей цикловых мегасистем относятся их выдержанность во времени и в пространстве, а также в той или иной степени выраженный «зеленокаменный» характер пород. Зеленокаменные изменения обычно объясняют региональным метаморфизмом, но более вероятно, что они связаны преимущественно с ранними, постмагматическими процессами и частично являются околорудными образованиями. О постмагматическом, гидротермальном характере зеленокаменных изменений говорят и наблюдаемые в них тесные взаимоотношения продуктов пропилитизации и аргиллитизации [4, 8]. Показателен также пример самых молодых, неогеновых «зеленокаменных» рудоносных толщ, например, формации «зеленых туфов» Японии и других областей мира, содержащей колчеданно-полиметаллические руды куроко. Зеленые преобразования этих толщ нельзя объяснить региональным метаморфизмом. Они залегают среди сравнительно мало уплотненных отложений, умеренно дислоцированы, но зато сложены преимущественно вулканитами, содержат многочисленные кислые и умеренно кислые интрузии и экструзии, отличаются интенсивными зелеными изменениями пород и большой рудной продуктивностью.

Интенсивность гидротермальных изменений вулканических пород фанерозойских мегасистем, распространение этих изменений на обширные объемы объясняются насыщенностью мантийных магм, прорывающихся к поверхности в эпохи растяжения земной коры, летучими и разнообразными флюидами-минерализаторами. Наблюдения над зелеными туфами в Тихоокеанском регионе показывают связь процессов хлоритизации, альбитизации, калишпатизации, эпидотизации, пренитизации, цеолитизации, монтмориллонитизации, карбонатизации и других с постмагматическим воздействием магм, богатых водой, хлором, щелочами, углекислотой, рудными эманациями [8, 44]. Не исключено, что те же причины име-

ли значение и в зеленых преобразованиях вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов. Во всяком случае, в этих поясах «никакой связи между видимой стратиграфической мощностью и степенью метаморфизма не наблюдается» [17, с. 189]. Все это склоняет к заключению, что древние зеленокаменные пояса (и наследующие их фанерозойские зеленые рудоносные толщи) представляют специфические рудные области, в которых слияние многочисленных рудных зон с пропилиитами и другими гидротермально измененными породами дает эффект объемной пропилилизации и других изменений больших масштабов.

Не только зеленокаменные преобразования показывают родственность древних зеленокаменных пород и молодых зеленых туфов. Ф. Д. Саукинс [43] подчеркивает существенное сходство кайнозойских массивных руд куроко в Японии, руд скандинавских каледонид и докембрийских зеленокаменных поясов. По заключению П. Лазники [39], подводные «двойники» руд куроко играют важную роль в рудных ассоциациях докембрийских зеленокаменных поясов. Сходны с докембрийскими и палеозойские колчеданные месторождения.

Сближает докембрийские зеленокаменные пояса и фанерозойские мегасистемы постоянное нахождение «железистых» слоев в кровлевой части колчеданных и колчеданно-полиметаллических залежей. В докембрийских поясах это железная формация (часто промышленно золотоносная) с переслаиванием магнетитовых, гематитовых и кремнистых слоев. В фанерозое ее заменяют кремнисто-гематитовые, магнетитовые, железисто-марганцевые слои. Проявления золота в фанерозойских железистых слоях и в преобразованных, за их счет, контактово-метасоматических железных рудах еще мало изучены.

Распространенные представления о преимущественно метаморфическом происхождении архейского золота способствовали противопоставлению зеленокаменных поясов и фанерозойских мегасистем. Сейчас у многих исследователей отчетливо проявилась тенденция возвращения к представлениям о гидротермально-магматическом генезисе золота древних зеленокаменных поясов [15, 30—32, 35, 42]. Как и в фанерозойских мегасистемах, золото в докембрийских зеленокаменных поясах оказалось связанным преимущественно с известково-щелочными и субщелочными интрузиями и вулканитами. Новые представления о гидротермально-магматическом происхождении золотых месторождений зеленокаменных поясов совпадают с выводами Н. А. Шило и др. [26] о гидротермально-магматическом генезисе золотых месторождений, размещающихся в слабо метаморфизованных фанерозойских толщах Северо-Востока СССР.

Широко распространена в зеленокаменных поясах Канады, Австралии, Швеции, Финляндии золотоносная порфировая система. Магнетит-содержащие «фельзитовые» (кислые) порфировые интрузии тесно связаны в пространстве и по времени формирования с крупными золотыми месторождениями Канады. Эти архейские интрузии сравнимы с фанерозойскими плутонами магнетитовой «окисленной» серии, содержащими богатые золотом медно-порфировые месторождения [35, 39]. В древних зеленокаменных поясах порфировая система отличается широким развитием кварцево-жильного золотого оруденения на периферии рудных штоков. По этому признаку и другим особенностям большое сходство с архейскими жильными месторождениями имеет золотоносная площадь Монте Роза в Итальянских Альпах, где золотосодержащие кварц-сульфидные жилы размещаются в третичных породах, метаморфизованных в зеленосланцевой (доамфиболитовой) фации. Автор, описавший эти месторождения [33], выражает уверенность в одинаковом генезисе золотого оруденения в месторождениях Монте Роза и в архейских зеленокаменных поясах, и относит его к одному классу месторождений. Это подтверждается и одинаковыми составами металлоносных флюидов.

Наглядным примером полезности учета особенностей геологии и оруденения докембрийских зеленокаменных поясов при исследованиях в фанерозойских складчатых областях являются недавние металлогени-

ческие работы на Богемском массиве в Чехословакии [41]. При этих работах обнаружилось сходство процессов концентрации золота, с одной стороны, в вулканогенно-осадочных формациях протерозойского и девонского возраста, с другой — в архейских зеленокаменных поясах. Протерозойские, девонские и архейские зеленокаменные породы сближаются многими общими петрологическими и петрохимическими особенностями. Унаследованной с архея, видимо, является и ассоциация малых металлов в золотых рудах протерозойских и палеозойских месторождений, указывающая на родство оруденения с глубинными базит-гипербазитовыми образованиями (содержание Mn, Co, Ni и др.).

Учитывая возможность повторения геологических условий формирования зеленокаменных поясов не только в архее, но и позднее, в протерозое и палеозое, чешские геологи предсказали, а затем и открыли в Богемском массиве новый тип золотой минерализации. Промышленные запасы золота новых месторождений превысили общее количество золота, добытого в течение всей истории горных разработок на нем.

При прежних работах на золото в Богемском массиве преимущественно учитывалась возможная связь оруденения с герцинскими гранитами. Вновь открытые золотоносные области представляют позднепротерозойские и девонские вулканогенно-осадочные зеленокаменные (зеленосланцевые) зоны. На ранних этапах развития они представляли рифты с толеитовым и ультрабазитовым магматизмом, позднее сменившимся бимодальным и известково-щелочным с кератофирами, плагиогранитами, габбро и другого состава интрузиями. Характерна приуроченность как протерозойских, так и девонских магматитов к магнетитовой «окисленной» серии. Магматические и осадочные породы зеленокаменных толщ (особенно кремни и лжеспилиты) отличаются значительным содержанием золота. Финальные внедрения кислых членов магматических серий сопровождались подводной гидротермальной активностью и образованием стратиформных золотоносных сульфидных (медно-цинковых) и золотошеллитовых руд, а также золотоносных черносланцевых толщ. Другой распространенный тип золотого оруденения представляют золотоносные кварцевые жилы.

Предгеосинклиальная рифтовая подготовка подвижных областей в одинаковой степени присуща докембрийским и фанерозойским подвижным областям. Приуроченность оруденения в докембрийских зеленокаменных поясах к парным, примерно параллельным друг другу глубинным разломам, окаймляющим рифты, представляет важнейшую закономерность локализации месторождений. Такому структурному стилю подчинены, например, месторождения архейского зеленокаменного пояса Абитибиды в Канаде [36]. Пара крупных разломов, соответствующих ограничениям рифта, имеющего ширину в первые десятки километров, там протягивается на расстояние более 250 км. Рифт претерпел сложную историю и преобразовался в геосинклиаль Черной реки с несколькими комплексами магматических пород, с группами и цепочками золотых месторождений, протягивающимися вдоль главных разломов.

При переходе рифтов в собственно геосинклинали геосинклиальные прогибы обычно расширяются за пределы граничных рифтовых разломов, скрывая их под осадочными или вулканогенно-осадочными толщами. Рифтовая структура при этом нередко «просвечивает» через толщи геосинклинальных осадков в виде двух цепочек рудных месторождений, сформировавшихся над погребенными рифтовыми разломами, деятельность которых унаследованно продолжалась и в период накопления геосинклинальных осадков. В протерозойско-кембрийской геосинклинали Аделаида (Южная Австралия) мощность геосинклинальных толщ над рифтом достигает 10 км. Рифтовые разломы, закрытые осадками, проявляются здесь на поверхности двумя параллельными и согласными с простиранием оси геосинклинали цепочками промышленных рудных месторождений [40]. Участие базитовых и ультрабазитовых пород в сложении предгеосинклинальных рифтов позволяет обнаруживать геофизическими

методами погребенные рифты и выявлять их граничные разломы, перспективные для нахождения вдоль них цепей рудных месторождений. Такие взаимоотношения оруденения с рифтово-геосинклинальными структурами, вероятно, нередки и в более молодых, фанерозойских образованиях.

Отдельную проблему представляют собой происхождение и рудоносность архейских гнейсированных плагиогранит-тоналитовых пород, часто сильно метаморфизованных вплоть до гранулитовой фации. До настоящего времени эти породы противопоставляются собственно зеленокаменным образованиям. Если они метаморфизованы до состояния гранулитов, то площади их распространения выделяются в гранулитовые зоны, находящиеся в неизвестных соотношениях с зеленокаменными поясами. Между тем, как видно из ранее сказанного, зеленокаменные пояса представляют комплексы протогeosинклинальных структур, и сильно метаморфизованные сиалические породы ряда диорит—плагиогранит, возможно, представляют более верхние части циклов, в основании которых находятся зеленокаменные, существенно базит-гипербазитовые породы. По времени образования те и другие образования существенно не отрываются друг от друга. Сильный, до гранулитовой фации, метаморфизм сиалических пород, развитие в них гнейсовых структур могли быть связаны с большей восприимчивостью кислых магматических пород к метаморфизму и пластическим деформациям при высоких температурах. Эти породы могли быть более восприимчивыми и к изменениям условий в течение докембрийского времени, чем базит-гипербазитовые образования, и могли эволюционировать в протерозое и фанерозое до островодужных кварцевых диоритов—плагиогранитов или других натровых гранитоидов, как то предполагают В. Е. Хаин [23] и В. Ф. Ветрин [6].

Рудное содержание сильно метаморфизованных интрузивных плагиогранит-тоналитовых пород мало еще исследовано, хотя имеющиеся ограниченные данные позволяют предполагать их высокую рудную продуктивность даже в гранулитовых зонах [5, 16]. Существует гранулитизационная гипотеза образования архейских золотых месторождений, основанная на повышенном содержании литофильных элементов (К, Рb и др.) в рудах и околорудных измененных породах. Эти элементы могли быть вынесены из гранулитов. Предпочтительней, однако, гидротермально-магматическая теория генезиса золотых месторождений [38].

Итак, на рубеже 1600—1650 млн лет тому назад не прекратилось, как полагают некоторые исследователи, формирование зеленокаменных поясов — оно претерпело лишь некоторую эволюцию. Островные дуги не появились с позднего протерозоя, а существовали уже в архее. Это не значит, конечно, что с архея начала проявляться и тектоника плит: для возникновения и развития островных дуг субдукция совершенно не обязательна. Нет оснований связывать появление геосинклиналей лишь с поздним протерозоем: протогeosинклинали оформились уже в позднем архее. Не исключено появление краевых вулканоплутонических поясов еще в архее.

Рубеж 1600—1650 млн лет не являлся демаркационной линией, разграничивающей развитие принципиально различных типов тектонических структур, а был лишь очередной цикловой границей. Она хорошо подчеркивается массовым кислым магматизмом на фоне относительной стабилизации мощной континентальной коры в конце раннего протерозоя и последующей деструкцией коры с мантийным магматизмом основного состава в начале рифея.

Зарождение и развитие архейских зеленокаменных поясов было связано с рифтогенезом в эпохи растяжения земной коры. Ими отмечалось начало протогeosинклинального процесса. Пояса эволюционировали от рифтовых структур с подачей по глубинным разломам мантийного базитового и ультрабазитового материала до протогeosинклинальных систем с островными дугами и задуговыми (и междуговыми) осадочными прогибами.

Развитие систем происходило циклически, как в архее—протерозое, так и в фанерозое. Наиболее консервативными элементами циклов были их основания с базит-гипербазитовыми (офиолитовыми) формациями. В них в наибольшей мере проявилась унаследованная от архейских зеленокаменных поясов обогащенность мантийных выплавов золотом. Золото это реализовалось в форме промышленных месторождений при дифференциации базитовых магм с образованием пород известково-щелочной и щелочной серий.

Соответственно с общим поступательно-возвратным стилем развития геосинклинальных систем (сначала образование выдвинутого к океану эвгеосинклинального прогиба, затем формирование структур тыловой части системы) в каждом тектономагматическом цикле проявились две эпохи растяжения земной коры с развитием массового мантийного магматизма. Первая в начальном-геосинклинальном этапе обуславливала образование предгеосинклинальных рифтов и формирование раннецикловой мегасистемы, вторая проявлялась в начале орогенного этапа, с ней связан в значительной степени мантийный орогенный магматизм, обусловивший рост внутренних вулканических дуг и формирование позднецикловой мегасистемы. В ту и другую эпоху, в начальные стадии мантийного магматизма, формировались «зеленокаменные» рудоносные толщи, наследующие многие особенности древних зеленокаменных поясов, в том числе их повышенную рудопродуктивность.

Если существование раннецикловой рудной мегасистемы достаточно учитывается при геологических работах и практически используется, то проявления позднецикловой, орогенной мегасистемы с рудами типа куро иногда вообще игнорируются. Между тем, такие руды различного возраста повсеместно обнаруживаются в окончаниях тектономагматических циклов. Они имеются в архее и протерозое Австралии, Канады, Швеции, Финляндии, в силуре и девоне каледонид, в перми Британской Колумбии, в верхнетриасовых образованиях Канады, в юре Южной Аляски, в среднем мелу Перу, в неогене Японии и т. д. По-видимому, поступательно-возвратный стиль развития геосинклиналей был присущ и древним протогеосинклиналям. Имеются и непосредственные указания на проявления и в раннем протерозое стиля развития, свойственного фанерозойским складчатым областям. А. С. Воинов сообщает [11, с. 137]: «Области рудоотложения в нижнем протерозое смещались от архейских кратонов в протерозойские подвижные пояса, а затем снова к кратонам. Миграция областей рудоотложения имела возвратно-колебательный характер».

Следовательно, можно полагать, что орогенная ветвь зеленокаменных образований проявилась еще в докембрии. Наибольшее развитие получила она в кайнозое. Неогеновые рудные продукты, еще несущие некоторые черты архейского оруденения, широко распространены в островных дугах Восточной Азии («эпитермальные» золотые, золотоносные медно-порфировые и другие месторождения). Современные значительные зарубежные успехи в открытии и освоении этих месторождений показывают справедливость ранее сделанного нами заключения о недооценке на Востоке СССР молодого, вплоть до плиоценового, оруденения [10].

Конечный вывод из всего сказанного следующий. Учет унаследованности от архея фанерозойских геологических процессов и структур повышает рудный, в частности — золотой, потенциал и докембрийских и, особенно, фанерозойских подвижных (складчатых) областей. Исключительное богатство докембрийских пород золотом связано с подъемом мантийных магм в эпохи растяжения земной коры. Такие условия повторялись (циклически) в фанерозойское время. Они маркируются в той или иной мере выраженными «зеленокаменными» толщами.

Дальнейшие исследования условий образования зеленокаменных поясов могут уточнить существующие представления об эволюции геосинклиналей, в частности о роли внутрикратонных подвижных систем в архейской и протерозойской истории Земли.

Данная статья, конечно, не решает проблему унаследованности, а лишь ставит ее, показывая необходимость дальнейших специальных исследований по затронутым вопросам. Сделанный в статье предварительный анализ подтверждает предвидение авторов книги «Докембрийская геология СССР» [12, с. 426]: «Есть основания полагать, что фанерозойские складчатые области с их особенностями магматизма, метаморфизма и рудообразования в значительной степени предопределены докембрийской историей».

ЛИТЕРАТУРА

1. Берк К., Дьюи Дж. Ф., Кидд У. С. Ф. Господство горизонтальных движений островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа // Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980.— С. 123—143.
2. Борукаев Ч. Б., Башарина А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов: основные черты тектоники.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
3. Браздоголь Ф. Ф., Шпунт Б. Р. Структурные и возрастные позиции кимберлитового и базитового магматизма на Сибирской платформе // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения: Тез. докл. Всесоюз. сов-я.— Якутск, 1989.— С. 5—6.
4. Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение.— М.: Недра, 1973.
5. Василенко А. Ф. Особенности металлогении Побужского чарнокит-гранулитового пояса (Украинский щит) // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. 12 Всесоюз. металлогенич. сов-я, Ч. I.— Киев, 1990.— С. 97.
6. Ветрин В. Ф. Плагиогранитоиды докембрия — состав, тектоническая позиция, кайнотипные аналоги // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы.— Л.: Наука, 1990.— С. 19—28.
7. Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации // Геотектоника.— 1979.— № 6.— С. 20—31.
8. Власов Г. М. Природа метаморфической зональности складчатых областей // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 3.— С. 3—12.
9. Власов Г. М. Отражает ли мировая рифтовая система редкое событие в геологии? // Там же.— 1983.— № 1.— С. 120—123.
10. Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях.— М.: Наука, 1978.
11. Воинов А. С. Типоморфные рудоносные структуры и металлогеническая зональность восточной части Балтийского щита // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. 12 Всесоюз. металлогенич. сов-я, Ч. I.— Киев, 1990.— С. 137.
12. Докембрийская геология СССР.— Л.: Наука, 1988.
13. Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей (овально-концентрический зональный тип).— М.: Недра, 1984.
14. Зимин С. С., Грановский А. Г., Симонов В. А. Эволюция парагенезисов офиолитовых пород в истории земной коры // Ультрасовновые магмы и их металлогения: Материалы Всесоюз. сов-я/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток,— 1987.— С. 16—28.
15. Золоторудное поле Колар (Индия).— М.: Наука, 1988.
16. Козлов Н. Е., Иванов А. А., Нерович Л. И. Тектоническое развитие Лапландского гранулитового пояса в связи с проблемой его металлогении // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. 12 Всесоюз. металлогенич. сов-я, Ч. I.— Киев, 1990.— С. 129—130.
17. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.
18. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1950.— № 4.— С. 28—52.
19. Рундквист Д. В., Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю. Новые данные по геологии и металлогении байкалids Байкало-Патомского региона // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. 12 Всесоюз. металлогенич. сов-я, Ч. I.— Киев, 1990.— С. 166—167.
20. Тарни Дж., Далзил И., де Вит Дж. Комплекс краевого бассейна «рокас вердес» в Южном Чили — модель образования архейских зеленокаменных поясов // Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980.— С. 143—159.
21. Уиндл Б. Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов // Там же.— С. 115—122.
22. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Наука, 1973.
23. Хаин В. Е. Эволюция процессов гранитообразования в истории Земли // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 311, № 5.— С. 1205—1207.
24. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий.— М.: Недра, 1988.
25. Чайка В. М. Рифейские зеленокаменные пояса Северной Африки и их рудные месторождения.— М.: Наука, 1990.

26. Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский Д. В., Ворцелнев В. В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1988.
27. Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли // Избранные труды.— М.: Мир, 1964.— С. 344—394.
28. Щеглов А. Д., Билибина Т. В., Терентьев В. М. Современные проблемы металлогении докембрия // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. 12 Всесоюз. металлоген. сов-я, Ч. I.— Киев, 1990.— С. 7—10.
29. Abrams C. E., Mc Connell K. I. Geologic setting of volcanogenic base and precious metal deposits of the West Georgia Piedmont: a multiply deformed metavolcanic terrain // Econ. Geol.— 1984.— V. 79, N 7.— P. 1521—1539.
30. Ayres L. D., Cerny P. Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian shield // The Canadian Mineralogists.— 1982.— V. 20, p. 4.— P. 439—536.
31. Burrows D. P., Spooner E. T. C. Generation of a magmatic H₂O—CO₂ fluid enriched in MO, Au and W within an archean sodic granodiorite stock Minklake, Northwestern Ontario // Econ. Geol.— 1987.— V. 82, N 7.— P. 1931—1957.
32. Cameron E. M., Hattori K. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids // Ibid.— 1987.— V. 82, N 5.— P. 1177—1191.
33. Curti E. Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy) // Ibid.— 1987.— V. 82, N 8.— P. 2115—2140.
34. Frisch W. Early paleozoic back-arc and island arc in greenstone sequences of the central Tauern Window // Jahre. Geol. Bundesanst.— 1986.— V. 129, N 3—11.— P. 545—566.
35. Hattori K. Magnetic felsic intrusions associated with Canada archean gold deposits // Geology.— 1987.— V. 15, N 12.— P. 1107—1111.
36. Hinse G. J., Hogg G. M., Robertson D. C. On the origin of archean vein-type deposits with reference to the Larger Lake, «Break» of Ontario and Quebec // Mineralium Deposita.— 1986.— V. 21, N 3.— P. 216—227.
37. Hutchinson R. W. Metallogeny of precambrian gold deposits space and time relationships // Econ. Geol.— 1987.— V. 82, N 8.— P. 1993—2007.
38. Kerrich R. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions? // Geology.— 1989.— V. 17, N 11.— P. 1011—1015.
39. Laznicka P. Empirical metallogeny, vol. 1. Phanerozoic environments associations and deposits, part A. Amsterdam; Oxford; New-York; Tokyo: Elsevier, 1985.
40. Lambert I. B., Knutson J., Donnelly T. H., Etminan H. E. Stuart shelf—Adelaide geosyncline copper province South Australia // Econ. Geol.— 1987.— V. 82, N 1.— P. 108—123.
41. Morávek P., Pouba Z. Precambrian and phanerozoic History of gold mineralization in the Bohemian Massif // Ibid.— 1987.— V. 82, N 8.— P. 2098—2114.
42. Rock N. M. S., Groves D. I. Can Lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? // Geology.— 1988.— V. 16, N 6.— P. 538—541.
43. Sawkins F. J. Metal deposits in relation to plate tectonics.— Berlin; Heidelberg; New-York; Tokyo: Springer-Verlag, 1984.
44. Urabe T. Kuroko deposit modeling on magmatic hydrothermal theory // Mining Geol.— 1987.— V. 37, N 3.— P. 157—176.
45. Wilton D. H. C. Ore petrology and genesis of a strata-bound disseminated copper deposit at Sustut, British Columbia // Econ. Geol.— 1988.— V. 83, N 1.— P. 30—45

ИТГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
27 февраля 1991 г.

УДК 551.24 : 553.3

В. Ф. Белый

КОМПЕНСАЦИОННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И КОНТРАКЦИЯ — ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ТЕКТОГЕНЕЗА, СОПУТСТВУЮЩИЕ МАГМАТИЗМУ

Постоянство размера Земли и увеличение объема ее гидросферы (за последние 160 млн лет на 260 млн м³) в течение известной геологической истории приняты в качестве исходных постулатов при анализе структурообразующей роли магматизма как центробежного перемещения вещества планеты в условиях постоянно действующей центростремительной силы тяжести.

Обосновывается представление о компенсационных движениях, охватывающих громадные объемы «жестких» пород литосферы, перемещающихся из верхних геосферных уровней в зону очагов глубинного магмообразования. Показано, что мантийный магматизм сопровождается контракцией тектоносферы и ростом объема гидросферы. Поздний мезозой и кайнозой выделяются в «базальтовую» стадию развития Земли, аналогичную «базальтовой» стадии развития других планет земной группы, которую те прошли в интервал времени 3,8—1,5 млрд лет.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема связи тектоники и магматизма традиционно решалась на примерах геосинклинально-складчатых систем и областей. Работами Г. Штейнманна, Г. Штилле, М. М. Тетяева, М. Кэя, Ю. А. Билибина, В. В. Белоусова, М. В. Муратова, Н. А. Штрейса, А. В. Пейве, В. Е. Хайна, Ю. А. Кузнецова, Ж. Обуэна, Ю. М. Шейнманна она развита до состояния одного из крупнейших эмпирических обобщений в геологии.

Большинством исследователей магматизм рассматривается как следствие или отражение тектонических явлений. И только Г. Штилле в 1940 г. сформировал отличный от этого взгляд на отношение тектоники и магматизма: «То, что называют «тектоникой» представляет собой только часть свершающихся в земной коре изменений залегания и деформаций. Другая часть, *магматизм*, относится к в высшей степени подвижным веществам Земли. Магматизм, особенно в форме плутонизма — это тектоника высокоподвижных фаз вещества» [49, с. 212]. В настоящее время магматизму, как одному из ведущих факторов тектогенеза, придается большое значение в развиваемом В. В. Белоусовым учении об эндогенных режимах [9, 11].

Данные океанологических исследований последних десятилетий дают основание считать, что в позднем мезозое и кайнозое произошли самые мощные в геологической истории Земли, начиная с рубежа 3,5 млрд лет, магматические процессы, которые выразились массовыми излияниями базальтов, формирующих второй сейсмический слой земной коры океанов [40]. Анализ материалов глубоководного бурения, условий осадконакопления и строения дна океанов позволил Е. М. Рудичу [42] дать количественную оценку увеличения объема воды Мирового океана в течение этого же интервала времени.

Многолетний опыт исследования вулканических структур прошлых геологических эпох явился основанием для предпринятой в настоящей статье попытки рассмотреть те порождаемые магматизмом структурообразующие явления, которые при всей своей кажущейся очевидности по существу не обсуждались.

Магматизм, и особенно вулканизм, представляет собой центробежное перемещение вещества планеты, осуществляющееся на протяжении всей ее геологической истории, происходящее в направлении, противоположном центростремительной, постоянно действующей силе тяжести. Резкое преобладание магматических пород над осадочными в структуре земной коры само по себе свидетельствует о примате магматизма в общем структурообразовании верхней оболочки Земли. Неизбежно возникает вопрос: какими явлениями сопровождается магматизм как центробежное перемещение вещества планеты, поскольку в поле силы тяжести Земли пустота, особенно большого объема, невозможна? Очевидны два ответа. Первый — одновременно с подъемом магмы к поверхности происходит расширение вещества в области магнообразования и планета в целом расширяется; второй — подъем магмы к поверхности сопровождается оседанием, обрушением жестких пород литосферы в область очагов магнообразования и размер планеты остается постоянным.

Проблема постоянства или непостоянства размера Земли выступает в явной или неявной форме в качестве одного из основополагающих постулатов большинства геотектонических гипотез. Не менее важное значение для понимания глобальных тектонических процессов имеет и проблема объема гидросферы в геологической истории Земли. Краткий анализ современного состояния этих проблем [13] позволил автору при обсуждении общих вопросов связи тектоники и магматизма принять за исходные условия постоянство радиуса Земли (и соответствие его среднему радиусу современного геоида), увеличение объема гидросферы в течение позднего мезозоя и кайнозоя как минимум на 256 млн м³.

Изучение вулканических областей современной и прошлых геологических эпох показало, что, за исключением рассеянной при сильных взрывах части пирокластического материала, вулканические накопления отлагаются в основном в синхронно формирующихся отрицательных структурах — кальдерах, разнообразных вулканоструктурах оседания, вулканотектонических депрессиях и прогибах. Всегда вулканизм сопровождается опусканиями фундамента, компенсирующими подъем и извержение магмы.

Поскольку магматические образования составляют подавляющую часть объема земной коры, суммарные компенсационные перемещения (погружения) горных пород рамы или фундамента в течение геологической истории Земли были никак не меньше «средней мощности» изверженных пород, входящих в состав земной коры. В действительности же перемещения (погружения, оседания) рамы и фундамента были намного больше, ибо в процессе развития вулканической области формируются периферические магматические очаги, в которых магмы сосредоточивается в несколько раз больше, чем извергается на дневную поверхность. На основании этих достаточно обоснованных наблюдательных данных предлагается следующее эмпирическое обобщение: *компенсационные перемещения фундамента и(или) рамы — «жесткой» литосферы, вмещающей магматический расплав — происходили всегда и на всем интервале перемещения магмы от очагов ее зарождения в астеносфере до мест становления или вулканического извержения; эти перемещения будут именоваться компенсационными движениями.*

Характер деформаций, связанных с компенсационными движениями, может быть самым разнообразным и будет зависеть от глубины залегания деформируемых пород и от скорости деформации. Общая особенность деформаций при компенсационных движениях состоит в том, что горные породы рамы (или фундамента) перемещаются из области геосфер с большим радиусом в область геосфер меньшего радиуса, и при этом неизбежно боковое сжатие, развитие тангенциальных напряжений. Скорость перемещения и деформаций будет соизмерима со скоростью внедрения интрузивов.

зии, формирования периферического магматического очага, вулканического извержения. Чем подвижнее, прежде всего менее вязок, расплав, тем быстрее и резче осуществляются деформации.

КОМПЕНСАЦИОННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНОВ

В течение поздней юры, мела и кайнозоя, за интервал времени 150—160 млн лет в океанах накопилось 506,4 млн км³ базальтов, входящих в состав второго сейсмического слоя земной коры океанов [40]. За это же время объем воды Мирового океана увеличился минимум на 260 млн км³ [42]. Для сравнения отметим, что на континентах (в геосинклиналях и на платформах) в течение рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя (1700 млн лет) накопилось 127 млн км³ вулканогенных пород [41]. Очевидно, что это не полный объем продуктов вулканической деятельности на континентах. С учетом размыва он может быть условно оценен в 200 млн км³. Но и в этом случае окажется, что интенсивность вулканизма $V : (S \cdot t)$ в океанах была в 11,5 раза выше, чем на континентах (V — объем, S — площадь, t — время); а за 1 млн лет в океанах вулканического материала накапливалось в течение позднего мезозоя—кайнозоя в среднем в 25—30 раз больше, чем на континентах в рифее—кайнозое.

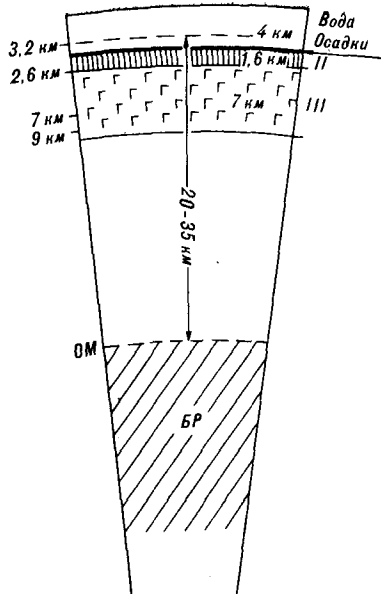
Данные вулканологии и сейсмологии свидетельствуют, что под активными вулканическими районами формируются периферические магматические очаги, в которых скапливается количество магмы, во много раз (иногда на порядки) превышающее объем извергнутого материала [14]. При анализе проблемы связи магматизма и тектоники В. В. Белоусов [6, 7] принимает, что в среднем изливается только одна шестая часть общего количества базальта, участвующего в вулканическом процессе. В дальнейших рассуждениях будет считаться, что пять шестых частей базальтовой магмы застывает в периферических магматических очагах и при подъеме. Приняв среднюю плотность базальтовых накоплений второго сейсмического слоя земной коры океанов — 2,53 г/см³ [13], среднюю плотность базальтового расплава в очаге магнообразования — 2,85 г/см³ [7, 45, 46] и среднюю плотность габбро — 2,95—3,00 г/см³, путем простых подсчетов были получены некоторые количественные характеристики явлений, сопровождавших формирование второго сейсмического слоя земной коры океанов.

Масса базальтов второго сейсмического слоя земной коры океанов составляет $1164,7 \cdot 10^{15}$ т, а общая масса безводного базальтового расплава, участвовавшего в магматическом процессе — $6988,2 \cdot 10^{15}$ т. Можно полагать, что увеличение объема гидросферы в течение позднего мезозоя и кайнозоя на 260 млн км³ также связано с магматической деятельностью, ибо это количество воды составит только 3,6 % от общей массы водосодержащего базальтового расплава ($7248,2 \cdot 10^{15}$ т). По оценкам К. К. Мархина, «мантейная магма содержит ... 6—8 весовых процентов» воды [28, с. 70, 71]. Установлено также, что магма Северного прорыва Большого трещинного Толбачикского извержения содержала 9 ± 3 мас. % воды, а на заключительной стадии излияний Южного прорыва — 0,5 % [14], и следовательно в среднем — 4,5—5 %.

Масса водосодержащего базальта, излившегося на дно океанов и сформировавшего второй сейсмический слой — $7248,2 \cdot 10^{15}$ т: $6 \approx 1208 \cdot 10^{15}$ т. Объем его при плотности 2,85 г/см³ составлял ≈ 424 млн км³, что на 82,4 млн км³ меньше объема базальтов второго сейсмического слоя. Эта разница объемов компенсируется уменьшением объема тех неизлившихся пяти шестых частей расплава, которые кристаллизовались в «габбро» с плотностью 2,95—3,00 г/см³ в периферических магматических очагах и в процессе подъема.

Схематический разрез литосферы океанов.

Цифры на рисунке: 4 км — средняя глубина современного Мирового океана; 1,6 км — средняя мощность второго (II) сейсмического слоя океанической земной коры; 7 км — средняя мощность третьего (III) сейсмического слоя земной коры океанов (крапом показана возможная часть третьего сейсмического слоя, сложенная позднемезозойскими — кайнозойскими габбро и диабазами в периферических магматических очагах); 20—35 км — толщина «слоя» предпозднеюрской «жесткой» литосферы, вовлекавшегося в компенсационные движения в позднемезозойскую — кайнозойскую стадию развития океанических впадин. Цифры слева от рисунка: 3,2 км — средняя глубина предпозднеюрского Мирового океана; 2,6 км — минимальное, 7 км и 9 км — вероятные пределы максимального погружения фундамента дна предпозднеюрского океана. Буквенные обозначения: ОМ — среднее положение кровли очагов магмообразования; БР — базальтовый расплав, удаленный из очагов магмообразования в процессе формирования второго сейсмического слоя океанов.



Средняя глубина погружения дна предпозднеюрских океанов равна $[506,4 \text{ млн км}^3 + 260 \text{ млн км}^3] : 320 * \text{млн км}^3 + 0,2 \text{ км} ** \approx 2,6 \text{ км}$.

Полагая, что в предпозднеюрское время соотношение площади материков и океанов было примерно таким же, как и в кайнозое, можно считать, что в среднем глубина океанов (средняя «мощность» гидросферы) в течение позднего мезозоя и кайнозоя увеличилась на $260 : 320 \approx 0,8 \text{ км}$. Избыточное погружение дна океанов не может быть компенсировано ни явлениями, прямо связанными с магматической деятельностью, что следует из приведенных ранее выкладок, ни поднятием континентов, поскольку их средняя высота составляет 0,8 км [47], а площадь только 30 % поверхности Земли. Следовательно, надо признать, что в пределах океанов за поздний мезозой и кайнозой произошло сокращение радиуса «твердого» вещества планеты в среднем на 1,0 км (0,8 км + 0,2 км — увеличение «мощности» гидросферы и мощность осадков). Поскольку сокращение объема «твердого» вещества происходило только в пределах океанов, его можно назвать *частной контракцией*.

Если бы все неизлившися пять шестых частей базальтового расплава (2035—2040 млн км³) были сосредоточены в периферических магматических очагах, равномерно распределенных по площади океанов, то образовался бы «слой габбро» толщиной 6,4—6,5 км, т. е. тело, вполне соизмеримое по мощности с третьим сейсмическим слоем земной коры океанов.

Таким образом, максимальная глубина погружения фундамента предпозднеюрских океанов в среднем может достигать 8,0—9,1 км. В действительности же она меньше, ибо не все 2035—2040 млн км³ расплава кристаллизовались в периферических магматических очагах. По-видимому, семиклометровое погружение фундамента вполне допустимо. В этом случае опускание фундамента на 6,0 км связано с компенсационными движениями и на 1,0 км — с частной контракцией, которая, возможно, являлась следствием уплотнения вещества в области глубинного магмообразования.

Глубина очагов генерации толеитовых базальтов океанов колеблется от 15—25 км до 30—40 км [18], в среднем может быть принятой 20—35 км. Значит, в течение позднего мезозоя—кайнозоя предпозднеюрский литосферный «слой» океанов толщиной 20—35 км испытал погружение на величину минимум 2,6 км, максимум 7—9 км (см. рисунок). Погружение сопровождалось развитием напряжений сжатия в самом литосферном «слое», которые передавались континентальным массивам, и образованием мощных сколовых зон на границе океан—континент. Возможно,

* 320 млн км³ — площадь дна океанов по [42, с. 223].

** 0,2 км — средняя мощность осадков, залегающих выше второго сейсмического слоя.

современное высокое положение континентов вызвано выжиманием их под воздействием тангенциальных напряжений, сжатия, порождаемых компенсационными движениями и частной контракцией.

В работах П. Н. Кропоткина [22, 23] показано, что на современном этапе «напряженное состояние сжатия земной коры» охватывает 95 % поверхности планеты, а растяжения — 1—2 % и наблюдается только в узких рифтовых зонах. Глобальное сжатие объясняется сокращением радиуса Земли. Указывается также, что в последние 10 млн лет Земля находится в состоянии контракции.

Подавляющая часть рифтовых зон (зон растяжения) находится в системе срединных океанических хребтов, в которых, по гипотезе тектоники плит, происходит спрединг земной коры океанов [26]. Одновременно всеми признается, что под рифтовыми зонами находятся крупные объемы разуплотненной мантии и происходит интенсивный процесс магнеообразования. Таким образом, структура срединных океанических хребтов предстает как линейный диапир, над которым образуется узкая зона растяжения и рифтов. Само по себе возникновение линейной формы диапира требует специального объяснения. Но диапир и поднятие литосферы над зоной глубинного магнеообразования в условиях общего тангенциального сжатия представляются столь же естественными, как и развитие соляной тектоники на платформах. В целом, высказанное представление о системе срединно-океанических хребтов и рифтовых зон согласуется с новыми данными о развитии на склонах срединно-океанических хребтов зон краевых дислокаций, сформировавшихся в условиях сжатия [33]. В конечном счете, все изложенное выше приводит к отрицанию спрединга как кинематического процесса, требуемого гипотезой тектоники плит.

КОМПЕНСАЦИОННОЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

До настоящего времени вопросы связи структурообразования и магматизма в геосинклинально-складчатых системах сводятся к обсуждению участия крупных плутонов в формировании геоантиклинальных поднятий и значения интрузивных массивов (прежде всего батолитов) при консолидации складчатых структур на средней и поздней стадиях развития геосинклинали, хотя очевидно, что процессы тектогенеза, связанные с магматизмом, в геосинклиналях значительно разнообразнее. В частности, нельзя не учитывать компенсационные движения горных пород фундамента и рамы при внедрении и излиянии магматических расплавов и влияние интрузий на адвекцию в геосинклинальном комплексе. Рассмотрим некоторые особенности проявления этих структурообразующих факторов на «начальной» и «синорогенной» [49, 32] стадиях магматизма геосинклиналей.

Несмотря на широкое признание не только сторонниками тектоники плит схемы строения офиолитового комплекса, постулированной Пенроузской конференцией [20], нет достаточных оснований для отказа от ранее разработанной схемы развития начального магматизма геосинклиналей. В этом меня убеждают, хотя и ограниченные, личные наблюдения, работы последних лет крупного знатока геологии офиолитов Сибири — Г. В. Пинуса [35—37], а также последняя публикация И. В. Архипова о геологии офиолитов Альпийской области [1].

Магматизм ортогеосинклиналей начинается, как правило, накоплением продуктов базальтового вулканизма (магнезиальные титанистые и высокоглиноземистые натровые базальты, спилиты) и происходит в обстановке быстрых погружений, заметно опережающих темпы вулканической аккумуляции. Можно полагать, что излившиеся в геосинклинальных прогибах базальты также составляют одну шестую часть общего количества глубинных магматических расплавов. Следовательно, как и при формировании второго сейсмического слоя земной коры океанов, в пять раз больший объем магмы кристаллизовался при подъеме из области генера-

ции и в периферических магматических очагах, кровля которых по мере прогибания геосинклинали могла достигать подошвы излившихся лав. Подъем к поверхности больших объемов базальтового расплава должен был сопровождаться компенсационным погружением на соответствующую величину «жесткого слоя» литосферы, подошву которого ориентировочно следует соотносить с верхней границей глубинных очагов магмообразования.

Появление пикритов в верхней части разреза базальтовых толщ начальной стадии развития ортогеосинклиналей (Анадырско-Корякская система — готерив, Камчатка — поздний мел, сенон) может рассматриваться как свидетельство начала внедрения ультраосновных расплавов, образовавших массивы альпинотипных ультрамафитов. В современной структуре количество интрузивных ультрамафитов несоизмеримо мало по сравнению с объемом базальтовых толщ ортогеосинклиналей. Однако большим заблуждением будет суждение о масштабах ультраосновного магматизма только по выходам ультрамафитов, которые доступны нашему наблюдению.

Ультраосновные расплавы отличаются от базальтовых по крайней мере тремя существенными физическими характеристиками: более высокой плотностью ($3,2 \text{ г/см}^3$), более низкой (примерно на 3—2 порядка [19]) вязкостью и более высокой температурой. По расчетам С. А. Федотова [45, 46], тяжелый ультраосновной расплав под действием гидростатических сил может подниматься до подошвы земной коры (в условиях Камчатки — до глубин 30—45 км), где происходит формирование обширных вторичных очагов или «магмоотстойников». Поэтому внедрение ультраосновного расплава в верхние горизонты земной коры и изливание их возможно только под воздействием дополнительных тектонических напряжений. Источником их прежде всего может быть частная контракция тектоносферы геосинклинальной области (аналогично позднемезозойской — кайнозойской частной контракции в океанах).

Нет каких-либо объективных данных для суждения о том, какую часть наблюдаемые в современной структуре тела ультрамафитов составляют от объема предполагаемых вторичных магматических очагов: возможно, одну сотую или меньше, но, по-видимому, не больше. В силу своих физических свойств ультраосновной расплав обладает высокой подвижностью, способностью быстро подниматься по узким трещинам, внедряться в виде протяженных силлов в основание разреза геосинклинального комплекса, развивать высокое гидравлическое давление, создавая уже только этим неустойчивость и дополнительные деформации в толщах кроющихся вулканитов и осадков. Компенсационные погружения блоков фундамента при внедрении ультраосновного расплава должны происходить особенно быстро. Учет компенсационных движений фундамента геосинклиналей, связанных с проявлениями начального магматизма, дает основание считать поглощение фундамента, особенно в местах выходов на дневную поверхность офиолитов, явлением закономерным и неизбежным. Быстрое поглощение фундамента эвгеосинклинали может вызвать подвиг в направлении зоны поглощения фундамента соседних миогеосинклинальных, геоантиклинальных или платформенных структур. Так могут возникать рубцовые зоны [4, 9, стр. 55—60] и связанные с ними «бескорневые» шарьяжи, которые, возможно, следовало бы именовать псевдошарьяжами.

Одновременно с компенсационным структурообразованием происходит прогрев геосинклинальных отложений теплом, выделяемым периферическими магматическими очагами и силлами ультрамафитов. Неравномерность прогрева усиливала и усложняла «поле адвективных деформаций» [17] геосинклинали. Охлаждение силлов ультрамафитов, сопровождавшееся регрессивным метаморфизмом и обычно полной серпентинизацией их, являлось дополнительным фактором, увеличивавшим нестабильность геосинклинального комплекса и сложность возникавших в нем деформаций. По-видимому, таков в основных чертах механизм, которым

могут быть объяснены давно известные наблюдаемые данные о непрерывности складкообразования и о появлении продуктов размыва ультрамафитов в отложениях начальной и средней стадии развития геосинклиналей.

Структурообразующая роль «синорогенного» магматизма достаточно подробно рассмотрена в работах В. В. Белоусова [6, 8, 9, 11], А. Баддингтона [2], М. В. Муратова [29], Н. А. Штрейса и Г. И. Макарычева [51], Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина [25]. Но и в них вопросы геологического пространства, занятого плутонами, либо не затрагиваются, либо обсуждаются в самом общем виде.

В варианте гипотезы замещения, применяемой к аллохтонным гранитным батолитам и предполагающей обрушение кровли или оседание «тектонически выкроенных крупных блоков, которые как бы меняются местами с гранитной магмой, приходящей из глубинных магматических очагов» [25, с. 76], вопрос о компенсации пространства глубинных очагов, откуда поступали огромные объемы магмы, не ставится. Как показывают геофизические исследования, батолиты не бездонны [15]. Можно полагать, что на уровне «подошвы» батолитов должны происходить соизмеримые с ними по объему перераспределения вещества земной коры, которые в твердопластинной форме и в виде пластин-блоков перемещались под батолит по субгоризонтальным срывам. Такие наклонные плоскости срывов могли пересекать геосинклинальный комплекс, достигать поверхности. По ним горные породы, вмещающие батолит, перемещались бы в направлении, противоположном движению пластин блоков фундамента. При наблюдении в обнажении, при вскрытии буровыми скважинами и на геологических картах такие зоны срыва обычно интерпретируются как надвиги, связанные со складкообразованием. Локальные «надвиги-оползни», вероятно, часто могли возникать и на склонах куполовидных поднятий над внедряющимися плутонами.

«Синорогенный» магматизм (плутонизм) резко меняет общую обстановку теплового поля, формировавшегося на начальной стадии развития геосинклинали, поскольку внедряющиеся плутоны сами по себе являются мощными носителями тепла. Механические напряжения при внедрении плутонов и образующийся вокруг них тепловой поток создают новое поле адекватности в геосинклинальном комплексе, что влечет за собой усложнение и переработку ранее возникших структурных форм.

О «базальтовой» стадии развития Земли

Представление о «базальтовой» стадии развития Земли было введено В. В. Белоусовым в 1960 г. [5], ее начало он относил к пермскому периоду. По нашему мнению, к «базальтовой» стадии следует относить только поздний мезозой и кайнозой, поскольку лишь с поздней юры достоверно устанавливается несомненное своеобразие геологической истории Земли, приведшее к формированию второго сейсмического слоя земной коры океанов, и нет каких-либо данных о проявлениях базальтового вулканизма в океанах в позднем палеозое—раннем мезозое; кроме того, поздний палеозой и мезозой отмечены мощными проявлениями гранитоидного магматизма (в частности, в Тихоокеанском тектоническом поясе).

Несомненно, однако, что пермский период был важнейшим переломным рубежом в развитии тектоносферы. По особенностям строения переходных зон океан — континент атлантического типа [10, 11, 16, 30] достаточно надежно устанавливается, что начало формирования впадин Индийского и Атлантического океанов относится к концу палеозоя — началу мезозоя. Переходные зоны атлантического типа представляют собой сложные тектонические системы, ширина которых местами достигает нескольких сотен километров. В строении их выделяются домезозойский фундамент и чехол пермских, мезозойских и кайнозойских отложений. Фундамент имеет сложную блоковую структуру, так что нижняя, существенно континентальная часть отложений чехла заполняет рифты и впа-

дины типа авлакогенов. На этой ранней, рифтовой, стадии развития переходных зон происходили излияния базальтов, внедрение диабазов и ультрамафитов [10, 11]. За ней следовала лагунная стадия, когда происходило накопление мощных толщ эвапоритов. Третью стадию развития переходных зон атлантического типа, именуемую «стадией открытого моря» [10, 11], по-видимому, надо связывать уже с позднемезозойским—кайнозойским углублением океанических впадин. Рифтовая и лагунная стадии развития переходных зон атлантического типа отражают процессы деструкции континентальной коры, приведшие к заложению Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Однако в настоящее время нет никаких данных не только о величине опускания впадины формировавшихся океанов, но и о позднепалеозойской обстановке в пределах глубоководной области Тихого океана. Неизвестно, происходили ли излияния базальтов в океанах, хотя на материках поздний палеозой и ранний мезозой были временем широкого распространения трапповой формации [27].

Представляется возможным пермь — ранний мезозой выделять под названием «предбазальтовой» стадии. Очевидно, что «предбазальтовая» и «базальтовая» стадии тесно связаны между собой. Их смена, как и начало «предбазальтовой» стадии, в разных регионах не была одновременной. Продолжительность «предбазальтовой» стадии составляет 120—130 млн лет. Предполагается, что в это время произошло увеличение объема гидросферы Земли, соизмеримое с позднемезозойским — кайнозойским. Выделяя поздний мезозой—кайнозой в качестве «базальтовой» стадии развития Земли, подчеркнем, что именно этот, а не архейский — раннепротерозойский этап основного и ультраосновного вулканизма [3] может быть сопоставлен с этапами формирования затопленных базальтами депрессий и равнин на Луне, Марсе и Венере. Мощные процессы гранитизации в позднем архее и в протерозое привели к тому, что все продукты основного вулканизма архея и протерозоя входят в состав древней континентальной коры Земли.

На основании данных, приведенных в работах [3, 24, 34], составлена таблица относительной массы, плотности, площади и возраста базальтовых полей, мощности коры планет земной группы.

В специальных работах по сравнительной планетологии [3, 34] детально обсуждаются различия строения поверхности, глубин, истории структурообразования планет земной группы в зависимости от их массы. Для нас же важно обратить внимание на то, что области массовых базальтовых излияний характеризуются пониженной мощностью коры, а поверхность «морских» базальтовых плато в отличие от «материков» имеет значительно более низкий гипсометрический уровень. Фундамент «базальтовых морей» находится на еще более низком уровне: всегда четко устанавливается наложенность базальтовых плато на комплекс «материковой» коры. Таким образом, «базальтовая» стадия развития всех планет земной группы сопровождалась сокращением объема «твердого» ве-

Параметры планет земной группы

Планеты	Относительная масса	Средняя плотность, г/см ³	Базальтовые «моря» и равнины		Мощность коры, км	
			площадь, тыс. км ²	возраст, млрд лет	«материковой»	«морской»
Луна	0,01	3,3	16	3,8—3	100	60
Марс	0,11	3,9	30—40	3,8—2,5	70	10
Венера	0,82	5,3	37,9; 60 *	3,8—1,5	30—70 **	
Земля	1,00	5,5	70	0,16—0	30—50	6—8

* 37,9 — низины; 60 — низины и волнистые равнины ниже уровня 6051,4 км по [24, с. 18].

** 30 по [34, с. 174]; 70 по [24].

щества в пределах сформировавшихся на них базальтовых «морей», т. е. частной контракцией.

Полученный вывод позволяет коснуться некоторых вопросов сравнительной «геологии» планет земной группы. Предполагая расширение Марса, А. М. Никишин указывает на протяженные системы разломов и грабенообразных структур, разделяющих марсианские «моря» и «материки», которые, по его мнению, являются зонами растяжения и свидетельствуют о расширении планеты в целом [31, с. 64]. Обнаруживается явная аналогия структур фундамента переходных зон атлантического типа Земли и отмеченных выше марсианских переходных зон «море» — «материк». Однако переходные зоны атлантического типа, в отличие от срединно-океанических хребтов, никем не рассматриваются в качестве глобальных структур растяжения.

В работе А. Л. Суханова и А. А. Прошина [44] описан спрединг на Венере: грядовые пояса в пределах вулканических равнин («морей») с признаками растяжения, к которым приурочены вулканические аппараты. Не ставя под сомнение ни одну из реконструкций авторов, принимая, что срединные части грядовых зон несут признаки растяжений, нельзя однако согласиться с тем, что это структуры спрединга в том значении, какое предполагает тектоника плит. Скорее всего, грядовые пояса — это поднятия над линейными магматическими диапирами, на сводах которых в обстановке локальных растяжений формируются грабены, рифты, развиваются вулканы.

В заключение отметим, что ни на одной из планет не установлены аналоги морфоструктурного комплекса вулканическая дуга — глубоководный желоб, характерного для Тихоокеанского сегмента Земли. Возможно, это косвенным образом указывает на то, что в островных вулканических дугах Земли еще продолжается реликтовый процесс генерации вещества земной коры континентального типа [12].

О домезозойской истории развития Земли

Возникновение гидросферы следует относить к рубежу 4 млрд лет [13, 43], когда завершалось формирование первичной земной коры [48], образующей меланократовый фундамент кратонов [30, 43].

Приняв, что 20—25 % объема воды Мирового океана образовались в течение «базальтовой» стадии, продолжительность которой составляет 4—4,5 % общей длительности существования гидросферы Земли, надо полагать, что формирование гидросферы было связано в основном с тектономагматическими событиями, сопровождающимися массовым подъемом и дегазацией мантийных расплавов. Таким образом, разделяя в целом идею вулканического происхождения гидросферы [28], надо думать, что увеличение ее объема в течение геологической истории Земли происходило не постепенно, а импульсами. По-видимому, основные этапы формирования океанических впадин и увеличения объема гидросферы следует соотносить с крупнейшими проявлениями базальтового и ультраосновного магматизма. Это были периоды и наиболее значительных проявлений контракции. Глобальное распространение катархейской базальтовой коры позволяет считать, что объем первичной гидросферы составлял 30—35 % современного Мирового океана. Л. И. Салоп полагает, что катархейский праокеан покрывал «большую часть земной поверхности, а временами даже всю планету» [43, с. 58]. Контракция в катархее могла охватывать весь земной шар.

Существенное приращение объема гидросферы (15—20 %) могло быть в интервал времени 3,7—2,5 млрд лет, когда образовалась подавляющая часть зеленокаменных поясов [21, 38], и $2,3 \pm 0,2$ млрд лет [39], когда происходили, по-видимому, первые проявления протоплатформенного основного магматизма.

Разделение первичной земной коры на пракоинтентальный и праокеанический типы, возможно, совпадало с формированием архейских

зеленокаменных поясов. Оно сопровождалось значительным опусканием праокеанических областей, поскольку площадь архейских пракоинтентов несомненно превышала общую площадь современных континентов. Тем не менее, контракция в архее, вероятно, охватывала все области тектоносферы. Она выражалась в углублении праокеанических впадин и в погружении меланократового фундамента пракоинтентов. По-видимому, значимую структурообразующую роль в архее начинают играть компенсационные движения литосферных блоков.

В первой половине раннего протерозоя закончилось формирование «Мегагеи» [50] — крупнейшего в истории Земли континентального массива. Завершился важнейший этап глубинной и пространственной дифференциации литосферы. Если к этому времени объем гидросферы составлял примерно 50 % объема современного Мирового океана, а «Мегагея» распространялась и на площади Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов, тогда размер и глубина протерозойского Тихого океана должны были быть такими, как в настоящее время, что представляется весьма маловероятным. Поэтому надо думать, что в протерозое, помимо впадины Тихого океана, на территории современных Индийского и Атлантического океанов, уже существовали разобщенные относительно крупные морские бассейны. Возможно, формирование их совпадало с эпохой основного магматизма $2,3 \pm 0,2$ млрд лет назад [39].

К концу первой половины раннего протерозоя частная контракция и обусловленные магматической деятельностью компенсационные движения литосферных блоков стали, вероятно, важнейшими, постоянно действующими факторами структурообразования, связанного с магматизмом.

Развитие тектоносферы в конце раннего протерозоя, в рифее и палеозое (1900—280 млн лет) с определенной долей условности можно назвать геосинклинальной стадией. Заложение геосинклинальных поясов сопровождалось, как правило, деструкцией континентальной коры. Ранее было сделано допущение, что общий объем продуктов рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского вулканизма в геосинклиналях и на платформах мог достигать 200 млн км³, что примерно в 2,5 раза меньше объема позднемезозойских и кайнозойских базальтов, излившихся в океанах. Поскольку эти данные получены только по континентам в их современных границах, а также учитывая условность временных границ геосинклинальной стадии, можно допустить, что с конца раннего протерозоя до начала мезозоя прирост гидросферы составил ~10 % объема современного Мирового океана. Соответственно этому должно было происходить увеличение площади и глубины океанических впадин. Поэтому можно считать, что частная контракция вне геосинклинальных областей развивалась на протяжении всего неогена, но величина ее менялась по-видимому, в значительных пределах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматизм является самым мощным проявлением общей геохимической дифференциации вещества Земли. Он порождается тепловым и гравитационным полями планеты и в этом отношении независим от тектоники. Доступные наблюдению геолога тектонические преобразования в верхней оболочке Земли суть следствие, а не причина магматических процессов.

Магматизм как центробежное движение расплавленного вещества в поле силы тяжести Земли сопровождается перемещением «жесткого» вещества литосферы с более высокого на более низкий геосферный уровень. Эти перемещения предлагается именовать компенсационными движениями. Показано, что величина (амплитуда) компенсационных движений определяется количеством извергнутого или внедрившегося магматического материала. Объем же вовлекаемых в компенсационные движения «жестких» пород литосферы или, что то же самое, глубина распространения компенсационных движений определяется разницей глубин первичных магмати-

ческих очагов и уровней становления (извержения) магматических расплавов.

Механизм компенсационных движений, по-видимому, может быть конструктивно использован для объяснения «круговорота» вещества (кора — мантия) как альтернатива субдукции и для разработки общего механизма базификации континентальной земной коры.

Позднемезозойский — кайнозойский базальтовый вулканизм океанов, приведший к формированию второго сейсмического слоя земной коры океанов, сопровождался контракцией «твердого» вещества Земли в пределах ее океанического сегмента. Это явление названо частной контракцией. Средняя величина частной контракции составляет 1,0 км. Высказывается предположение, что третий сейсмический слой земной коры океанов сложен, если не полностью, то в значительной мере продуктами кристаллизации базальтового расплава в периферических магматических очагах позднемезозойского и кайнозойского возраста.

Контракция как процесс, обусловленный извержением мантийных магм, сопровождала формирование всех типов структур земной коры.

Компенсационные движения и контракция вызывают мощные тангенциальные напряжения сжатия, под воздействием которых формировалась система срединно-океанических хребтов. В их сводовых частях, над линейными магматическими диапирами, возникают узкие зоны растяжения, сопровождающиеся образованием рифтов.

Поздний мезозой и кайнозой предлагается выделять как «базальтовую» стадию развития Земли; она сопоставляется с базальтовой стадией развития других планет Солнечной системы, которую они прошли на 3,8—1,5 млрд лет ранее.

Эмпирические обобщения о компенсационных движениях и контракции могут быть применены в развитие учения об эндогенных режимах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов И. В.* Офиолиты области Мезотетис: фрагменты коры единого океана или систем глубоководных прогибов? // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1987.— Вып. 5.— С. 8—23.
2. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел.— М.: ИЛ, 1963.
3. *Барсуков В. Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия.— 1985.— № 1.— С. 3—19.
4. *Белостоцкий И. И.* Шарьяжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1985.— Вып. 2.— С. 3—18.
5. *Белоусов В. В.* Развитие земного шара и тектогенез // Сов. геология.— 1960.— № 7.— С. 3—27.
6. *Белоусов В. В.* О возможных глубинных условиях магматизма // Там же.— 1966.— № 4.— С. 8—25.
7. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.
8. *Белоусов В. В.* Факторы магнообразования и их связь с тектогенезом // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 5—19.
9. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.
10. *Белоусов В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
11. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М.: Недра, 1989.
12. *Белый В. Ф.* Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 5.— С. 23—32.
13. *Белый В. Ф.* Компенсационные движения и контракция тектоносферы и магматизм/СВКНИИ ДВО АН СССР.— Магадан, 1990.
14. *Большое трещинное Толбачицкое извержение.*— М.: Наука, 1984.
15. *Ващиллов Ю. Я.* Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология.— 1963.— № 4.— С. 54—72.
16. *Геология континентальных окраин.* Т. 2.— М.: Мир, 1978.
17. *Гончаров М. А.* Механизм геосинклинального складкообразования.— М.: Недра, 1988.
18. *Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М.* Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // Геохимия.— 1979.— № 2.— С. 163—178.

19. Иванов О. К., Штейнгельмейер С. В. Вязкость и температура кристаллизации расплавов ультрамафитов // Там же.— 1982.— № 3.— С. 330—337.
20. Колман В. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
21. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.
22. Кропоткин П. Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В. А. Обручева и мобилизм // Проблемы расширения в пульсации Земли.— М.: Наука, 1984.— С. 24—33.
23. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника.— 1987.— № 1.— С. 3—24.
24. Ксанфомалити Л. В. Планета Венера.— М.: Наука, 1985.
25. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 65—77.
26. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.
27. Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли.— М.: Недра, 1978.
28. Марзини Е. К. Вулканы и жизнь.— М.: Наука, 1980.
29. Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 78—103.
30. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин.— М.: Наука, 1975.
31. Никишин А. М. Характер и масштаб проявлений расширения и сжатия в эволюции планетных тел Солнечной системы // Проблемы расширения и пульсации Земли.— М.: Наука, 1984.— С. 61—72.
32. Обуз Ж. Геосинклинали.— М.: Мир, 1967.
33. Одинокоев Ю. Ю., Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника.— 1990.— № 1.— С. 97—103.
34. Очерки сравнительной планетологии.— М.: Наука, 1981.
35. Пинус Г. В. К проблеме офиолитов: генетические черты венд-кембрийских офиолитов Монголии // Геология и геофизика.— 1983.— № 9.— С. 11—22.
36. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Там же.— 1979.— № 11.— С. 10—20.
37. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования // Там же.— 1980.— № 11.— С. 26—35.
38. Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980.
39. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли.— Л.: Недра, 1981.
40. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на контактах и в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1979.— № 5.— С. 5—12.
41. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия.— 1976.— № 12.— С. 1763—1795.
42. Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы.— М.: Недра, 1984.
43. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии.— Л.: Недра, 1982.
44. Суханов А. Л., Пронин А. А. Спрединг на Венере // Природа.— 1989.— № 5.— С. 27—38.
45. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 4.— С. 5—16.
46. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Там же.— 1976.— № 5.— С. 25—37.
47. Феруген Дж., Тернер Ф., Бейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию. Т. 1.— М.: Мир, 1974.
48. Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциации вещества Земли // Геотектоника.— 1970.— № 4.— С. 5—32.
49. Штилле Г. Введение в строение Америки // Избранные труды.— М.: Мир, 1964.— С. 202—273.
50. Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли // Там же.— С. 344—394.
51. Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 104—115.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
24 декабря 1990 г.

ДИСКУССИЯ

Любая теория базируется на аксиомах и постулатах. Опыт науки и современная методология показывают, что различие между ними невелико. К примеру, аксиоматики геометрий Лобачевского и Евклида существенно различны. Таким образом, аксиомы существуют только в рамках определенной теории.

В геологии общепризнанных теорий нет. Поэтому чаще говорят об учениях, концепциях, гипотезах и т. п. В настоящее время в мировом геологическом сообществе ведущей концепцией (парадигмой) является тектоника литосферных плит. Ряд исследователей разрабатывает альтернативные ей концепции (расширяющейся Земли, контракции и др.). Попытка такого рода предпринята автором предложенной читателю статьи В. Ф. Белым.

В статье охвачен огромный круг вопросов. Автор демонстрирует большую эрудицию и нетривиальные подходы. В разделе «Постановка вопроса» он четко формулирует некоторые из принимаемых постулатов, рассматривает варианты решений. Привлекаются факты из самых разных направлений в науках о Земле. Концепция В. Ф. Белого производит впечатление стройной системы и заслуживает внимания.

Во многих гипотезах магматизм считается производной тектогенеза. В. Ф. Белый полагает, что он не только «независим от тектоники», но и является причиной «доступных наблюдению геолога тектонических преобразований в верхней оболочке Земли» (сразу замечу, что при этом резко сужается понятие тектогенеза). Вводится представление о компенсационных движениях, приводящих к погружению литосферы в зону очагов глубинного магнообразования (астеносферу). Рассматривается история развития Земли. Выделенная В. В. Белоусовым «базальтовая стадия» ограничивается рамками поздней юры — кайнозоя и параллелизуется с гораздо более ранними этапами формирования лунных морей и подобных форм других планет.

Из текста статьи становится ясным, что В. Ф. Белый твердо стоит на позициях физизма, и перечень постулатов нужно пополнить, по крайней мере, еще двумя: 1) примат вертикальных движений, 2) неизменность площади «ортогеосинклиналей» и др. подобных тектонических элементов.

Задача, за которую берется автор, таит в себе много неизвестных. В. Ф. Белый пытается учесть их, черпая сведения из разных источников и проводя некоторые расчеты. Однако корректность их постоянно вызывает сомнения. К примеру, указывается, что В. В. Белоусов принимает (!), что «только одна шестая часть общего количества базальта, участвующего в вулканическом процессе», изливается на поверхность. Далее $1/6$ начинает фигурировать уже как коэффициент. Любопытно, как используются расчеты Е. М. Рудича. В собственных расчетах В. Ф. Белый учитывает минимальную цифру Е. М. Рудича 260 млн км³, тогда как сам автор предпочитает ей вдвое большую [42, с. 238]. При этом Е. М. Рудич доказывает весьма малую вероятность отторжения даже минимальных объемов воды из основных магматических пород океана, а В. Ф. Белый возвращается именно к этой гипотезе.

Явление спрединга В. Ф. Белым отрицается только на основании данных П. Н. Кропоткина о современном общем напряженном состоянии земной коры. Наличие полосовых магнитных аномалий, возрастные закономерности их распределения, непосредственные наблюдения с глубоководных аппаратов и т. п. просто игнорируются. Не учитывается и фундаментальный факт «плавучести» континентальной коры, установленный еще А. Вегенером и блестяще подтвержденный в последние десятилетия данными исследования геохимии изотопов, поскольку он противоречит «круговороту» вещества (кора — мантия). Конечно, не принимаются во внимание и данные длиннобазовой интерферометрии, которые указывают на скорость горизонтальных движений, во много раз превышающую таковую вертикальных.

Очень своеобразно описана домезозойская история Земли. Например, интервал 1900—280 млн лет назад объединяется в единую «геосинклинальную» (по-видимому, общую для всей Земли!) стадию. Мощный базитовый вулканизм венда — раннего палеозоя никак не интерпретируется.

Вопросов, поставленных в статье, столь много, что в ответ на каждый из них можно писать целую статью. Что же их все-таки объединяет? Полный отказ от метода актуализма как единственно верного и наиболее мощного способа познания. Отсюда и представления об уникальности и неповторимости современных океанов в истории планеты, и прямолинейная параллелизация их со структурами других планет, и многое другое. Поэтому считать новую гипотезу В. Ф. Белого перспективной я никак не могу.

*ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

Ч. Б. Борукаев

УДК 550.31 : 551.35 : 550.361

Ю. И. Галушкин, Е. П. Дубинин

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ДНА И ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ ПРИ ПЕРЕСКОКЕ ОСИ СПРЕДИНГА

Рассмотрена геодинамическая модель и термическая эволюция литосферы при перескоке оси спрединга на расстояния в несколько сотен километров. На примерах перескока осей спрединга Галапагосского поднятия и хребта Математиков показано, что перескок осей приводит к существенным изменениям в термическом режиме литосферы, связанным с зарождением отрезка нового центра спрединга, отмиранием старого центра спрединга и формированием двух сопряженных шовных зон спайки новой и старой литосфер.

Перескок оси спрединга на расстояния в сотни километров (в несколько раз превышающие толщину литосферы) — явление широко распространенное в районах срединно-океанических хребтов (СОХ) с большими и средними скоростями раздвижения (восточная часть Тихого океана). В работах [6, 14] показано, что перескок оси СОХ на несколько сотен километров приводит к формированию крупных морфоструктур. В рельефе дна появляется закономерная система, состоящая из отмершего спредингового хребта, нового центра спрединга, возникшего на старой океанической литосфере, и двух сопряженных шовных зон, фиксирующих контакт разновозрастных блоков литосферы, генерированных в новом и старом центрах спрединга. Шовные зоны располагаются симметрично относительно оси нового центра раздвижения и субпараллельны ему. Правильные последовательности линейных магнитных аномалий, симметричных относительно «своих» центров спрединга, нарушаются в области шовных зон, сохраняя прежнее или близкое к нему простирание [2, 3, 7, 15]. В качестве примеров перескока осей спрединга на расстояние в сотни километров можно назвать перескок оси хребта Алул с образованием отрезка ВТП в районе 58° ю. ш. [9], перескок отрезка оси спрединга Галапагосского поднятия на 800—1000 км к западу с образованием отрезка ВТП на участке между 40° ю. ш. и 20° ю. ш. [14]; перескок оси спрединга хребта Математиков на 450 км (к востоку) с образованием отрезка ВТП на участке между 16° с. ш. до 22° ю. ш. [11, 13, 14].

Процесс перескока, т. е. формирование нового отрезка СОХ на старой океанической литосфере включает в себя следующие основные стадии [14]: 1) рифтинг старой океанической литосферы с ее растяжением и утонением, а также с воздыманием и сводообразованием поверхности в ответ на подъем высокотемпературного мантийного материала; 2) переходный этап от рифтинга к спредингу, начало формирования новой океанической коры; 3) стабилизация процесса спрединга на новом сегменте СОХ и одновременное отмирание прежней оси спрединга на старом сегменте. Не все из рассмотренных стадий можно наблюдать в настоящее время. Однако их существование можно проследить как по современной карте линейных магнитных аномалий, так и по характеру современного рельефа дна. Эти стадии предполагаются также и по аналогии с процессом континентального рифтогенеза.

Целью настоящей работы является расчет эволюции термического режима литосферы на последовательных стадиях развития процесса пере-

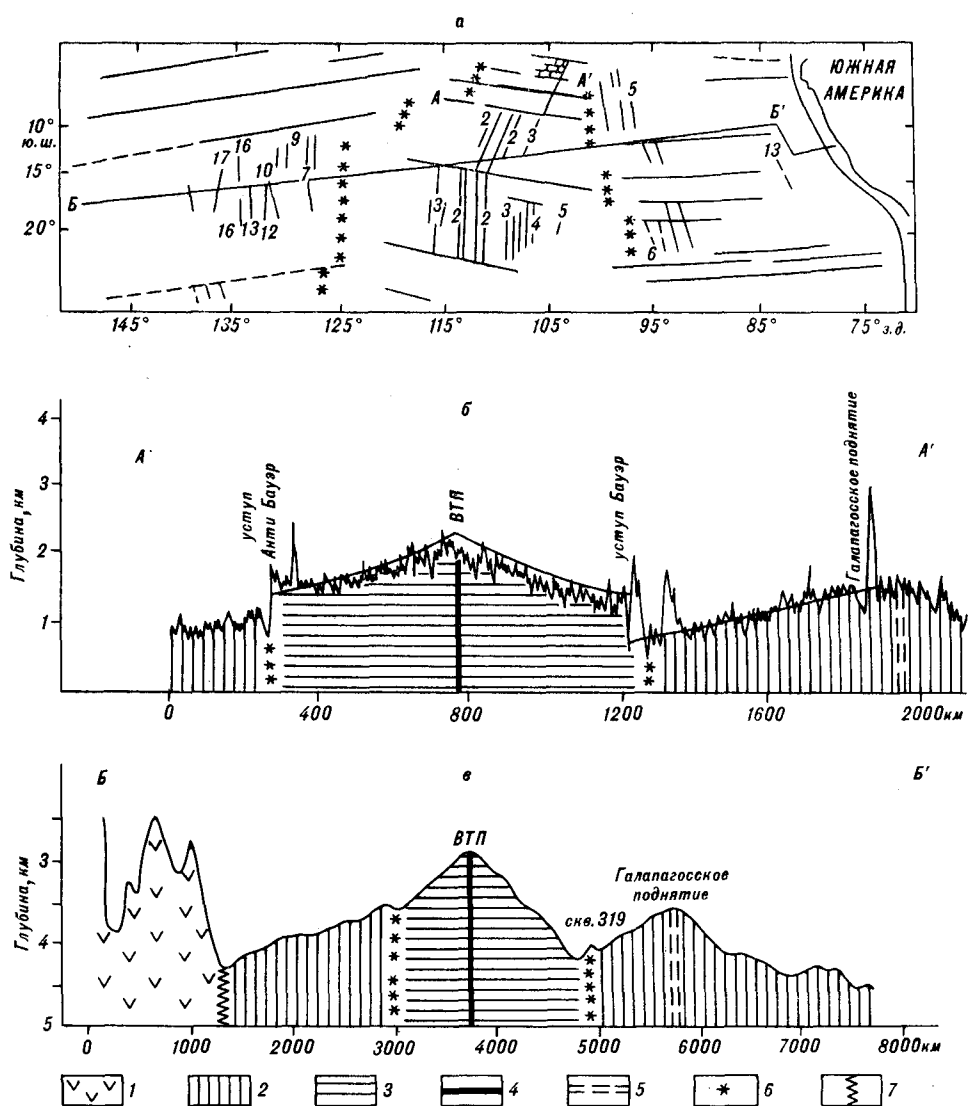


Рис. 1. Положение морфотектонических структур и линейных магнитных аномалий в области перескока оси спрединга Галапагосского поднятия [5, 13]:

а — в плане; б — разрез по линии А — А', в — разрез по линии Б — Б'. Морфотектонические провинции: 1 — сводовое поднятие Туамоту; 2 — кора, сформированная на Галапагосском центре спрединга; 3 — кора, сформированная на ВТП; 4 — активная ось спрединга ВТП; 5 — ось палеоспрединга Галапагосского поднятия; 6, 7 — шовные зоны контакта литосферных блоков, сформированных на разных спрединговых хребтах.

скока оси спрединга. Сопоставление вычисленных и наблюдаемых значений теплового потока и рельефа дна дает возможность судить о справедливости принятой модели перескока.

Перескок оси спрединга Галапагосского поднятия. Район Галапагосского поднятия подробно изучался в рамках проектов НАСКА и DSDP Leg 34. Был выявлен и изучен ряд структур, отчетливо выраженных в рельефе дна (рис. 1) и представляющих собой: 1) палеоспрединговый хребет (Галапагосское поднятие); 2) участок нового спредингового хребта (ВТП от 5° ю. ш. до 20° ю. ш.); 3) сопряженные шовные зоны контакта старого и молодого литосферных блоков с корой, сформированной соответственно на Галапагосском и Восточно-Тихоокеанском поднятиях (зоны Бауэр и Анти-Бауэр) [16, 17, 21].

Анализ линейных магнитных аномалий и рельефа дна, а также результаты глубоководного бурения предполагают следующую схему эволюции рассматриваемого района. Современное Галапагосское поднятие в

прошлом представляло собой активный центр спрединга. Полускорость растяжения литосферы, предполагаемая по магнитным аномалиям, составляла здесь около 5,3 см/год в период от 6 до 16 млн лет назад [5]. Прекращение спрединга на Галапагосском поднятии пришлось на период от 8 до 6 млн лет назад. Примерно в тот же период на коре с возрастом около 18 млн лет, на расстоянии 800—1000 км к западу от оси спрединга Галапагосского поднятия возникает новый участок спрединга — отрезок современного ВТП. Возникший новый центр спрединга является типичным быстрораздвигающимся хребтом с полной скоростью спрединга, оцениваемой по картине линейных аномалий [5] и расчетам мгновенной кинематики литосферных плит [1], около 16 см/год. Остывание литосферы Галапагосского поднятия после прекращения процесса спрединга привело к опусканию осевой зоны ВТП (см. рис. 1). В рельефе осевой зоны Галапагосского поднятия отсутствуют признаки выраженной рифтовой долины. Это может говорить в пользу того факта, что период затухания спрединга здесь был относительно коротким [14].

В районе шовной зоны Бауэр и в сопряженной ей зоне Анти-Бауэр, расположенной западнее оси ВТП, имеет место контакт разновозрастных блоков литосферы, сформированных на Галапагосском поднятии и ВТП. В региональном рельефе этот контакт выражен уступом в несколько сотен метров, а в локальном — системой хребтов и впадин с амплитудой более 1500 м (см. рис. 1). Все упомянутые выше крупные морфоструктуры представляют собой активные в настоящее время или же в прошлом морфотектонические зоны, разделяющие различные по строению и эволюции участки океанической литосферы.

Приведенная выше информация была использована для построения тектонической модели развития района, служившего исходным для расчетов термического режима литосферы. Эти расчеты были предприняты нами с целью объяснить некоторые особенности рельефа и глубинной структуры рассматриваемого района. Краткое содержание исходной модели тектонического развития района следующее. На литосфере с корой, созданной в центре спрединга Галапагосского поднятия с полускоростью $V_{1/2} \approx 5$ см/год, на расстоянии около 900 км от оси спрединга 6,5 млн лет назад возник новый центр спрединга (ВТП) с полускоростью растяжения литосферы $V_{1/2} = 8$ см/год (рис. 2). В нашей модели мы предполагаем, что в тот же момент времени, т. е. 6,5 млн лет назад, центр спрединга Галапагосского поднятия прекращает свою активность и переходит в стадию пассивного остывания. Описание тектонической модели, а также расчета термической эволюции литосферы рельефа дна и теплового потока для этого региона изложены в приложении 1. На рис. 3 показаны результаты вычислений. Рис. 3, а воспроизводит ситуацию на 6,5 млн лет назад, т. е. дает разрез литосферы, созданной спредингом в старом Галапагосском центре с полускоростью $V_{1/2} = 5$ см/год. Как отмечается в приложении 1, тепловой поток через поверхность дна осевой зоны активного центра спрединга в нашей модели предполагался равным 500 мВт/м², что отвечало среднему значению для океанической литосферы возраста около 0,8—1 млн лет [12].

С удалением от оси палеоспрединга тепловой поток на поверхности и рельеф изотерм становились близкими к значениям, определяемым в модели остывающего полупространства. При этом тепловой поток убывает до значений $Q = 100$ мВт/м² на расстоянии 900 км от оси (возраст литосферы здесь достигает 18 млн лет). Далее он уменьшается до 50 мВт/м² на расстояниях около 3000 км от оси (см. рис. 3, а). Амплитуда рельефа, отсчитываемая от уровня поверхности литосферы возраста около 60 млн лет (т. е. на расстоянии около 3000 км от оси), составляла около 2,2 км (см. рис. 3, а) и уменьшалась до 1,15 км на расстоянии 900 км от оси. Характерно, что около 260 м в упомянутую амплитуду рельефа на оси вносит вклад погружение границы фазового перехода «плагиоклазовый/пироксеновый перидотит», тогда как более глубокий переход «пироксеновый/гранатовый перидотит» (см. приложение) вносит вклад в рельеф менее 40 м.

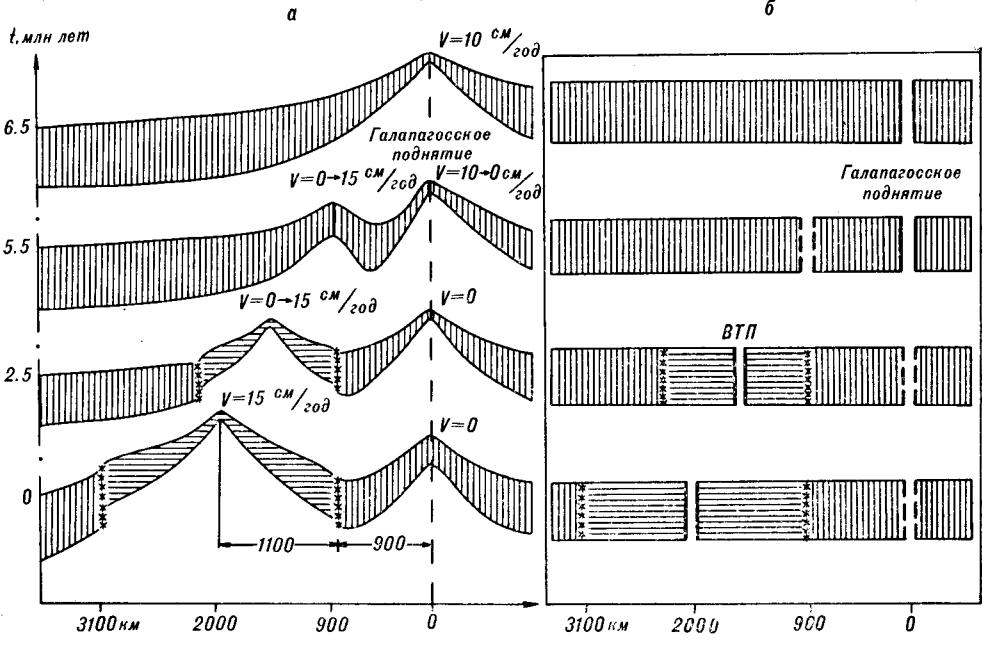


Рис. 2. Схема эволюции литосферы при перескоке оси спрединга Галапагосского поднятия и образования сегмента ВТП.
 а — в разрезе; б — в плане.

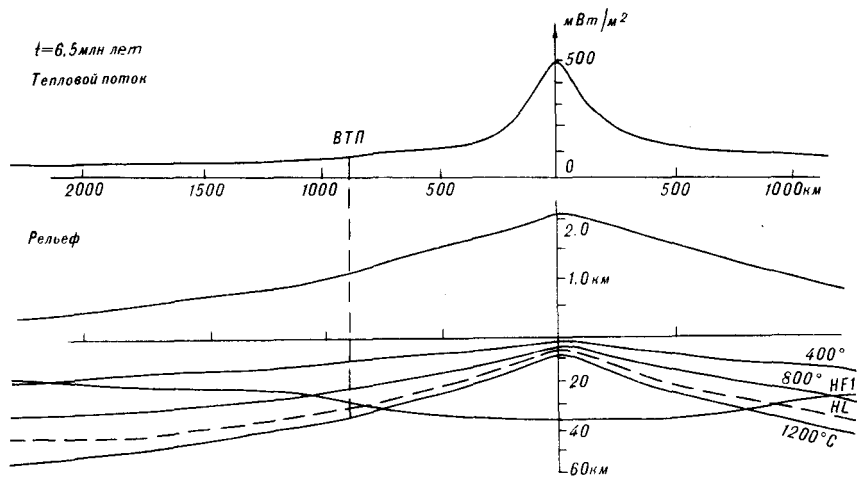
Можно отметить также, что толщина литосферы, определенная по кривой солидуса [20], увеличивается от значений 5,2 на оси до 32 км на расстоянии 900 км (место рифтогенеза и последующего зарождения нового центра спрединга на литосфере возраста 18 млн лет) и составляет 56 км на расстоянии 3000 км от оси (см. рис. 3, а). Расчеты показывают, что по мере того, как новый центр спрединга (ВТП) продолжает действовать, область повышенного рельефа в осевой зоне становится шире (ее полуширота составляла около 140 км 4,5 млн лет назад и около 250 км 2,5 млн лет назад). Амплитуда рельефа осевой части отмершего хребта Галапагосского поднятия уменьшилась за этот период на 280 м и на 470 м, а мощность литосферы возросла от значения 5,5 км до 15 и 20 км соответственно.

На рис. 3, б представлена ситуация на настоящий момент времени, т. е. после 6,5 млн лет действия нового и такого же срока остывания старого хребта. За это время расстояние между осями старого и нового хребта достигло 1400 км. Как было отмечено выше, поднятие рельефа поверхности дна осевой зоны активного хребта (возраст литосферы $t = 0$) по отношению к рельефу участка литосферы с возрастом ≈ 53 млн лет, удаленного от оси на 2000 км, составляет по расчетам около 2,2 км (из них фазовые переходы дают около 270 м). Для оценки справедливости принятой модели развития района интересно сравнить амплитуды рельефа осевых зон действующего и палеоцентров спрединга. Согласно расчетам, разность рельефа здесь составляет около 650 м (из них фазовые переходы вносят вклад менее 50 м). Это значение хорошо согласуется с наблюдаемым в настоящее время различием глубин осевых зон, достигающим около 700 м (см. рис. 3, б).

Несколько подробнее остановимся на строении литосферы шовных зон или областей контакта разновозрастных блоков литосферы. Для удобства на рис. 3, в той части, где приводится рельеф, стрелками показан возраст соответствующих участков литосферы. Прежде всего обращает на себя внимание резкий перепад «термического» регионального рельефа в пределах шовных зон. Он составляет около 1000 м на расстояниях в 150—200 км в окрестности контакта блоков литосферы с возрастaми 24,5 и 6,5 млн лет. Этому перепаду на рис. 3, б отвечает резкое погружение

а

Галапагосское поднятие



б

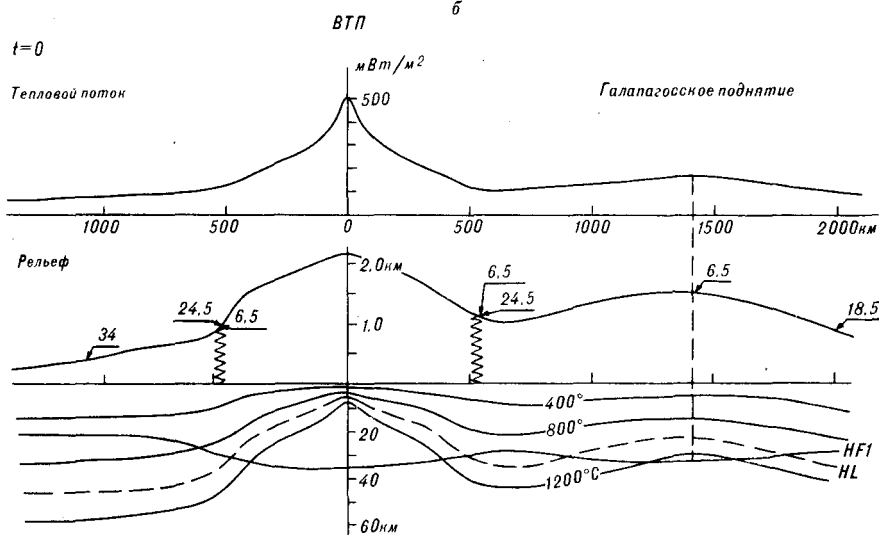


Рис. 3. Эволюция термического режима литосферы, теплового потока и рельефа дна при перескоке оси срединного Галапагосского поднятия.

а — начальный этап, на время 6,5 млн лет назад; б — настоящее время. HL — подошва литосферы; HF1 — граница фазовых переходов (см. текст).

изотерм от более горячего и более молодого блока ВТП в сторону блока с более древней океанической литосферой Галапагосского поднятия. Расчеты показывают, что крутизна рельефа и погружение изотерм уменьшаются с увеличением времени. Процессы теплообмена между соседними блоками литосферы приводят к сглаживанию контраста в морфологических и тепловых характеристиках в пределах шовной зоны, и все же в настоящее время он остается достаточно выраженным.

Указанные особенности, хотя и в меньшей степени, находят отражение и в тепловом потоке (см. рис. 3). Выше отмечалось, что в осевой зоне значение теплового потока принималось равным 500 мВт/м^2 . Это соответствовало средней мощности литосферы здесь около 5 км . В пределах молодой литосферы, созданной за последние $6,5$ млн лет, поток спадает до значений около 100 мВт/м^2 . В пределах старой литосферы в осевой зоне отмершей оси Галапагосского поднятия он составляет в настоящее время 170 мВт/м^2 и всего лишь $65\text{--}70 \text{ мВт/м}^2$ для наиболее древнего участка, рассмотренного в нашей модели, с возрастом 53 млн лет.

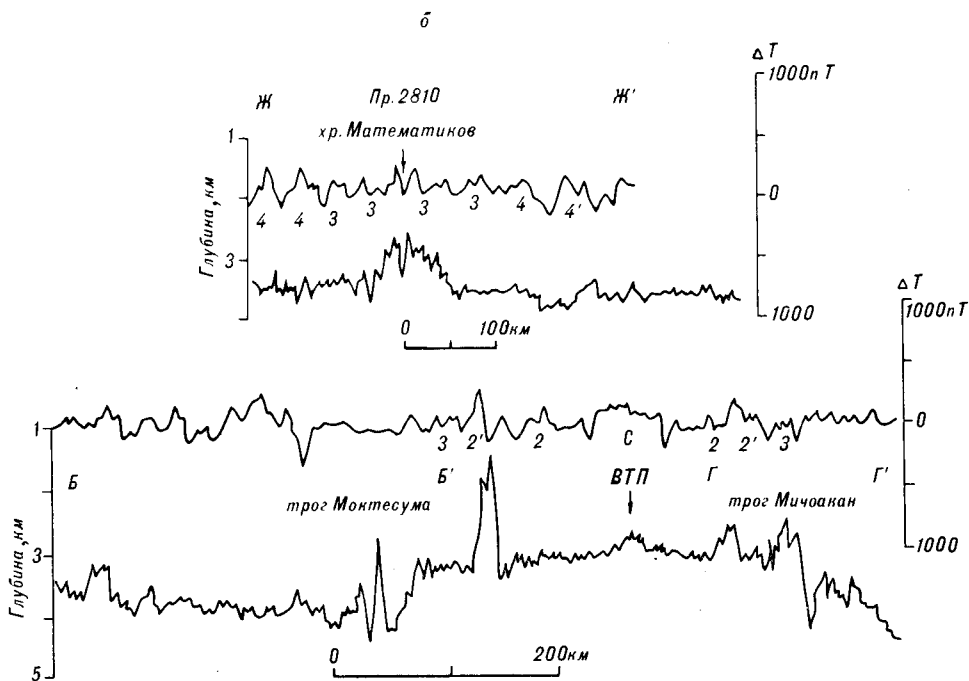
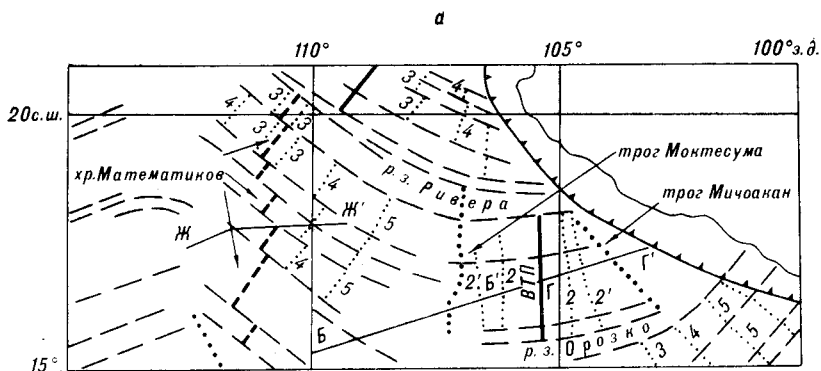


Рис. 4. Перескок оси спрединга хребта Математинов [13].

а — местоположение морфотектонических структур и линейных магнитных аномалий в плане; б — батиметрические и магнитные профили.

Суммируя, можно сказать, что тектоническая модель развития района, принятая на основании изучения магнитных аномалий и рельефа дна Галапагосского и Восточно-Тихоокеанского поднятий, находит подтверждение в теоретических расчетах теплового режима литосферы и, в частности, в амплитуде и характере изменения рельефа дна и поверхностного теплового потока изучаемого района, включая генеральный рельеф зоны контакта старого и вновь образованного блоков литосферы.

Перескок оси спрединга хребта Математинов. Более сложную модель эволюции термического режима литосферы можно рассмотреть на примере перескока оси хр. Математинов. Этот район изучен лучше, чем Галапагосское поднятие. Палеогеодинамические реконструкции развития района, построенные преимущественно на основании батиметрических и магнитных данных, рассмотрены в работах [11, 15, 19]. С перескоком оси спрединга хр. Математинов связывают ряд отчетливо выраженных в современном рельефе морфотектонических структур. К ним относятся палеоспрединговый хр. Математинов, новый центр спрединга — участок ВТП, а также две сопряженные шовные зоны — Моктесума и Мичоакан (рис. 4).

Изменение скоростей спрединга и количество наращиваемой коры, принятые в модели эволюции термического состояния литосферы при перескоке оси спрединга в районе хр. Математиков

Старый центр спрединга (хр. Математиков, отмерший 3,5 млн лет назад)			Новый центр спрединга (ВТП, возникший 6,5 млн лет назад)		
Интервал времени, млн лет назад	Полускорость раскрытия, см/год	Количество коры, созданной за интервал времени, км	Интервал времени, млн лет назад	Полускорость раскрытия, см/год	Количество коры, созданной за интервал времени, км
8,0—4,2	6,5—4,5	209	6,5—4,2	0,0—3,0	34,5
4,2—3,5	4,5—0,0	15,8	4,2—3,5	3,0—4,0	24,5
3,5—0,0	0,0	0,0	3,5—0,0	4,0	140

Сам хребет Математиков представляет собой региональное поднятие шириной 50—100 км и амплитудой до 1500 м. В пределах хребта отчетливо выделяются три сегмента с простиранием 310° , смещенные небольшими трансформными разломами. Участок от 16° с. ш. был детально изучен системой Си-Бим [15]. Здесь в пределах осевой зоны хребта был обнаружен грабен с глубиной дна 4000 м и шириной дна в основании до 500 м. По морфологии участок напоминает типичные осевые зоны медленно раздвигающихся хребтов (см. рис. 4). С удалением от осевой зоны хребта Математиков заметно увеличивается глубина дна океана [11]. Обратим внимание на важный для дальнейшего факт, что крупный вулканический о. Сокоро ограничивает северный край срединной долины хр. Математиков на $18^\circ 50'$ с. ш. Последнее извержение на соседнем острове Св. Бенедикт, расположенном в 23 км к северу, произошло в 1952 г. [18]. И в то же время, судя по линейным магнитным аномалиям, активный спрединг на хребте прекратился здесь еще 3,5 млн лет назад.

В районе детальных геофизических исследований линейные магнитные аномалии обнаруживают симметрию относительно оси хр. Математиков. Их распределение свидетельствует о том, что затухание спрединга постепенно распространялось вдоль простирания хребта с юга на север. Для двух центральных сегментов палеохребта (16° — 18° с. ш.) отчетливо прослежена симметричная относительно оси палеоспрединга аномалия 3 (см. рис. 4, а). Она фиксирует время прекращения спрединга 6,5—5 млн лет назад. Севернее, в районе 20° с. ш. спрединг прекратился позднее (около 3,15 млн лет назад), возможно, во время аномалии 2' (3,15 млн лет) [15].

Моделирование линейных аномалий, проведенное вдоль профиля 2810 (см. рис. 4, б) в [15], согласуется со следующей историей развития района. Вплоть до 8 млн лет назад палеохребет Математиков относился к центрам быстрого спрединга с полускоростью раскрытия $V_{1/2} \approx 65$ мм/год. В период с 8 до 4,2 млн лет назад происходило постепенное уменьшение скорости раскрытия до значений $V_{1/2} \approx 45$ мм/год, с 4,2 до 3,5 млн лет происходило существенное замедление спрединга вплоть до его прекращения (см. таблицу). Непосредственно перед затуханием спрединга был небольшой период медленного раздвижения. Этот факт согласуется с наличием сильно расчлененного рельефа в осевой зоне палеохребта и выраженной рифтовой долины. Это же находило подтверждение и в составе пород, драгированных с внутренних склонов рифтовой долины хр. Математиков [8]. Там были отобраны относительно свежие базальты, изливавшиеся в последнюю стадию затухания спредингового хребта.

Одновременно с прекращением спрединга на хр. Математиков в 450 км к востоку возник участок нового центра спрединга (ВТП). Место его заложения 3,5—6,5 млн лет назад в пределах старой океанической литосферы плиты Фаралон возраста 8 млн лет отмечено в современном рельефе дна шовными зонами Моктесума и Мичоакан, симметричными относительно новой оси ВТП. В рельефе шовные зоны представляют собой сложную

систему желобов и хребтов [15] (см. рис. 4, б). В пределах этих зон осуществляется контакт молодой литосферы, образованной на ВТП, со старым остывшим блоком литосферы, сформированным на хр. Математиков. Такая ситуация по термическим следствиям близка к ситуации в пассивных участках трансформных разломов, разделяющих литосферные блоки разного возраста и мощности. Изучение батиметрии и магнитных аномалий в районе 16° — 17° с. ш. по профилям, пересекавшим шовную зону Моктесума [15], показало, что для участков коры, сформированных в процессе быстрого спрединга с $V_{1/2} \approx 40$ — 45 мм/год, характерен мягкий пологий рельеф, в то время как для участков медленного спрединга с $V_{1/2} < 3$ см/год характерен грубый, изрезанный рельеф (см. рис. 4, б). Более того, длительность периода медленного спрединга, предшествовавшего его полному затуханию, уменьшалась к северу по простиранию шовной зоны Моктесума. Это находит отражение в уменьшении ширины зоны с грубым рельефом к северу от 15° с. ш. Характерно, что узкая зона, в пределах которой скорости спрединга меняются от малых значений до относительно больших, служит одновременно и морфологической границей между областями с грубым и гладким рельефом дна [15].

Обсуждавшаяся выше модель развития хр. Математиков представлена кратко в таблице. Для ясности та же модель представлена в плане и в виде поперечных профилей на рис. 5. Охарактеризуем коротко ее. Новый центр спрединга возник в пределах правого крыла старого хр. Математиков на коре с возрастом 8 млн лет около 6,5 млн лет назад. Согласно таблице в моделировании термического состояния района хребта Математиков в период с 6,5 по 3,5 млн лет возникает дополнительная трудность, связанная с необходимостью рассматривать одновременное действие двух центров спрединга — старого (хр. Математиков) и молодого (участок ВТП). При этом старый хребет снижает свою активность, а молодой наращивает. Принципы построения расчета эволюции температурного режима литосферы рассматриваемого района изложены в приложении 2.

Результаты расчетов представлены на рис. 6. Рисунки дают возможность проследить за изменением распределения поверхностного теплового потока, рельефа, мощности и термического режима литосферы, начиная с момента зарождения нового центра спрединга (ВТП) 6,5 млн лет назад по настоящее время. Распределение теплового потока Q 6,5 млн лет назад (см. рис. 6, а) сравнительно плавно и небольшой излом в кривой можно связать с замедлением спрединга в период от 8 до 6,5 млн лет назад. Значение теплового потока на оси принималось равным 500 мВт/м², что соответствовало возрасту осевого участка литосферы около 1 млн лет и толщине литосферы 5,2 км, — значение, близкое к наблюдаемому. На рис. 6, а показан рельеф относительно поверхности дна участка литосферы с возрастом 32 млн лет, отстоящего от оси спрединга на 2000 км. Следует отметить, что к настоящему времени возраст этого участка увеличивается на 6,5 млн лет, а его поверхность просядет примерно на 170 м. Это находит отражение, в частности, в изменении амплитуды рельефа осевых зон хребтов с момента времени 6,5 млн лет назад до современного.

Рис. 6, б показывает результат первого этапа активности нового центра спрединга, когда 35 км новой коры были созданы за период с 6,5 млн лет до 4,2 млн лет назад со скоростью раскрытия, линейно возрастающей от 0 до 3 см/год. В этот момент шовные зоны, как и сама область вновь образованной литосферы, были узкими (менее 100 км по ширине), а горизонтальные градиенты рельефа, соответственно, большими. Мощность литосферы резко возрастает от 5,2 км на оси хребта до 25—30 км на расстояниях менее 50 км от оси. Прилегающие к шовным зонам Моктесума и Мичоакан участки литосферы, созданные в начальный период медленного спрединга, должны были характеризоваться грубым рельефом. Эти участки отмечены на рис. 6 штриховкой. Следующий этап (см. рис. 6, в) добавляет к области новой литосферы еще 25 км. Спрединг в пределах старого хребта затухает. Заметно (по сравнению с рис. 6, б) расширяется зона контакта старой и новой литосфер (шовная зона). И, наконец,

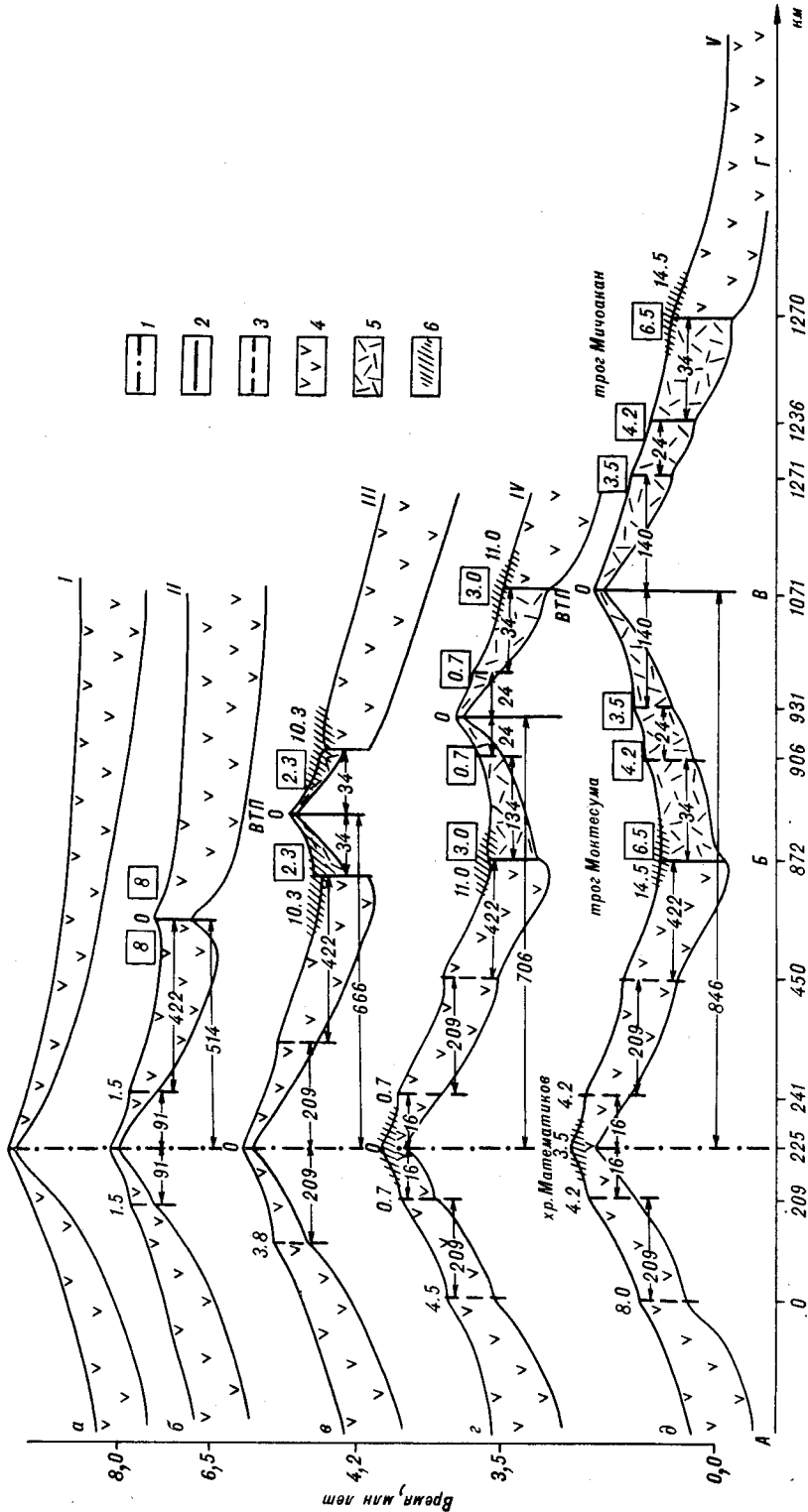


Рис. 5. Схема эволюции литосферы при перескоке оси спрединга хр. Математиков и образования сегмента ВТII. 1 — ось палеоспрединга хр. Математиков; 2 — ось спрединга ВТII; 3 — зоны изменения скорости спрединга; 4 — кора, сформированная на хр. Математиков; 5 — кора, сформированная на ВТII; 6 — области грубого рельефа в шовных зонах. Цифры указывают значения возраста коры в млн лет.

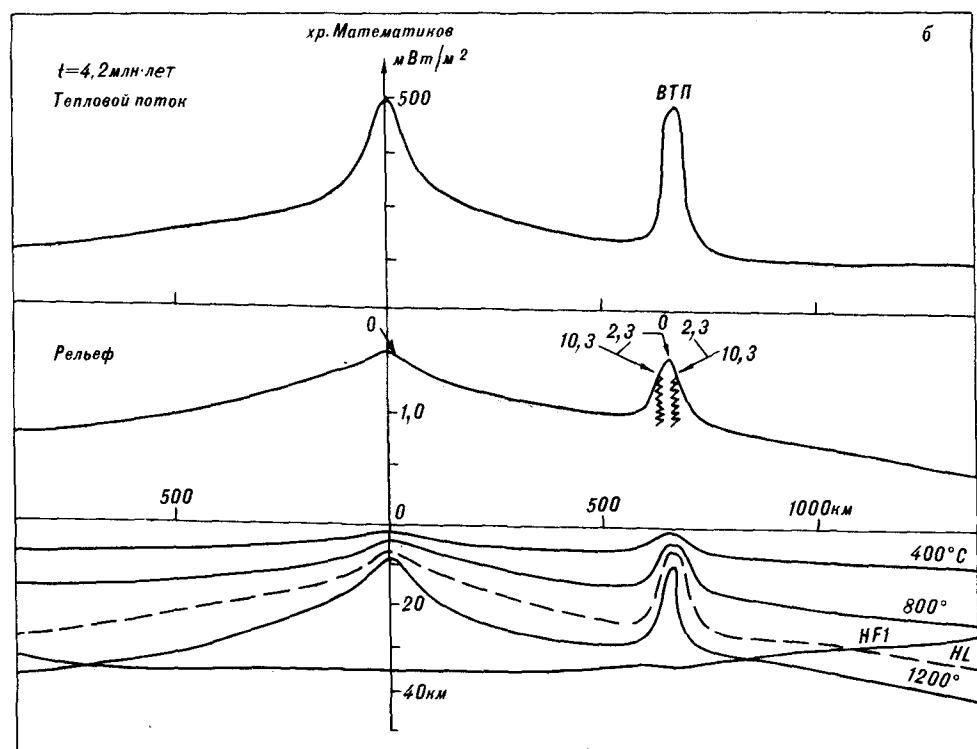
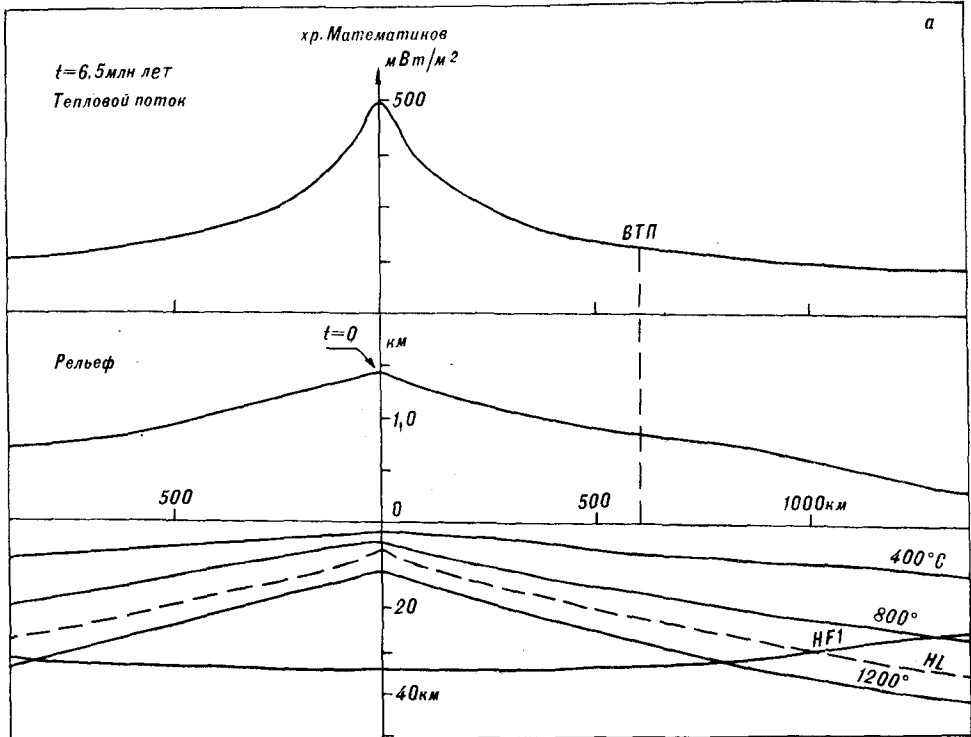
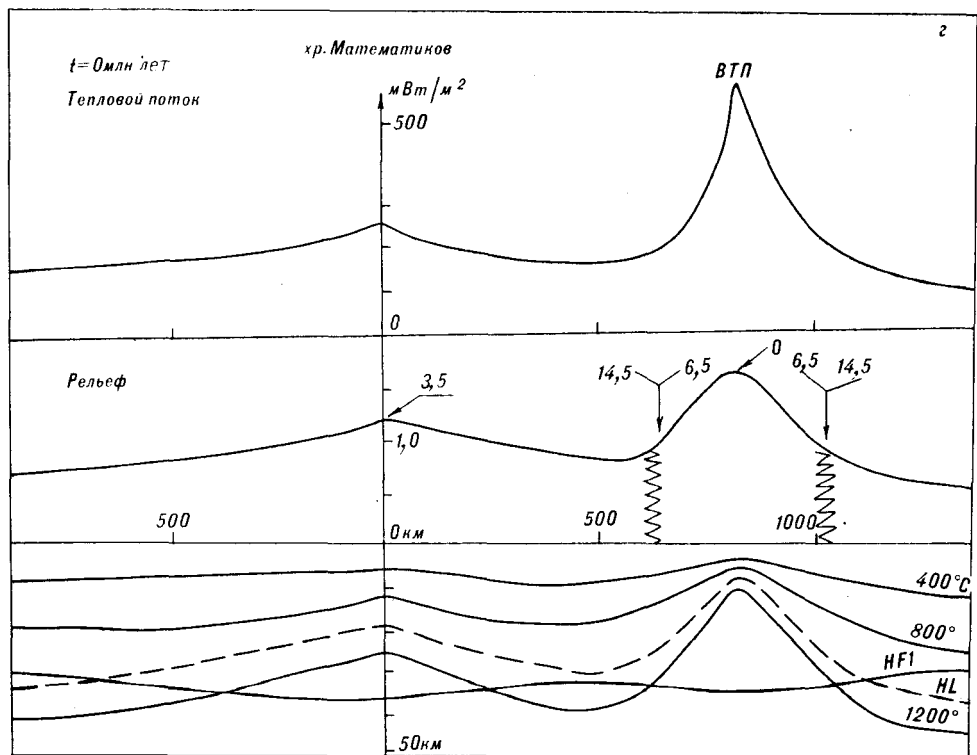
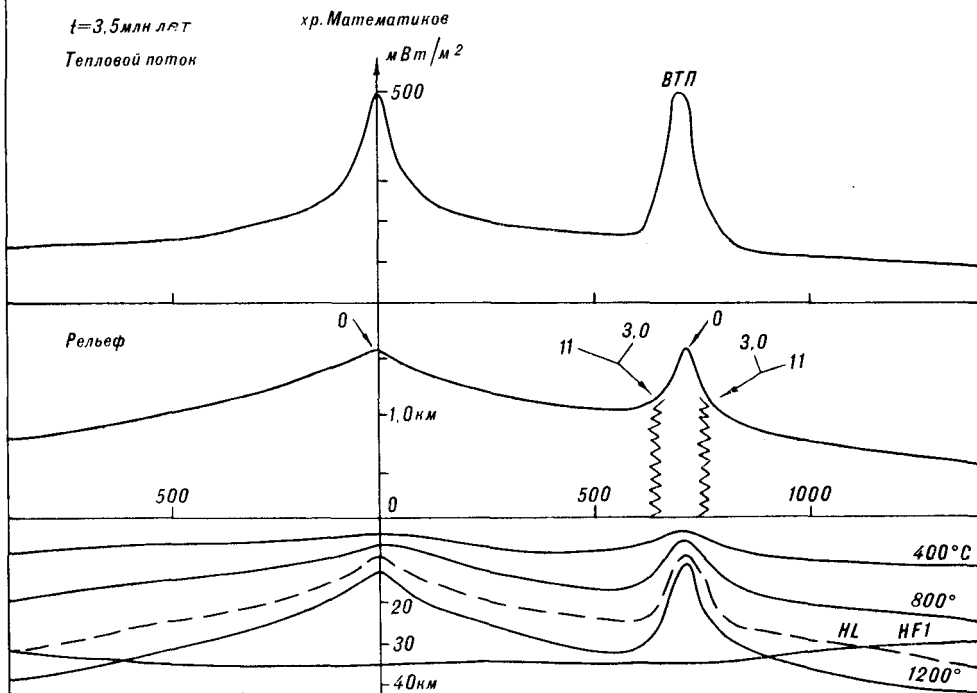


Рис. 6. Эволюция термического режима литосферы, теплового потока
Пояснения



на и рельефа дна при перескоке оси спрединга хр. Математинов.
см. в тексте.

рис. 6, ε иллюстрирует ситуацию на настоящее время. Зона новой литосферы расширялась до 400 км. Горизонтальные градиенты рельефа поверхности и глубин подошвы литосферы уменьшились, но все же перепад рельефа и толщины литосферы в пределах шовных зон остается заметным (сравни. рис. 3, б и 6, ε) из-за меньшей разницы в возрастах блоков литосферы. Интервал от 3,5 млн лет назад до настоящего времени в нашей модели был периодом остывания старого хр. Математиков. За это время тепловой поток на оси палеохребта Математиков снизился от 500 до 210 мВт/м², а толщина литосферы возросла от 5,2 до 18 км. Высота рельефа в осевой зоне за 3,5 млн лет остывания должна была сократиться примерно на 400 м. Однако последнее не подтверждается наблюдением в профиле дна (см. рис. 4, б). Здесь амплитуда рельефа в осевой зоне старого хребта практически не отличается от амплитуды осевой зоны нового центра спрединга. Повышенный рельеф осевой зоны старого центра спрединга можно объяснить, предполагая тепловой подогрев (активизацию или подплавление) с интенсивностью, близкой к интенсивности осевой зоны активной зоны спрединга, но при скорости растяжения литосферы, близкой к нулю. В этом случае в пределах осевой зоны старого центра спрединга (хр. Математиков) следует ожидать появление узкой зоны грубого рельефа с амплитудой, близкой к амплитуде активной части (ВТП), как и наблюдается на рис. 4, б. В качестве подтверждения такой ограниченной тепловой активизации можно рассматривать недавний вулканизм на островах северной оконечности осевой зоны старого хр. Математиков.

Рассмотренная модель позволяет представить общий характер изменения рельефа, теплового потока и термического состояния литосферы района со столь сложным развитием, как хр. Математиков. Полученный в модели рельеф, в частности, неплохо согласуется с наблюдаемым во всем изучаемом районе за исключением узкой зоны в окрестности старого центра спрединга, где есть основание предполагать частичную тепловую активизацию без видимых признаков спрединга.

Приложение 1

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В ЗОНЕ ПЕРЕСКОКА ОСИ СПРЕДИНГА

Новые центры спрединга, возникающие при перескоках участков осевых зон существующих срединно-океанических хребтов, формируются в пределах старой океанической литосферы. Эта литосфера существенно меняет свой возраст в зависимости от расстояния до оси спрединга «своего» СОХ. Этот факт необходимо учитывать при формировании начального распределения температур $T(x, z, t = 0)$ в модели. С этой целью мы воспользовались известным решением термической задачи в модели остывающего полупространства [4, 12]

$$T_E(z, t) = T_S \operatorname{ERF}(-z/2\sqrt{\kappa t}), \quad (1)$$

где T_S принималась равной температуре в основании области счета 1305 °С. Подставляя $\kappa = k/\rho C_p \approx 0,010$ см²/с, глубину z (км) и возраст литосферы t (млн лет), получим для распределения температуры

$$T_E(z, t) = T_S \operatorname{ERF}\left(\frac{-z \text{ (км)}}{\sqrt{t \text{ (млн лет)}}} \cdot 0,0905\right) \quad (2)$$

и для теплового потока на поверхности

$$Q(t) = kT_S \frac{1}{\sqrt{\pi \kappa t}} \approx \frac{10,7}{\sqrt{t \text{ млн лет}}} \quad (3)$$

Значения $Q(t)$ из (3) почти не отличаются от приведенных в [12].

Распределение температур (2) с тепловым потоком на поверхности (3) использовалось в нашей модели для формирования начального распределения температур в литосфере.

В случае перескока оси спрединга Галапагосского поднятия новый центр спрединга (расположенный в модели при $x = 0$) возник на расстоянии 900 км от старого. Поэтому начальное распределение температур на момент возникновения нового центра спрединга имело вид:

$$T(x, z, t_{\text{нач}}) = \begin{cases} T_E\left(z, t = \frac{(900 - x)}{10V}\right), & 0 \leq x \leq 900 - \Delta, \\ T_E(z, t = 0,8 \text{ млн лет}), & 900 - \Delta \leq x \leq 900 + \Delta, \\ T_E\left(z, t = \frac{(x - 900)}{10 \cdot V}\right), & 900 + \Delta \leq x \leq xM \end{cases} \quad (4)$$

для правого крыла Галапагосского поднятия, и

$$T(x, z, t_{\text{нач}}) = T_E\left(z, t = \frac{(900 + x)}{10 \cdot V}\right), \quad 900 + \Delta \leq x \leq xM \quad (5)$$

для левого крыла поднятия. В распределениях (4) и (5) использованы обозначения: $T_E(z, t)$ в согласии с (2), x — расстояние от нового центра спрединга в км, $V = 5$ см/год — полускорость раскрытия в старом центре спрединга Галапагосского поднятия в период, предшествующий образованию нового центра спрединга (так что t — возраст литосферы в млн лет), Δ — полуширина осевой зоны хребта (в км). В нашей модели $\Delta = 40$ км, что отвечало возрасту литосферы $0 \leq t \leq 0,8$ млн лет. Распределение (4) предполагает, что средний тепловой поток осевой зоны составлял около 500 мВт/м^2 (12 ЕТП), при толщине литосферы около 5 км, что согласуется с данными геофизических наблюдений в осевых зонах быстро-раздвигающихся хребтов.

Начальное распределение температуры из (4) и (5) использовалось для решения нестационарного уравнения:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho C_p T) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho C_p T V) = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial t} \right) + A. \quad (6)$$

Здесь ρ — значения плотности, C_p — теплоемкости, k — теплопроводности, A — генерация тепла, $V_{1/2}$ — полускорость спрединга для вновь образованного центра спрединга с осью в точке $x = 0$. Уравнение (6) решалось со следующими граничными условиями:

$$a) T(z) = T_E(z, t = 0,8 \text{ млн лет}) \quad (7)$$

при $x = 0$, т. е. распределение (2) с $t = 0,8$ млн лет, как и выше, было принято за осевую геотерму центра спрединга;

$$б) \frac{\partial T(x, z)}{\partial x} = 0 \quad \text{при} \quad x = XM; \quad (8)$$

$$в) T = 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad \text{при} \quad z = 0; \quad (9)$$

$$г) T = TMX = 1305 \text{ } ^\circ\text{C} \quad \text{при} \quad z = ZM. \quad (10)$$

Условия (7)–(10) выполняются для всех $t > 0$. Из обозначений, введенных выше: ZM — максимальный размер области счета по оси x ($ZM = 2000$ км); ZM — то же по оси z ($ZM = 120$ км); TMX — максимальная температура в основании области ($TMX = 1305 \text{ } ^\circ\text{C}$), V — полускорость спрединга, равная 8 см/год для нового центра спрединга.

При решении уравнения (6) учитывался эффект выделения скрытой теплоты плавления путем замены значения C_p на $C_p^1 = C_p + L/(T_L - T_S)$ в области температур $T_S \leq T \leq T_L$. Здесь $T_S = f(z)$ — температура солидуса перидотита [20], а $T_L = T_S + 600 \text{ } ^\circ\text{C}$ — температура ликвидуса, $L = 4,1868 \cdot 10^5$ Дж/кг (100 кал/ч) — скрытая теплота плавления перидотитового материала мантии.

Уравнение (6) решалось по неявной конечно-разностной схеме с использованием модели с опережением при аппроксимации конвективного члена. Шаги Δx , Δz увеличивались в геометрической прогрессии от $\Delta x = 1$ км у оси до $\Delta x = 70$ км на правой границе области и от $\Delta z = 1$ км у поверхности до $\Delta z \approx 4$ км у основания области $ZM = 120$ км. Основное

ограничение на шаг по времени налагало условие устойчивости для конвективного члена в (6) из-за сравнительно высокой скорости спрединга. Шаг по времени менялся от 5 тыс. лет до 20 тыс. лет без нарушения устойчивости решения. Точность решения проверялась сравнением с известными аналитическими решениями (остывание однородного полупространства, теплообмен блоков с различными температурами), а также сравнением решений, полученных при разном выборе шагов Δx , Δz , Δt . Рельеф $H(x)$ вычислялся, как обычно, в рамках гипотезы локального изостатического равновесия, т. е. в предположении равенства веса столбцов литосферы с основанием (уровнем изостазии) на глубине $zH = 120$ км:

$$H(x) \approx \frac{\int_0^{zH} [\rho(xM, z) - \rho(x, z)] dz}{\rho_{K1} + \rho_M - \rho_{KM} - \rho_B}. \quad (11)$$

Здесь ρ_{K1} , ρ_{KM} — средняя плотность коры в пределах рельефа и у границы Мохо, соответственно, ρ_M — плотность мантии у границы Мохо, ρ_B — плотность воды. Распределение $\rho(xM, z)$ в (11) служило так называемым «реперным» отсеченным распределением плотности по глубине, взятым на большом удалении от источников термических возмущений литосферы. Другими словами, формула (11) считает рельеф поверхности относительно его уровня в удаленной термически невозмущенной области $X = XM$. Основной вклад в отличие плотности $\rho(x, z)$ от реперного распределения $\rho(xM, z)$ на тех же глубинах z вносят термическое расширение и изотермическое сжатие пород:

$$\rho(x, z, t) = \rho_0 [1 - \alpha T(x, z, t) + \beta P(x, z, t)], \quad (12)$$

где коэффициент изобарического расширения $\alpha = 3,2 \cdot 10^{-5} \text{C}^{-1}$ и коэффициент изотермического сжатия $\beta = 7,9 \cdot 10^{-4} \text{ кбар}^{-1}$ для пород мантии. Выражение (11) учитывает также понижение результирующей амплитуды рельефа за счет поднятия границы кора — мантия, кроме того, в модели учитывался вклад в рельеф от погружения границ фазовых переходов плагиоклазового перидотита в пироксеновый ($\rho : 3,2 - 3,30 \text{ г/см}^3$) и пироксенового в гранатовый перидотит ($\rho : 3,30 - 3,38 \text{ г/см}^3$) [10].

Приложение 2

МОДЕЛЬ РАСЧЕТА ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ И РЕЛЬЕФА ДНА ПРИ ПЕРЕСКОКЕ ОСИ СПРЕДИНГА ХРЕБТА МАТЕМАТИКОВ

Как следует из рис. 5 и таблицы, существенная трудность в рассмотрении модели развития района хр. Математиков (по сравнению с предыдущей для Галапагосского поднятия) заключается в необходимости учета одновременного действия двух центров спрединга — старого (хр. Математиков) и нового (ВТП) — в интервале времени от 6,5 до 3,5 млн лет назад.

Эту трудность мы обошли, рассматривая в допустимом приближении, эволюцию района как развитие трех отдельных участков (АБ, БВ, ВГ на рис. 5) и «сшивая» соответствующие решения.

Первый участок включал спрединг старого хр. Математиков (АБ на рис. 5). Спрединг и последующее остывание этого хребта рассматривались как процесс, симметричный относительно оси. Распределение температуры с глубиной находилось тогда решением уравнения (6) со скоростями спрединга, меняющимися во времени в соответствии с левой частью таблицы. Граничное условие на оси ($x = 0$) в период спрединга, т. е. интервала времени для $3,5 \leq t \leq 8$ млн лет, имело вид (7), а в период после прекращения ($0 \leq t \leq 3,5$ млн лет) (8). Граничные условия при $z = 0$, $z = ZM$ и $x = XM$ оставались прежними ((8)–(10)). Началь-

ное распределение температур соответствовало спредингу с полускоростью $V = 6,5$ см/год и строилось по аналогии с (4), (5):

$$T(x, z, t_{\text{нач}}) = \begin{cases} T_E(z, t) \frac{x}{10 \cdot V} & \Delta \leq x \leq xM, \\ T_E(z, t = 0,8 \text{ млн лет}) & 0 \leq x \leq \Delta. \end{cases} \quad (13)$$

Смысл выбора зоны $\Delta \approx 40$ км остается тем же, что и в (4), (5), т. е. это осредненное представление осевой области возраста $t \leq 0,8$ млн лет с аномально высоким тепловым потоком. X , как и прежде, измеряется в км.

Решение уравнения теплопроводности с рассмотренными границами и начальными условиями описывало эволюцию теплового режима литосферы, созданной в палеоцентре спрединга хр. Математиков.

Вторая часть решения описывала эволюцию теплового режима вновь созданного хребта — участка ВТП, вернее его левого крыла, примыкающего к правому склону палеохребта Математиков (область БВ на рис. 5). При построении исходной модели для этой части решения мы учитывали, что новый центр спрединга возник 6,5 млн лет назад на литосфере с возрастом 8 млн лет в районе, отстоявшем в то время на 514 км от старой оси спрединга (см. рис. 5). На таких расстояниях от оси горизонтальные градиенты температур в литосфере незначительны, и тогда в хорошем приближении можно считать, что новый центр спрединга зародился в пределах однородной (по горизонтали) литосферы возраста 8 млн лет. Другими словами, мы предполагаем, что термическая эволюция старой литосферы вне зоны термического влияния новой литосферы ВТП близка к описываемой в рамках остывающего полупространства. Это предположение оправдано достаточным удалением места зарождения нового хребта от оси старого. Начальное распределение температур для второй части решения тогда имело вид:

$$T(x, z, t_{\text{нач}}) = T_E(z, t = 8 \text{ млн лет}), \quad (14)$$

где $T_E(z, t)$, как и раньше, дается в уравнении (2).

Граничные условия имели вид (7)—(10) для всего периода спрединга нового хребта ВТП $0 \leq t \leq 6,5$ млн лет. В таком случае термическое состояние литосферы на участке БВ (см. рис. 5) получалось сопряжением рассматриваемого решения с решением для спрединга и остывания старого хр. Математиков, рассмотренного выше.

Наконец, в третьей части решения рассматривалась эволюция термического состояния литосферы правого крыла нового центра спрединга (ВТП) и примыкающего к нему участка литосферы правого крыла старого центра спрединга (хр. Математиков). Здесь начальное распределение температур соответствовало термическому состоянию литосферы с прогрессивно увеличивающимся возрастом, равным или превосходящим 8 млн лет. Литосфера была создана в старом центре спрединга со скоростью раскрытия $V \approx 6,5$ см/год. Начальное распределение температуры имело вид:

$$T(z, x, t_{\text{нач}}) = T_E\left(z, t = 8 + \frac{x}{10 \cdot V}\right). \quad (15)$$

Здесь, как и выше, x — расстояние от новой оси спрединга в км. Граничные условия, как и в предыдущем случае, имели вид (7)—(10) для всего периода спрединга нового хребта. Граничными условиями задано распределение температур в пределах блоков литосферы нового и старого центров спрединга, включая и область контакта между ними.

Полученные распределения температур использовались для оценки амплитуды рельефа дна, положения подошвы литосферы и границ фазовых переходов, как было описано выше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галушкин Ю. И., Ушаков С. А. Глобальная картина мгновенной кинематики литосферных плит // Вестн. МГУ. Геол. — 1978. — № 2. — С. 20—34.
2. Гуревич Н. И. Связь океанического аномального магнитного поля с геолого-

тектоническими особенностями дна // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1988.— Т. 63.— С. 31—37.

3. Дубинин Е. П., Ушаков С. А. Палеограницы плит — шовные зоны литосферы // Сов. геология.— 1989.— № 12.— С. 49—53.
4. Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 208.— С. 1338—1341.
5. Ade-Hall J. M. Underway surveys, leg 34 // Initial Report of the Deep Sea Drilling Project.— 1976.— V. 34.— P. 163—183.
6. Anderson R. N., Sclater J. G. Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5 S and 20 S // Earth and Planet. Sci. Letters.— 1972.— V. 16.— P. 433—441.
7. Atwater T., Menard H. W. Magnetic lineations in the north-east Pacific // Ibid.— 1970.— V. 7.— P. 445—450.
8. Batiza R., Vanko D. A. Petrologic evolution of large failed rifts in the eastern Pacific: Petrology of volcanic and plutonic rocks from the Mathematician Ridge area and the Guadalupe Trough // J. Petrol.— 1985.— V. 26.— P. 564—602.
9. Cande S. C., Herron E. M., Hail B. R. The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific // Earth and Planet. Sci. Letters.— 1982.— V. 57.— P. 63—74.
10. Forsyth D. W., Press F. Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere // J. Geophys. Res.— 1971.— V. 76.— P. 7963.
11. Klitgord K. D., Mammerickx J. Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework // Ibid.— 1982.— V. 87.— P. 6725—6750.
12. Lister C. R. B. Qualitative models of spreading center processes, including hydrothermal penetration // Tectonophys.— 1977.— V. 37.— P. 203—218.
13. Mammerickx J., Sandwell D. Rifting of old Oceanic lithosphere // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91.— P. 1975—1988.
14. Mammerickx J., Naar D. F., Tyce R. L. The Mathematician Paleoplate // Ibid.— 1988.— V. 93.— P. 3025—3040.
15. Mammerickx J., Sharman G. F. Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period // Ibid.— 1988.— V. 93.— P. 3050—3063.
16. Rea D. K. Analysis of a fast-spreading rise crest: The East Pacific Rise, 9 to 12 S // Mar. Geophys. Res.— 1976.— V. 2.— P. 291—313.
17. Rea D. K. Tectonics of the Nazca-Pacific divergent plate boundary // Mem. Geol. Soc. Am.— 1981.— V. 154.— P. 27—62.
18. Richards A. F. Geology of the Islas Revilla-Gigedo, Mexico, I, Birth and development of Volcan Barcena, Isla San Benedicto // Bull. Volcanol.— 1959.— V. 22.— P. 73—123.
19. Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific // J. Geophys. Res.— 1971.— V. 76.— P. 7888—7915.
20. Wyllie P. J. Magmas and volatile components // Am. Miner.— 1979.— V. 64.— P. 469—500.
21. Yeats R. S., Heath G. R. Bathymetry and structure of the Bauer deep around DSDP site 319 // Yeats R. S., Hart S. R. et al.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1976.— V. 34.— P. 157—163.

МГУ, Музей земледения
Москва

Поступила в редакцию
21 февраля 1991 г.

УДК 550.311

В. К. Булгаков, В. В. Дрюков

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Приведены результаты численного моделирования тепловой конвекции несжимаемой вязкой жидкости с параметрами, соответствующими верхней и нижней мантии Земли. Исследовано влияние внутренних источников тепловыделения на механизм тепловой конвекции для различных реологических моделей: ньютоновской и неньютоновской. Показано, что радиоактивные источники тепловыделения могут давать до 2/3 наблюдаемого теплового потока из верхней океанической мантии Земли и до 1/3 теплового потока, поступающего из верхней континентальной мантии. Задача решена методом контрольных объемов в естественных переменных.

Обычно в работах по численному моделированию тепловой конвекции в мантии Земли не учитываются эффекты тепловыделения радиоактивными источниками тепла (РИТ) [6, 2, 9]. В работе [5] рассчитана модель тепловой конвекции в нижней мантии Земли с учетом тепловыделения РИТ, однако, принятая авторами реологическая модель с постоянной вязкостью слишком проста и, как будет показано ниже, не позволяет выявить реальные эффекты взаимодействия мантии Земли с источниками внутреннего тепловыделения. РИТ являются определяющими в механизме тепловой конвекции в нижней мантии Земли, где только около 10 % от общего теплового потока подводится через границу мантия — ядро [3]. В данной работе будет показано, что РИТ также могут играть важную роль в процессе тепломассопереноса в верхней мантии Земли.

Известно [6], что при моделировании конвекции в верхней мантии обычно используются средние физические параметры Земли. В этом случае, если в качестве расчетного слоя принимается слой толщиной порядка 600 км и перепад температур ΔT около 700 К, тепловой поток на поверхности оказывается меньше среднего в 3—4 раза. Если же в качестве верхней границы принять подошву литосферы, а граничное условие для температуры задавать в виде среднего теплового потока, поступающего из нижней мантии, в этом случае температура на глубине около 700 км оказывается завышенной приблизительно на 700 К. Если за верхнюю границу расчетной области принять поверхность литосферы, температура на глубине 700 км оказывается завышенной на 500 К.

Для устранения этого недостатка в работе [6] при моделировании конвекции в континентальной мантии предлагается в качестве расчетного слоя рассматривать слой толщиной 550 км и перепад температур $\Delta T = 600$ К, а при моделировании океанической мантии рассматривать слой толщиной около 700 км с перепадом температур $\Delta T = 1900$ К. Тепловой поток, поступающий из континентальной верхней мантии, рассчитанный авторами работы [6], оказался равным 20 мВт/м², а из океанической мантии — около 80 мВт/м². Эта модель не объясняет того факта, что тепловой поток, поступающий из нижней мантии в океаническую верхнюю мантию, оказывается в 4 раза выше теплового потока, поступающего в континентальную верхнюю мантию. Вероятно, что если бы в действительности из океанической нижней мантии тепло выносилось более эффективно, чем из континентальной нижней мантии, это должно было бы привести к неизбежному истощению теплового запаса океанической ниж-

ней мантии по сравнению с континентальной (при условии равенства тепловыделения во всей нижней мантии, что не противоречит геофизическим данным [3]). А это в свою очередь приведет к падению теплового потока, поступающего из океанической верхней мантии, и уменьшению интенсивности конвективных течений по сравнению с континентальной верхней мантией. В действительности наблюдаемая ситуация такова, что океаническая мантия обладает большим тепловым потоком [3], чем континентальная мантия.

Решение этой проблемы может быть найдено, если учесть принципиальное различие, которое могут играть РИТ в верхней океанической и континентальной мантии. Считается [3], что около половины общего теплового потока континентов генерируется в верхнем 10-километровом слое континентальной коры, остальная часть теплового потока поступает из верхней мантии. В континентальной мантии, по оценкам [3], вклад радиоактивных источников тепла в общий тепловой поток невелик и составляет около 5 мВт/м^2 ($\sim 15\%$), ввиду того, что практически все радиоактивные элементы дифференцировались в кору. В океанических структурах ситуация несколько иная: океанический слой базальта толщиной порядка 6 км за счет тепловыделения содержащихся в нем РИТ дает тепловой поток около 1 мВт/м^2 , что означает, что весь наблюдаемый тепловой поток поступает из верхней океанической мантии. Малое содержание радиоактивных элементов в коре океанов может быть объяснено тем, что океаническая литосфера, рождаясь в зонах спрединга и умирая в зонах субдукции, способствует перемешиванию РИТ в океанической мантии Земли, препятствуя их отложению в кору. Поэтому естественно предположить, что в отличие от обедненной верхней мантии континентов океаническая верхняя мантия содержит гораздо большее количество радиоактивных источников тепла, которые поддерживают высокий тепловой поток, поступающий в океаны. При такой гипотезе достигается равенство тепловых потоков из нижней мантии в океаническую и континентальную верхнюю мантию, что является более физической ситуацией. Следует также отметить, что наблюдаемый в настоящее время тепловой поток складывается также из теплового потока уже умерших радиоактивных элементов.

Оценим время тепловой релаксации РИТ для океанической и континентальной верхней мантии. В континентальной верхней мантии практически все РИТ сосредоточены в 10-километровом слое коры и время тепловой релаксации составит

$$t_{\text{к}} = d_{\text{к}}^2 / K \approx 3,6 \cdot 10^6 \text{ лет,}$$

где $d_{\text{к}}$ — толщина коры, K — температуропроводность.

Для океанической мантии, где основная масса РИТ сосредоточена не в коре, а в мантии, время тепловой релаксации для РИТ будет приблизительно равно времени прохождения тепловым потоком 70 км кондуктивного слоя литосферы:

$$t_{\text{л}} = d_{\text{л}}^2 / K \approx 1,7 \cdot 10^8 \text{ лет.}$$

Время тепловой релаксации океанических структур приблизительно в 50 раз больше, чем континентальных структур, поэтому при моделировании стационарной конвекции в океанической мантии Земли необходимо учитывать эффективное тепловыделение, величина которого несколько больше тепловыделения современными РИТ и должна подбираться из численного эксперимента.

РИТ играют главную роль источников энергии, поддерживающих тепловую конвекцию в нижней мантии и дают значительный вклад в тепловой поток океанической верхней мантии. Проверить эту гипотезу можно путем численного моделирования тепловой конвекции. В данном случае для корректности физической модели необходимо рассмотреть наиболее реальную реологию мантии, определяющую структуру течения и теплопереноса.

Простейшей реологической моделью служит предположение, что $\eta = \text{const}$, используемое многими авторами [6, 5]. Как будет показано ниже, такая модель не позволяет выявить физические эффекты, связанные с взаимодействием неньютоновской $\eta = \eta(T, P, \sigma)$ реологии и тепловыделением.

Известны работы по исследованию конвекции с переменной вязкостью, например [9, 8]. Остановимся на этом вопросе подробнее. Основными механизмами, определяющими поведение мантии Земли подобно вязкой жидкости в масштабах времени $> 10^6$ лет, являются диффузионный и дислокационный механизмы ползучести [3]. Выражение для диффузионной вязкости мантии можно записать в виде [3]:

$$\eta_d = A \frac{kTr^2}{a^3D}, \quad (1)$$

где A — эмпирическая константа, k — постоянная Больцмана, a — постоянная кристаллической решетки, r — средний размер кристаллических зерен мантии, D — коэффициент самодиффузии:

$$D = D_0 \exp - \left(\frac{E^* + PV^*}{RT} \right),$$

здесь E^* — энергия активации, V^* — активационный объем, P — давление, T — температура, R — универсальная газовая постоянная.

Дислокационный механизм ползучести предполагает нелинейную связь между тензором скоростей деформаций ϵ_{ij} и девиатором тензора напряжений σ_{ij} :

$$\epsilon_{ij} = B \sigma^2 \sigma_{ij},$$

где $\sigma = \left(\frac{1}{2} \sum \sigma_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}}$ — второй инвариант девиатора тензора напряжений, а выражение для дислокационной вязкости запишем в виде [8]:

$$\eta_{\text{п}} = C \frac{kT}{Db} \left(\frac{\mu}{\sigma} \right)^2, \quad (2)$$

где C — эмпирическая константа, B — величина вектора Бюргера для процесса движения дислокаций, μ — модуль сдвига. Эффективная вязкость мантии, определенная двумя вышеназванными механизмами ползучести, записывается в виде [8]:

$$\eta_{\text{э}} = \eta_d \left/ \left(1 + \left(\frac{\sigma}{\sigma_t} \right)^2 \right) \right., \quad (3)$$

где σ_t — критическое касательное напряжение, при котором $\eta_{\text{п}} = \eta_d$.

В настоящей работе в качестве реологических моделей будут рассмотрены зависимости (1)–(3), а также для сравнения модель с постоянной вязкостью. Используя масштабы физических величин и безразмерные комплексы, приведенные в таблице, реологические соотношения (1), (3), (2) можно записать в удобном безразмерном виде:

$$\eta_d = A_0 (T_0 + \Theta) \exp \left(\frac{E + Vz}{T_0 + \Theta} \right), \quad (4)$$

$$\eta_{\text{э}} = C_0 (T_0 + \Theta) \exp \left(\frac{E + Vz}{T_0 + \Theta} \right), \quad (5)$$

$$\eta_{\text{п}} = \frac{B_0}{\sigma^2} (T_0 + \Theta) \exp \left(\frac{E + Vz}{T_0 + \Theta} \right). \quad (6)$$

На основании вышесказанного физическую модель как верхней, так и нижней мантии представим в виде горизонтального слоя вязкой несжимаемой жидкости, ограниченного сверху и снизу горизонтальными стенками с фиксированным перепадом температур в слое, причем за верхнюю границу расчетной области для верхней мантии принимается подошва

Масштабы и безразмерные комплексы

Масштабы

обозначение	наименование	масштаб
x, z	горизонтальная и вертикальная координаты	$1/d$
u, v	горизонтальная и вертикальная компоненты скорости	d/k
t	время	k/d^2
ψ	функция тока	$1/k$
η	вязкость	$1/\eta_0$
σ	напряжение	$d^2/(k\eta_0)$
ε	скорость деформаций	k/d^2
T	температура	ΔT
P	давление	$d^2/(k\eta_0)$
A_0	предэкспонент Ньютоновского закона вязкости	$1/\eta_0$
B_0	предэкспонент нелинейного закона вязкости	$\eta_0 k^2/d^4$
C_0	предэкспонент комбинированного закона вязкости	$1/\eta_0$

безразмерные комплексы

E	энергия активации	$E = E^*/(R_\Delta T)$
V	объем активации	$V = V^* \rho g d / (R_\Delta T)$
T_0	температура верхней границы	$T_0 = T_B / \Delta T$
Θ	температура	$\Theta = (T - T_B) / \Delta T$
Gen	число теплогенерации	$Gen = d^2 H / (\rho C_p \Delta T K)$
Dis	диссипативное число	$Dis = \eta_0 k / (\rho C_p d^2 T)$
Ra	число Рэлея	$Ra = \alpha g \rho_\Delta T d^3 / (k \eta_0)$
Pr	число Прандтля	$Pr = \eta_0 / \rho k$

литосферы, а для нижней — граница второго фазового перехода $d = 670$ км. Тогда безразмерные уравнения Навье — Стокса, неразрывности и теплопереноса, описывающие свободную конвекцию в приближении Буссинеска будут иметь следующий вид:

$$\frac{1}{Pr} \left(\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial vv}{\partial z} + \frac{\partial vu}{\partial x} \right) = - \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(2\eta \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right) + Ra \Theta, \quad (7)$$

$$\frac{1}{Pr} \left(\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial z} + \frac{\partial uu}{\partial x} \right) = - \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(2\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right), \quad (8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial \Theta v}{\partial t} + \frac{\partial \Theta u}{\partial x} = \frac{\partial \Theta^2}{\partial z^2} + \frac{\partial \Theta^2}{\partial x^2} + \eta A Dis + Gen, \quad (10)$$

где $A = 2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$ — интенсивность скоростей деформаций, а масштабы и безразмерные комплексы, использованные при безразмеривании системы уравнений (7)–(10), приведены в таблице.

В дальнейшей системе уравнений (7)–(10) решалась со следующими граничными условиями:

$$\begin{aligned} \Theta &= 1; v = \partial u / \partial z = 0 && \text{при } z = 0, \\ \Theta &= v = \partial u / \partial z = 0 && \text{при } z = d, \\ \partial \Theta / \partial x = u = \partial v / \partial x &= 0 && \text{при } x = 0, x = L. \end{aligned}$$

Отметим, что все результаты, представленные ниже, получены при решении квазистационарной системы уравнений, т. е. $\partial \Theta / \partial t \rightarrow 0$, так как в настоящей работе не исследуется развитие конвекции во времени. Все численные эксперименты проведены для сравнительно короткой области $L/d = 1$, это обусловлено тем, что использование области $L/d > 1$, которая ближе к реальным размерам мантии Земли, хотя и приводит к более точным количественным результатам, не изменяет физики явления и, как показали численные исследования, практически не влияет на интегральные характеристики, такие как средний тепловой поток. Система уравнений (7)–(10) решалась численно, с использованием алгоритма, разработанного для решения задач тепловой конвекции на основе недавно предложенной процедуры PISO [1]. Это позволило моделировать тепловую конвекцию в естественных переменных: скорость — давление, что дает возможность в отличие от общепринятого подхода, использующего в качестве переменных вихрь ψ и функцию тока ω , более физично задавать граничные условия для скорости, а также при дальнейшем развитии задачи перейти к трехмерным моделям.

Физические параметры для моделирования тепловой конвекции в верхней мантии были приняты следующими: плотность $\rho = 3700 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, температуропроводность $K = 10^{-6} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, коэффициент теплового расширения $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$, средняя динамическая вязкость $\eta_0 = 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$, теплоемкость $C_p = 1200 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \text{ К}^{-1}$, теплопроводность $\lambda = 4,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \text{ К}^{-1}$, температура верхней границы $T_v = 1400 \text{ К}$, температура нижней границы $T_n = 2000 \text{ К}$, ускорение силы тяжести $g = 9,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$, толщина расчетного слоя для континентов с низким тепловым потоком составила 520 км, для океанической и континентальной мантии с высоким тепловым потоком 600 км.

Предполагалось, что мантия состоит из сухого оливинового композита с 90%-м содержанием форстерита, тогда величина энергии активации составит $E^* = 523 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$, активационный объем $V^* = 10^{-5} \text{ моль} \cdot \text{м}^{-3}$. При моделировании конвекции в нижней мантии принималось, что ввиду преобладания на больших глубинах в выражениях для вязкости члена $V \cdot z$ конвекция в нижней мантии эффективно охватывает глубины приблизительно до 1800 км [8]. Дальнейшему ее проникновению препятствует сильный рост вязкости. Физические параметры для нижней мантии были приняты следующими: плотность $\rho = 4500 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, температуропроводность $K = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, коэффициент теплового расширения $\alpha = 2 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$, средняя динамическая вязкость $\eta_0 = 5 \cdot 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$, теплоемкость $C_p = 1200 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \text{ К}^{-1}$, теплопроводность $\lambda = 6,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \text{ К}^{-1}$, температура верхней границы $T_v = 2000 \text{ К}$, температура нижней границы $T_n = 2850 \text{ К}$, толщина расчетного слоя $d = 1,1 \cdot 10^6 \text{ м}$, энергия активации $E^* = 742 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$, активационный объем $V^* = 6 \cdot 10^{-6} \text{ моль}^{-1} \cdot \text{м}^3$.

На рис. 1 представлены результаты численных экспериментов по моделированию тепловой конвекции без учета тепловыделения и вязкой диссипации.

Рис. 1, а показывает безразмерные поля изолиний функции тока, температуры и вязкости, соответствующие реологическому соотношению (4). Отметим, что поля функции тока были получены по известным значениям скорости в результате решения уравнения Пуассона [4]. Величина A_0 в (4) была подобрана таким образом, что при переходе к размерным величинам, используя параметры для континентальной мантии с малым тепловым потоком, тепловой поток на верхней границе рассматриваемой

области составил 19 мВт/м^2 (безразмерный средний тепловой поток равен $3,86$). Как видно из рис. 1, а, центр вихря находится в левом верхнем углу, что обусловлено наличием в данной зоне минимума вязкости, причем величина перепада вязкости составила более 5 порядков. На рис. 1, б показано распределение изолиний функции тока, температуры, вязкости для реологического соотношения (5), причем величина C_0 была подобрана таким образом, что средний тепловой поток отличался от модели, представленной на рис. 1, а, не более чем на 1 %. В этой модели безразмерное напряжение σ_t было принято равным $2 \cdot 10^3$, а заштрихованная часть изолиний вязкости (см. рис. 1, б) показывает зону, где напряжение $\sigma > \sigma_t$, (т. е. в этой области течение осуществляется в основном дислокационным механизмом ползучести). Отношение максимальной величины вязкости к минимальной составляет около 4 порядков. Рис. 1, в показывает распределение характеристик поля течения для модели степенной жидкости с вязкостью, определяемой выражением (6). В этом случае наблюдается еще большее сглаживание поля течения, центр вихря отодвигается от левого верхнего угла рассматриваемой области, что обусловлено большей зависимостью поля течения от напряжения сдвига, чем на рис. 1, б. При этом усложняется структура вязкости, а отношение η_{\max}/η_{\min} составляет около трех порядков, тепловой поток, как и в предыдущих вариантах, составил 19 мВт/м^2 .

На рис. 1, г представлены изолинии функции тока, температуры и вязкости для случая $\eta = \text{const}$.

Отметим, что вариант, представленный на рис. 1, в, соответствует по своим параметрам континентальной верхней мантии с малым тепловым потоком $q \approx 20 \text{ мВт/м}^2$.

По оценкам [3], критическое касательное напряжение σ_c составляет около $3 \cdot 10^5 \text{ Па}$, а среднее напряжение, полученное в моделях, представленных на рис. 1, а, в, около 2 МПа , т. е. при таких параметрах верхней мантии определяющим механизмом ползучести является дислокационный механизм.

Представленная на рис. 2 серия численных экспериментов была проведена с такими же безразмерными параметрами, как и в предыдущем варианте, но здесь в расчетную область были введены равномерно распределенные источники тепла.

Для моделей рис. 2, а, в, г число теплогенерации Gen равно 10, а для модели рис. 2, б $Gen = 2,5$.

Анализ рис. 1 и рис. 2 показывает, что наличие РИТ приводит к следующим общим для всех реологических моделей (кроме $\eta = \text{const}$) физическим эффектам: а) увеличивается (в несколько раз) интенсивность конвективного течения, что приводит к более эффективному теплопереносу, вихрь растягивается практически по всей расчетной области, при этом его центр смещается вправо; б) происходит уменьшение общего фона вязкости, отношение η_{\max}/η_{\min} для реологических моделей (4)–(6) остается прежним, более отчетлива реологическая расслоенность области по вертикали; в) у верхней границы образуются хорошо выраженные пограничные слои температуры и вязкости.

Ситуация в модели с постоянной вязкостью (см. рис. 2, г) иная, здесь не происходит увеличение интенсивности течения и образуются перегретые зоны, где температура выше температуры нижней границы, что и приводит к понижению интенсивности конвекции, так как происходит уменьшение эффективного размера расчетной области.

При переходе от безразмерных величин к размерным с использованием параметров нижней мантии можно заключить, что картина течения, представленная на рис. 2, б, соответствует тепловой конвекции в нижней мантии Земли. В этом случае тепловой поток, подводимый к нижней границе расчетной области, составил около 16 мВт/м^2 , а тепловой поток через верхнюю границу — 30 мВт/м^2 , касательное напряжение, принятое для расчета, составило $\sigma_t = 9 \text{ МПа}$, мощность источников тепловыделения $H = 2,73 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^3$.

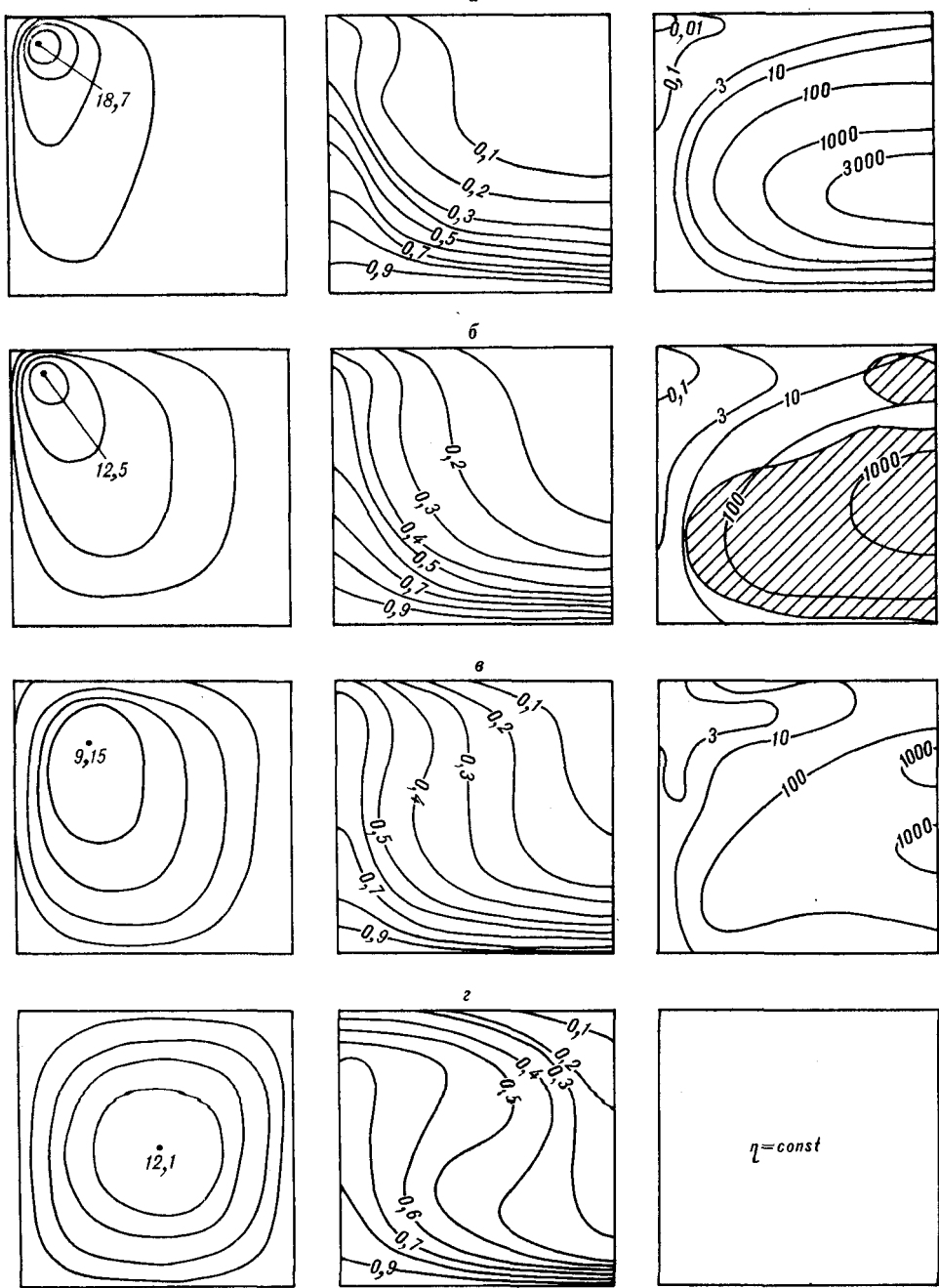


Рис. 1. Изолинии функции тока ψ (левый ряд), изолинии температуры Θ (средний ряд), изолинии вязкости η (правый ряд), $Ra = 1,4 \cdot 10^5$, $Dis = 0$, $Gen = 0$; б — $\sigma_t = 2,1 \cdot 10^3$, заштрихована часть области, где $\sigma > \sigma_t$.

Обобщение полученных выше результатов представлено на рис. 3 в виде зависимости числа Нуссельта — Nu от числа теплогенерации Gen . Пунктирные линии соответствуют числу Нуссельта на верхней границе расчетной области, сплошные — на нижней границе, причем линии с индексами 1—4 соответствуют зависимостям вязкости (4)—(6) и $\eta = \text{const}$ соответственно. Было обнаружено (см. рис. 3), что увеличение внутреннего тепловыделения для реологических моделей, в которых есть зависимость вязкости от температуры и давления, практически не изменяет тепловой поток, поступающий через нижнюю границу, весь тепловой

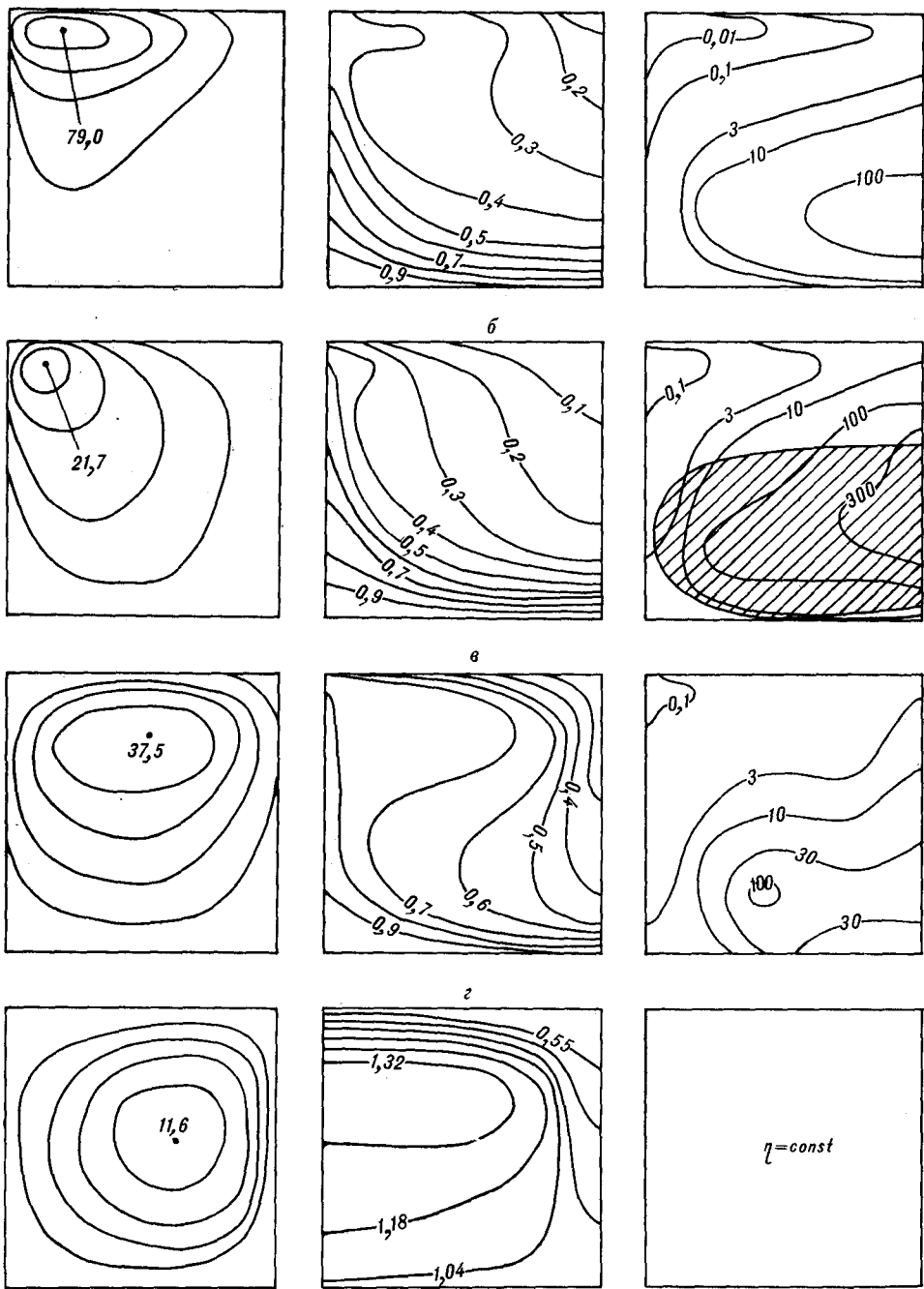


Рис. 2. Изолинии функции тока ψ (левый ряд), изолинии температуры Θ (средний ряд), изолинии вязкости η (правый ряд), $Ra = 1,4 \cdot 10^5$, $Dis = 0$: a — $Gen = 10$, b — $Gen = 2,5$, $\sigma_t = 2,1 \cdot 10^3$, заштрихована часть области, где $\sigma > \sigma_t$, e, z — $Gen = 10$.

поток, обусловленный РИТ, выносится через верхнюю границу. Это объясняется тем, что при выделении тепла радиоактивными источниками происходит уменьшение вязкости, приводящее к образованию такого поля течения, которое наилучшим образом выносит все излишнее тепло.

Таким образом, численные расчеты показывают, что в формулах для вязкости, учитывающих зависимость от температуры и давления, РИТ могут давать значительный вклад в наблюдаемый тепловой поток при неизменном подводе теплового потока через нижнюю границу области.

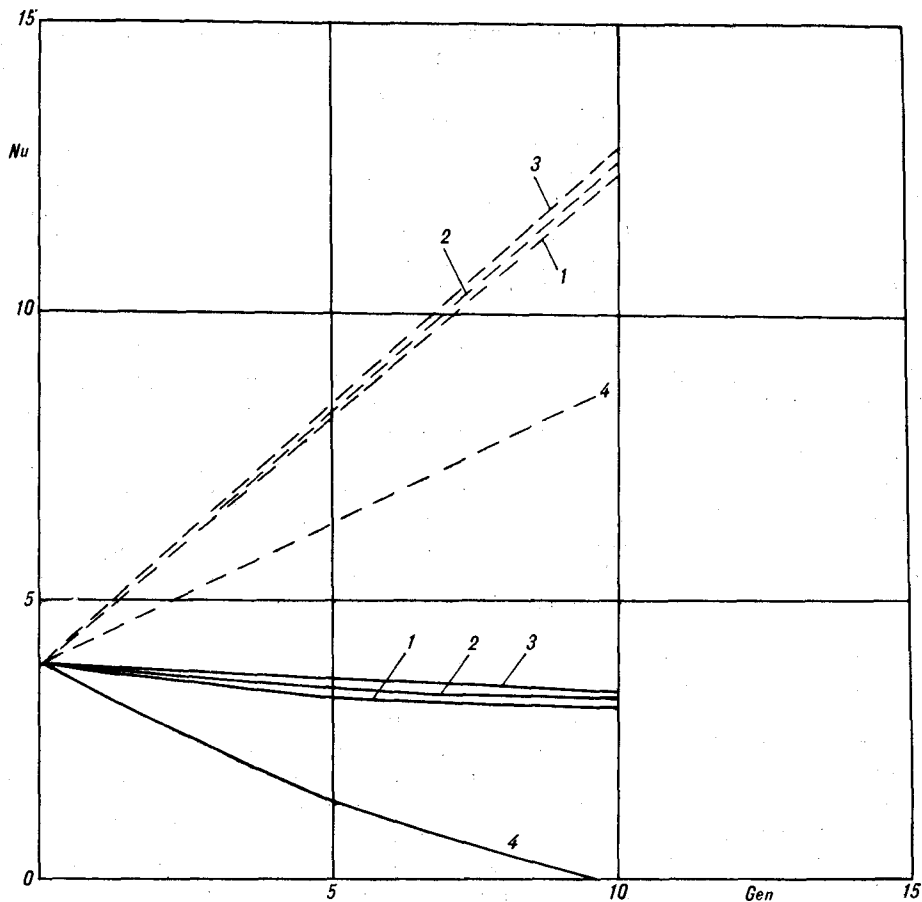


Рис. 3. График зависимости числа Нуссельта от числа теплогенерации, для различных реологических моделей.

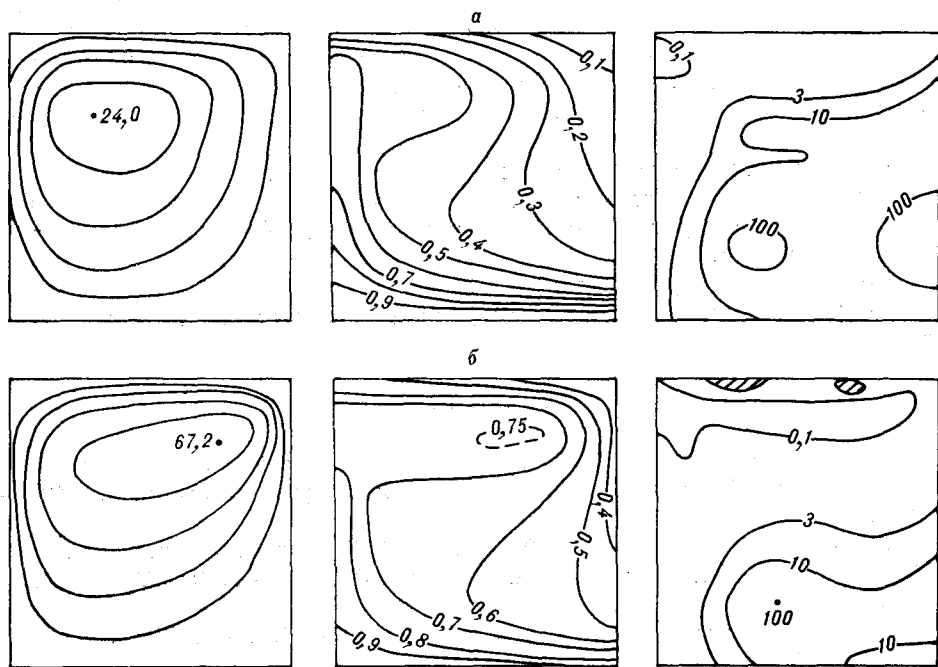


Рис. 4. Изолинии функции тока ψ (левый ряд), изолинии температуры θ (средний ряд), изолинии вязкости η (правый ряд), $Ra = 1,4 \cdot 10^5$, $Dis = 1,03 \cdot 10^{-6}$, $\sigma_t = 108$: а — $Gen = 3$, б — $Gen = 13$, заштрихована часть области, где $\sigma < \sigma_t$.

В заключение рассмотрим возможную модель конвекции в океанической и континентальной верхней мантии Земли с высоким тепловым потоком.

На рис. 4 представлены возможные картины конвективного течения в верхней континентальной и океанической мантии под Азиатским континентом и Тихоокеанской плитой соответственно. Причем для континентальной мантии величина внутренних источников тепловыделения была принята $Gen = 3 (1,85 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-3})$, а для океанической мантии $Gen = 13 (9,62 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-3})$. В обоих случаях определение вязкости производилось с использованием реологического соотношения (5), величина σ_i была принята $3 \cdot 10^5 \text{ Па}$. При таком критическом напряжении, как было отмечено выше, течение обусловлено в основном дислокационным механизмом ползучести. В моделях рис. 4 был учтен эффект вязкой диссипации, который, как показали численные расчеты, дает около 10 % вклада в общий тепловой поток. Размерный тепловой поток, подводимый снизу, для вариантов, представленных на рис. 4, составил 21 мВт/м^2 , а тепловой поток на верхней границе континентальной и океанической мантии составил 34 мВт/м^2 и 76 мВт/м^2 . Тогда суммарный и тепловой поток континента, складывающийся приблизительно из 60 % теплового потока, поступающего из верхней мантии (рис. 4, а), и 40 % генерирующегося в коре, составит 56 мВт/м^2 , а тепловой поток, поступающий из Тихоокеанской плиты в океан, равен 76 мВт/м^2 .

Как показывает анализ рис. 4, различное количество РИТ приводит не только к изменению теплового потока, но и существенно изменяет картину течения. В океанической мантии (см. рис. 4, б) вихрь более вытянут по горизонтали, зона астеносферы (пониженной вязкости) простирается на большую глубину, чем в континентальной мантии (см. рис. 4, а). На рис. 4, б видно также проявление эффекта вязкой диссипации и тепловыделения, образование в расчетной области зоны, температура которой выше температуры окружающей мантии.

Рассмотренные тепловые потоки соответствуют наблюдаемым тепловым потокам Азиатско-Тихоокеанского региона [7], а результаты расчетов находятся в хорошем соответствии с наблюдаемыми геофизическими данными [3].

Радиоактивные источники тепла могут играть важную роль в процессе теплопереноса не только в нижней, но и в верхней мантии Земли.

В континентальной мантии с высоким тепловым потоком они могут давать до $1/3$ теплового потока, поступающего к подошве литосферы, а в океанической мантии до $2/3$ наблюдаемого теплового потока на поверхности литосферы.

Радиоактивные источники тепла способствуют расслоению мантии на зоны повышенной и пониженной вязкости, что приводит к уширению конвективного вихря, усилению конвективных течений и вытеснению их в зону астеносферы.

Полученные результаты могут иметь важное значение для понимания гидродинамических процессов, происходящих в недрах других планет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бенюдекар Р. В., Годдард Дж. Г., Госман А. Д., Исса Р. И. Численный расчет турбулентного обтекания выступов на плоскости // *Аэрокосмич. техника.*— 1986.— № 2.
2. Булашевич Ю. П., Качай Ю. В., Ферштатер Г. Б. О влиянии конвекции на дифференциацию вещества мантии Земли // *Докл. АН СССР.*— 1989.— Т. 305, № 2.— С. 310—313.
3. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.— М.: Наука, 1983.
4. Роуч П. Вычислительная гидродинамика.— М.: Мир, 1980.
5. Трубицын В. П., Васильев П. П., Карасев А. А. Конвекция при неравномерно распределенных источниках тепла // *Изв. АН СССР. Физика Земли.*— 1984.— № 7.— С. 13—21.

6. Трубицын В. П., Фрадков А. С. Конвекция под континентами и океанами // Там же.— 1985. N 5.
7. Туезов И. К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов (пояснительная записка) // ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1988.
8. Cserepes L. Numerical studies of non-Newtonian mantle convection // Phys. Earth and Planet. Inter.— 1982.— V. 30, N 1.
9. Machetel P., Rabinowicz M. Transitions to a two mode axisymmetrical spherical convection: application to the Earth's mantle // Geophys. Res. Lett.— 1985.— V. 12, N 5.— P. 227—230.

Политехнический институт
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 февраля 1991 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.321 : 553.45(571.62).

В. Г. Гоневчук, Н. С. Герасимов, Г. А. Гоневчук

ГРАНИТЫ ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В Хингано-Олонойском рудном районе, характеризующемся своеобразными типами оловянной минерализации, изучены граниты, известные ранее лишь по описанию незначительного по размерам Обманийского штока. Показано, что по ряду геохимических признаков они сходны с редкометалльными щелочными и плюмазитовыми разновидностями. Минералогические, петрохимические и изотопные характеристики позволяют считать их производными корового расплава (S- и A-типы), кристаллизация которого проходила при повышенной активности кислых компонентов флюида — бора и фтора. Относительно высокая окисленность железа и наличие магнетита заставляют более осторожно отнестись к оценке оловоносности исследованных (олонойских) гранитов. Предполагается, что они представляют лишь позднюю фазу гранит-лейкогранитового комплекса, в котором основная рудная минерализация может быть более тесно связана с главной интрузивной фазой.

Хингано-Олонойский рудный район, расположенный в северной части одноименной вулканотектонической зоны на юго-восточной окраине Буреинского кристаллического массива (рис. 1), представляет один из тех объектов в регионе, интерес к изучению которых не ослабевает в течение длительного времени. Определяется это, по нашему мнению, двумя основными факторами. Первый — своеобразная форма проявления в нем рудной (оловорудной) минерализации: трубообразные брекчиевые тела Хинганского месторождения, прослеженные более чем на 1300 м от поверхности (нижняя граница не установлена), генезис которых, так же как и формационный тип минерализации, остается предметом дискуссии и риолитовая оловорудная формация Джалиндзинского месторождения, где колломорфным касситеритом обогащены отдельные горизонты (субинтрузивные тела по [7]) мощной (более 2 км) толщи порфировых риолитов мелового возраста. Второй — недостаточно ясная форма связи оруденения с магматизмом, что обусловлено, прежде всего, практическим отсутствием выходов на дневную поверхность тех гранитов, с которыми такая связь представлялась бы наиболее вероятной.

Известные по результатам геологических съемок, а также эксплуатационных работ на Хинганском месторождении субинтрузивные тела гранодиорит- и гранит-порфиров, по-видимому, достаточно широко распространены в районе, но они оторваны во времени от оловянного оруденения и могут иметь с ним лишь отдаленную парагенетическую связь. Более вероятной представляется генетическая связь оловоносных грейзенов с лейкогранитами, описанными Г. В. Ициксон [3, 9] на примере Обманийского штока, присутствие которых на глубине, в том числе и под Хинганским месторождением, подтверждается геофизическими данными [10] и геологическими построениями [8]. Такие гранитоиды, в описаниях предшественников именуемые обманийскими, в настоящее время вскрыты горными выработками на объектах Карадубского рудного узла (крайняя восточная часть рудного района), к которому относится, кстати, и Олонойское месторождение, где изучен указанный выше Обманийский шток (см. рис. 1). Это позволяет нам предложить впредь, чтобы избежать априори объединения в магматический комплекс гранитоидов с породами неоднородной по составу обманийской толщи, именовать гранитоиды карадубскими или олонойскими. Последнее кажется более предпочтительным,

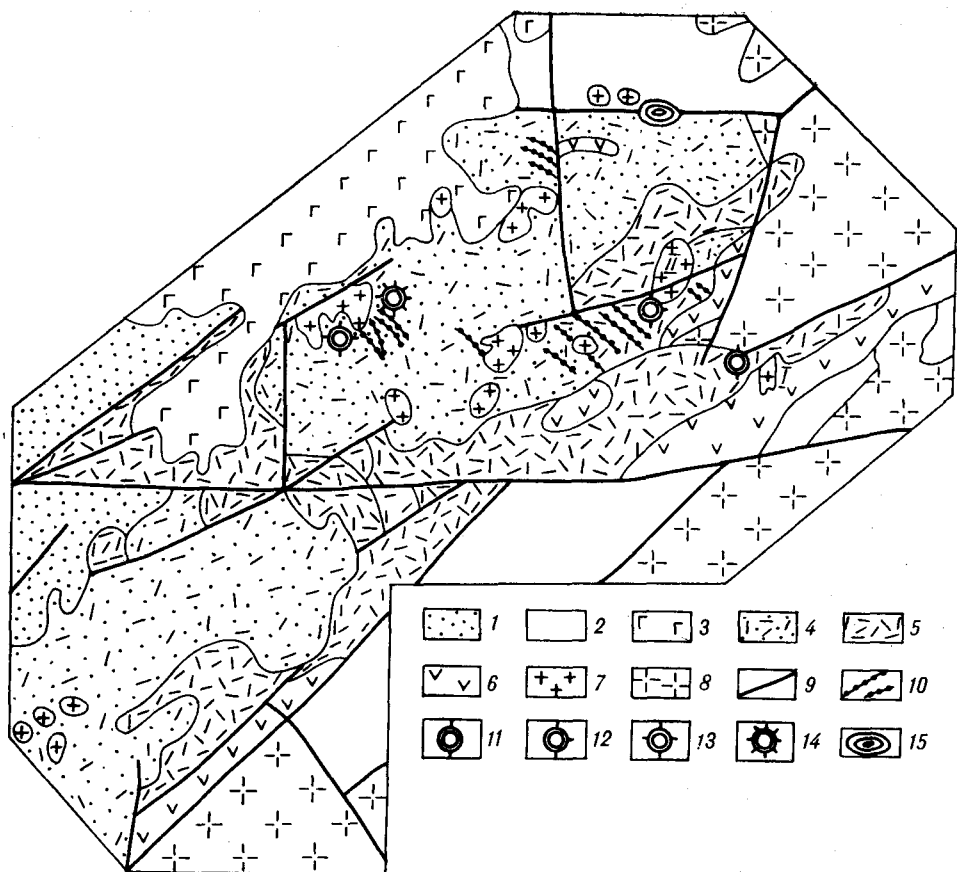


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хингано-Олонойского района по [2].
 1 — мезозойские терригенные отложения; 2 — метаморфические породы фундамента; 3 — неогеновые базальты и долериты; 4 — порфировые риолиты и туфогенно-осадочные породы (обманйская свита); 5 — фельзиты, фельзит-порфиры и их туфы (солонечная свита); 6 — андезитовые порфириты и их туфы (станодирская свита); 7 — субинтрузивные гранит (гранодиорит)-порфиры (хинганские) и граниты (олонойские) участка Каменистого (I) и Обманйского штока (II); 8 — палеозойские гранитоиды; 9 — разломы; 10 — дайки преимущественно основного состава; 11—15 — типы минерализации: 11 — топазовых грейзенов, 12 — сидерофиллитовых грейзенов, 13 — мусковитовых (с топазом) грейзенов, 14 — флюоритово-слоистых грейзенов, 15 — риолитовый.

так как не только возвращает название, данное ранее им Г. В. Ициксоном, но и согласуется с представлениями о приуроченности Хингано-Олонойского рудного района к контурам Олонойского палеоочага [10].

Наиболее детальные исследования гранитоидов проведены по горным выработкам ограниченного по площади участка Каменистый (бассейн р. Карадуб) и, дополнительно, по исследованному ранее [3, 9] Обманйскому штоку (бассейн р. Олоно). Результаты позволяют утверждать, что и в том, и в другом случае представлены гранитоиды единого, практически не выходящего на дневную поверхность интрузива. Самая глубокая из скважин пройдена по гранитам в интервале 100—502 м. При этом не установлено признаков, которые позволяли бы обоснованно говорить о зональном строении массива. В апикальной части более распространены лейкократовые, часто в разной мере грейзенизированные граниты, имеющие гранофировую (микропегматитовую) основную массу с порфировыми выделениями кварца, либо полевого шпата. Весьма характерна здесь структура метасоматического разрастания зерен кварца, обычная, по нашим наблюдениям, в апикальных частях массивов с интенсивно проявленными автометасоматическими процессами. Плагноклаз (андезин № 35—37) и калиевый полевой шпат (пертитизированный ортоклаз) в порфировых выделениях обычно присутствуют в примерно равных количествах, но в объеме породы распределены неравномерно. При этом очень часто плагноклаз замещается калиевым (калинатровым) полевым шпатом. На

фоне мелкозернистой массы выделяются пегматоидные крупнозернистые участки, которые, вероятно, можно считать аналогами миароловых образований, отмечавшихся ранее в гранитоидах Обманийского штока.

Более равномерно-зернистые разности характерны для удаленных от контакта с вмещающими породами частей интрузива. Здесь почти не отмечается гранофировая структура основной массы, но чаще встречаются участки шлировых (?) пегматитов. Без видимой закономерности в исследованных разрезах присутствуют тонкозернистые разности с аплитовой структурой. Каких-либо существенных минералогических различий между всеми перечисленными разностями нет, а нерезкие границы между ними позволяют считать их фациями. Особенность салической минеральной части олонойских гранитов — присутствие кордиерита (более характерен для гранитов Обманийского штока), а также анортоклаза.

Темноцветная фаза олонойских гранитов представлена преимущественно биотитом (2—5 %), обычно замещенным гидрослюдами и хлоритом. Оптические характеристики позволяют предполагать его крайне высокую железистость (сидерофиллит), а количественным спектральным и атомно-абсорбционным анализами в нем обнаружены (г/т): Ni — 18, Co — 15, Cr — 20, V — 90, Sn — 19, Zr — 600, Li — 340. Все это, за исключением очень высокого содержания циркония и столь же низкого — лития, соответствует содержанию перечисленных элементов в биотите лейкогранитов и аляскитов. Содержания лития и циркония, подобные обнаруженным, более характерны для гранитов щелочного ряда. Очень редко в исследованных пробах присутствуют реликты обыкновенной роговой обманки.

О возможной принадлежности олонойских гранитов к щелочной разности говорит и отмечавшееся присутствие в них рибекита. Однако, большая часть этих определений сделана визуально, когда за рибекитовые принимались весьма распространенные здесь розовые мелкозернистые граниты с многочисленными игольчатыми (удлиненными) выделениями темно-зеленого биотита. В шлифах он диагностируется однозначно, резко плеохроирует до светлого желтовато-бурого цвета, часто замещен хлоритом, гидратирован, содержит включения непрозрачного рудного минерала. Однако в целом мы не отрицаем наличия минералогических признаков повышенной щелочности описываемых гранитов (особенно в Обманийском штоке и в апикальной части массива участка Каменистый): присутствие анортоклаза, реликты синевато-зеленого амфибола. Среди аксессуариев преобладают монацит, ксенотим, ортит, магнетит. Часто, особенно в гранитах апикальной части, отмечается флюорит, образование которого, в основном, обусловлено постмагматическими процессами. Характерно, что ортиты здесь имеют густую коричневатую-розовую окраску и близки по этому признаку к ортитам оловоносных монцонитоидов силинского комплекса (Комсомольский рудный район). Это может, с одной стороны, указывать на принадлежность ортита олонойских гранитов к редкоземельной (лантан-цериевой) обогащенной марганцем разности, а с другой — отражать субщелочную калиевую специфику расплава.

Принадлежность описываемых пород к ассоциации субщелочных, пересыщенных глиноземом двуполевошпатовых гранитов (гранит-лейкогранитовая формация) подтверждается данными табл. 1, а также положением фигуративных точек на диаграммах (рис. 2—4). Смещение последних вправо от линии, соединяющей точки тройного минимума (повышенное содержание нормативного ортоклаза), обусловлено, по нашим данным, не постмагматической калишпатизацией гранитов, а условиями кристаллизации их из «сухого» расплава, изначально незначительно обогащенного калием. Субстратом для него, по результатам геологических наблюдений и интерпретации геофизических данных, могли быть глубоко-метаморфизованные терригенные породы и гнейсы протерозоя и раннего палеозоя. Повышенное содержание кислых компонентов во флюиде (бор, фтор) — одна из наиболее вероятных причин появления в эволюции расплава субщелочных разностей [6, 7]. На это, в частности, указывает и

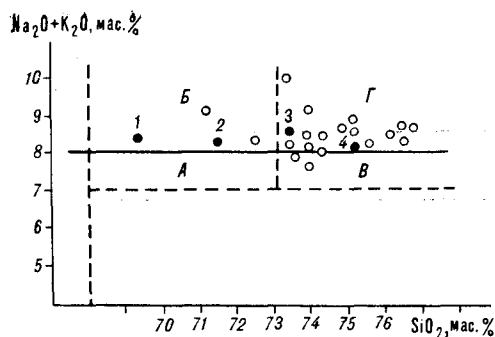


Рис. 2. Классификационная диаграмма олонойских гранитов.

Буквами обозначены поля «семейств» по [4]: А — гранитов, В — субщелочных гранитов, Г — лейкогранитов. Здесь и на последующих рисунках темными кружками выделены фигуративные точки проб, использованных для изотопных исследований (см. табл. 3,4)

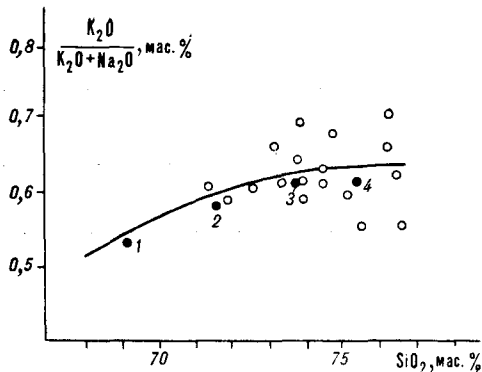


Рис. 3. Диаграмма соотношения щелочей и кремнекислотности олонойских гранитов.

Сплошная линия — тренд гранит — гранитовый аплит — аляскит (по Дэли).

статистически значимая положительная корреляция окиси калия с бором и фтором (см. табл. 1).

О магматическом генезисе исследуемых гранитов без существенного постмагматического преобразования свидетельствует расположение фигуративных точек в поле магматических гранитов по О. Таттлу и Н. Боуэну [17], а более половины их — в зоне частотного максимума. Средние содержания главных петрогенных и одиннадцати определенных количественным спектральным методом аксессуарных элементов, выявленные наиболее устойчивые корреляционные зависимости между ними вполне согласуются с предположением о палингенной природе исследуемых гранитов. Сравнение содержаний типоморфных элементов с соответствующими содержаниями в палингенных гранитах и их редкометалльных разностях по Л. В. Таусону [11] показывает, что олонойские граниты, обнаруживая некоторое сходство с редкометалльными щелочными гранитами (содержание циркония, содержание и соотношение содержаний рубидия и стронция), в целом более близки к редкометалльным плюмазитовым (палингенным) гранитам (табл. 2). Особенно показательны здесь соотношения суммы щелочей в породе и комплексного коэффициента редкометалль-

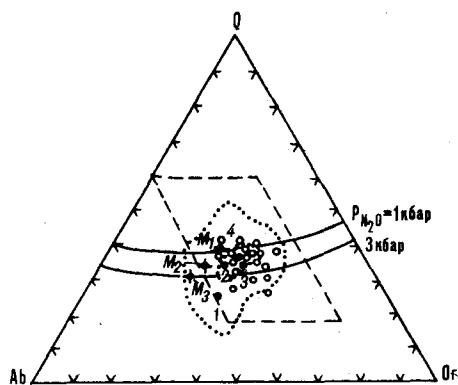


Рис. 4. Диаграмма нормативного состава олонойских гранитов.

M_1 — M_3 — точки тройного (изобарического) минимума. Точками выделено поле магматических гранитов, а в центральной части его — частотный максимум гранитных пород [17]. Пунктиром показано поле двуполевошпатовых гранитов по [5].

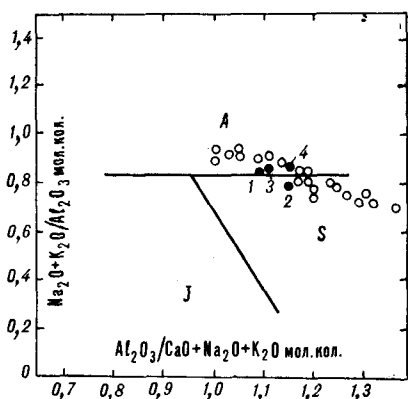


Рис. 5. Диаграмма для разделения А, S-, J-типов гранитоидов по петрохимическим признакам [13, 15].

Состав олонойских гранитоидов и эталонных геохимических типов по [11]

Параметр	Олонойские граниты		Палингенные		Редкометалльные	
			известково-щелочные	щелочные	плюмазитовые	щелочные
SiO ₂	74,1	76,8				
K ₂ O	5,2	5,1	3,9	4,9	4,7	4,6
Na ₂ O	3,2	3,3	3,8	4,7	3,8	4,2
F	0,20	0,10	0,08	0,05	0,27	0,09
B	15	5	22		27	
Li	35	30	50	27	180	52
Rb	227	364	175	140	440	270
Be	4	9	3	8,8	8,8	4,8
Sr	120	(20)	330	650	70	170
Ba	280	(100)	830	1550	175	500
Sn	20	26	6,2	3,8	22	5,7
Mo	9	6	1,1	1,5	1,5	1,8
Pb	47	63	27	19	28	20
Zn	87	145	51	64	40	43
Nb	28	66	19	22	33	
Zr	(550)	(403)	190	(410)	140	
V	21	5	(21)	24	(11)	
Cr	4	3	(38)	18	(4)	
Ni	6	5	(17)	7	(3)	
Co	2	1	(11)			
Cu	25	23	(23)	11		
K _p	1310	3200	155	61	6832	432

Примечание. Окислы и фтор в процентах массы, элементы — в г/т, K_p (коэффициент редкометалльности) = $F \frac{Li + Rb}{Sr + Ba}$; пропуск в таблице — отсутствие данных; в скобках — значения малодостоверные из-за незначительного количества определений.

ности $K_p = F \frac{Li + Rb}{Sr + Ba}$, по которому указанные геохимические типы гранитоидов однозначно различаются.

Для более обоснованного суждения о генезисе исследуемых гранитов нами использована петрохимическая диаграмма, предложенная И. Маеда [15], на которой в дополнение к наиболее широко признаваемым сегодня I («мантийные») и S («коровые») типам гранитоидов, выделен тип А («щелочные анорогенные»). Такие гранитоиды характерны для областей тектономагматической активизации древних кристаллических массивов. Положение фигуративных точек (рис. 5) показывает, по нашему мнению, что исследуемые граниты кристаллизовались из корового (S-тип) магматического расплава, возможно, при некотором увеличении алкаитности и уменьшении отношения глинозема к сумме щелочей и кальция в последовательных субфазах (фациях). В поле гранитов А-типа при этом попадают все пробы гранитов Обманийского штока, вскрытого по вертикали не более чем на 50 м, а также значительная часть проб, отобранных в апикальной части массива на участке Каменистый. То есть имеются основания предположить увеличение щелочности этих проб за счет перераспределения щелочей при становлении массива, что в общем не опровергает вывода о субщелочном характере слагающих его гранитов.

Проверка гипотезы корового происхождения олонойских гранитов проведена изучением рубидий-стронциевой изотопной системы (табл. 3, рис. 6). Химический состав проб (табл. 4), положение их фигуративных точек на приведенных петрохимических диаграммах показывают, что для исследования были взяты граниты, которые могли бы представлять всю совокупность пород интрузива и в то же время с наибольшей вероят-

Результаты изотопного исследования проб оловоых гранитов

Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
1	214,5	110,6	5,683	0,71872
2	187,7	60,7	9,066	0,72250
3	213,0	54,6	11,444	0,72464
4	210,2	33,6	18,366	0,73297

Примечание. 1 — (обр. ХК-44/1) — скв. 704, инт. 153 м, гранит с удлиненными (иглольчатыми) чешуйками биотита; 2 — (ХК-101/1) — скв. 713, инт. 220—230 м, светло-серая разность гранитов; 3 — (ХК-48) — скв. 752, гранит с чешуйками биотита и, редко, зернами амфибола; 4 — (ХК-43) — скв. 1с, 485 м, розовый гранит с очень редкими чешуйками биотита.

ностью характеризовали бы основную его фацию. Рассчитанная величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7123 \pm 0,0012$, сравнение результата с имеющимися моделями эволюции изотопного состава стронция Земли не оставляют сомнения в правомерности сделанного выше предположения о коровой природе гранитов. Возраст их ($78,6 \pm 8,1$ млн лет) также не противоречит мнению о комагматичности таких гранитов раннесенонским (92—80 млн лет, [12]) риолитам и в основном соответствует имеющимся данным о времени и месте проявления кислого (риолит-гранитного) магматизма в развитии Малохинганского вулканического пояса [1].

Т а б л и ц а 4

Химический состав проб гранитов, по которым проведены изотопные определения (окислы, фтор, ппп — в мас. %; элементы — в г/т)

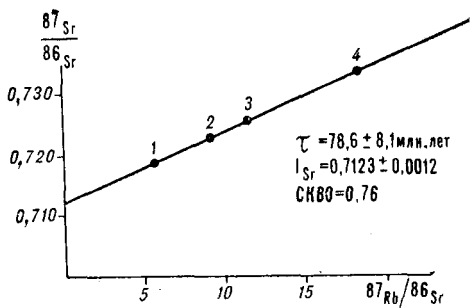
Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	69,30	71,70	73,70	75,30
TiO ₂	0,53	0,24	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	13,98	13,72	13,50	12,80
Fe ₂ O ₃	1,58	2,36	0,49	0,35
FeO	2,50	0,26	1,42	1,40
MnO	0,07	0,04	0,04	0,03
MgO	0,92	0,11	0,10	0,14
CaO	1,34	0,80	0,84	0,27
Na ₂ O	4,00	3,51	3,38	3,31
K ₂ O	4,59	4,75	5,32	4,90
F	0,20	0,12	0,12	0,16
П п п.	0,50	1,57	0,47	0,77
H ₂ O	0,03	0,37	0,00	0,00
Li ₂ O	0,003	0,004	0,003	0,002
Ni	6	4	7	6
Co	5	1	5	2
Cr	11	—	5	—
V	115	9	13	22
Cu	17	10	13	40
Sn	23	7	10	17
Pb	58	14	46	78
Zn	140	30	180	91
B	8	11	5	5
Zr	—	550	—	—

Примечание. Прочерк — содержание ниже предела чувствительности метода. Анализы выполнены в лаборатории спектрохимических методов исследований ДВГИ ДВО АН СССР (г. Владивосток). Геологические номера проб в соответствии с табл. 3.

Рис. 6. Изохрона для олонойских гранитов.

Номера проб в соответствии с табл. 3, 4.

Полученные результаты, в значительной мере дополняющие данные о генезисе гранитов Хингано-Олонойского рудного района, не решают тем не менее окончательно вопроса об их оловоносности. Известно, что большинство месторождений олова, особенно касситеритово-кварцевой формации, к которой по последним данным относятся основные месторождения района, связаны с гранитоидами S-типа ильменитовой серии [14, 16]. Олонойские граниты по минералогическим, петрохимическим и изотопным характеристикам соответствуют S-типу. В то же время относительно высокая ($>0,3$) окисленность железа, присутствие в некоторых пробах магнетита позволяют предположить их принадлежность к магнетитовой серии. Таким образом, с одной стороны, подтверждается вывод о том, что не все гранитоиды S-типа ильменитовые [16], а с другой — возникает вопрос об оловоносности олонойских гранитов, так как для субцелочных «магнетитовых» гранитоидов более характерна молибденовая специализация. Вполне вероятно, что изученные нами граниты представляют лишь лейкогранитовую часть (фазу) гранит-лейкогранитового комплекса. Такое представление позволяет не только объяснить особенности изученных гранитов, но и предположить более значительными перспективы рудного района, так как в подобных комплексах рудная минерализация часто ассоциируется именно с главной (гранитовой) фазой.



ЛИТЕРАТУРА

1. *Вулканические пояса Востока Азии.* — М.: Наука, 1984.
2. Гонецук В. Г., Кокорин А. М., Коростелев П. Г. и др. Оловорудные формации юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 6. — С. 72—81.
3. Ицксон Г. В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения на Малом Хингане. — М.: Госгеолтехиздат, 1956.
4. *Классификация и номенклатура магматических горных пород.* — М.: Недра, 1981.
5. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
6. Когарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. — М.: Наука, 1981.
7. Кузнецов А. Д., Эпельбаум М. Б. Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами. — М.: Наука, 1985.
8. Мишин Л. Ф. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузий оловоносных вулканических зон Востока СССР // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 2. — С. 39—51.
9. *Оловорудные месторождения Малого Хингана.* — Л., 1959.
10. Саксин В. Г., Маловицкая Н. Л., Борисенко С. С. Глубинное строение и связь с ним оловянного оруденения в Хингано-Олонойском районе // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 2. — С. 52—57.
11. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977.
12. Шестернева И. И. Гидротермально измененные породы Хинганского оловорудного района и их поисковое значение: Автореф. канд. дис. — Хабаровск, 1966.
13. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. — 1974. — N 8. — P. 173—174.
14. Ishihara S. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks // Mining Geol. — 1977. — N 27. — P. 293—305.
15. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. — 1990. — N 174. — P. 235—255.
16. Takamashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids // Mining Geol. — 1980. — N 8. — P. 13—28.
17. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ // Geol. Soc. Amer. — 1958. — N 74.

ДВГИ ДВО АН СССР

Поступила в редакцию

Владивосток, ДВИМС, Хабаровск

24 декабря 1990 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.98

*Н. И. Толстихин, В. А. Кирюхин*О НОВОМ МЕТОДЕ
НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
КРУПНЫХ РЕГИОНОВ

Статья представляет собой отклик на карту «Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии» масштаба 1 : 2 500 000. Хабаровск: ДВО АН СССР, ПО Дальаэрогеодезия ГУГК, 1989/Главный редактор Ю. А. Косыгин.

В сентябре 1987 г. в Ашхабаде состоялось Всесоюзное совещание «Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов», закрепившее становление нового актуального направления в учении о нефтегазоносных бассейнах — флюидодинамического*.

В решении по результатам работы совещания констатируется научное и практическое значение этого направления и рекомендуется постановка специальных тематических исследований по разработке теоретических основ геофлюидодинамики с использованием их при поисково-разведочных работах на нефть и газ [2]. Рецензируемая карта и объяснительная записка к ней [1] реализуют эти рекомендации на примере региональной флюидогеодинамики Дальневосточной окраины Азии, издавна привлекавшей исследователей своеобразным сочетанием геологических структур, с развитием которых связано формирование разнообразных полезных ископаемых, включая нефть и газ.

Эта территория объединяет многие признаки, характерные как для континентальной коры, так и для зоны ее перехода к океанической. Понимание закономерностей взаимосвязи тектонического и флюидогеодинамического развития, прогноз различных видов минерального сырья, особенно нефти и газа, имеют важное теоретическое и практическое значение.

Карта реализует идеи флюидогеодинамики в региональных построениях, отражая оригинальную методику нефтегазогеологического картирования крупного и интересного региона, что, несомненно, является важным творческим достижением автора.

Флюидогеодинамическое и нефтегазогеологическое содержание карты нанесено на тектоническую основу. Действительно, в условных обозначениях, как главные части легенды, выделены разделы: «Литогеодинамическая система», «Флюидоносная система осадочного чехла», «Флюидогеодинамическая система осадочных бассейнов», «Нефтегазоносность». В первом разделе показаны изображенные на карте цветом блоки эволюционирующей литосферы, пограничные линеаменты и элементы, осложняющие геоблоки. Эта часть легенды относится преимущественно к внебассейновому пространству карты. Врезка карты «Геодинамическая схема северо-западной окраины Азии» (по А. А. Смыслову) отражает основные тектонические элементы, слагающие регион, их термогеодинамический режим, тип земной коры, время и степень консолидации эволюционирующей литосферы, а также разрывные и рифтогенные нарушения различных рангов, основные зоны растяжения и сжатия.

* «Флюидодинамика», «геофлюидодинамика», «флюидогеодинамика» — однозначные термины, используемые для наименования этого направления исследований различными авторами. Все три применялись в разных докладах совещания.

С учетом приведенного в объяснительной записке обоснования подобное изображение тектонической основы позволяет дать общую оценку интенсивности дегазации мантии и земной коры в пределах отдельных тектонических элементов, отличающихся по термогеодинамическому режиму, т. е. обосновать прогноз нефтегазоносности на глобальном и региональном уровнях.

Представления автора о неорганическом происхождении нефти учитывают зависимость специфики поступающих в осадочные бассейны эндогенных флюидов от истории их тектонического развития. Тем не менее развиваемые автором положения дискуссионны и требуют дальнейшего обоснования.

Очевидно, правомерным является разделение общепринятого понятия «геодинамика литосферы» на два понятия: «литогеодинмика», относящееся к твердой горнопородной, и «флюидогеодинмика» — к жидкой и газообразной составляющим литосферы.

В разделе легенды, касающемся флюидоносной системы осадочного чехла, показаны «формации» и «флюидоносные свойства осадочных бассейнов». Формации подразделяются по вещественному составу пород, слагающих осадочный чехол, что позволяет оценить, наряду с тектоническим режимом, нефтегазогенерирующие, коллекторские и флюидоупорные свойства осадочных отложений. Общая оценка флюидоносных свойств показывает способность осадочного чехла бассейна улавливать или рассеивать углеводороды, хорошо или слабо дифференцировать флюиды.

К сожалению, на карте не получила отражения изменчивость вещественного состава и флюидоносных свойств пород по площади бассейнов, типичных для мобильных регионов, к которым относится объект картирования. Эти характеристики показаны индексами в целом для осадочного бассейна. Данный раздел легенды относится к региональному уровню прогноза нефтегазоносности (в целом для бассейна).

В разделе легенды, отражающем флюидогеодинмическую систему осадочных бассейнов, выделены элементы системы, природа питающих флюидов. Элементы потока подземных флюидов (питание, сток, разгрузка) разделяются гаммой ярких теплых тонов при компрессионном флюидогеодинмическом режиме и холодных тонов — при гравитационно-конвекционном. Таким приемом четко отделяются субмаринные бассейны, для которых, за редким исключением, более характерен компрессионный флюидогеодинмический режим, от субаэральных, где компрессионный режим может проявляться лишь в нижней части разреза и отражается на карте соответствующим крапом. Флюидные потоки делятся на метеогенные и морские, метеогенные с примесью вулканогенных или глубинных, седиментогенные определенных фаз нефтегазогенерирования. Причем цветом крапа показана примесь эндогенных интрателлурических, магматических и метаморфогенных флюидов.

Флюидогеодинмическая характеристика осадочных бассейнов потребовала анализа огромного объема разнообразной региональной информации (геоморфологической, неотектонической, тектонической, литологической, гидрогеологической, нефтегазогеологической и др.).

Выделение элементов геофлюидного потока с гравитационно-конвекционным режимом обосновано анализом неотектонических условий, отраженных на схеме — врезке к карте, с учетом вещественного состава осадочных отложений, криолитогенных условий, дизъюнктивной нарушенности, выходов на поверхность подземных флюидов. Флюидогеодинмическая зональность разбуренных бассейнов показана на основе изучения изменчивости в разрезе и по площади конкретных гидродинамических, гидрохимических, геотемпературных и нефтегазогеологических показателей.

Как следует из показанных на врезке к карте сокращенных нефтегазогеологических колонок осадочных бассейнов, для областей поверхностного питания подземных флюидов характерны вогнутые кри-

вые изменения минерализации воды с глубиной и вогнутый характер геотермограмм, для областей разгрузки — выпуклые или прямолинейные, для областей стока — более сложные по конфигурации кривые.

Элементы геофлюидного потока с компрессионным режимом в субмаринных бассейнах выделены на основании анализа показанных на карте изопахит морских осадочных отложений. При их однородном, преимущественно глинистом составе мощность осадков и интенсивность теплового потока отражают геотермическое воздействие, и соответственно, степень литификации пород, биокатагенетические преобразования. Эти процессы обуславливают в целом изменение содержания в породах разного типа седиментогенных флюидов, а, с учетом геодинамических условий, и направление геофлюидных потоков, области их питания, стока и разгрузки.

Несмотря на ряд спорных исходных положений, можно признать достаточную обоснованность проведенного флюидогеодинамического районирования осадочных бассейнов, имеющего важное значение для зонального прогнозирования нефтегазоносности.

В разделе легенды «Нефтегазоносность» показаны ареалы скоплений углеводородов на Северном Сахалине, различающиеся по фазовому составу и концентрации, в других районах — единичные месторождения и нефтегазопроявления. Кроме того, на карте показаны скоростные аномалии сейсмических волн, грязевые вулканы, ассоциации твердых полезных ископаемых, парагенетические связанные с углеводородами и представленными зонами разного типа ртутного оруденения.

На карте Северного Сахалина получило отражение совпадение нефтегазовой зональности со структурой геофлюидного потока. В других, менее изученных районах эта особенность проявилась в соответствующем расположении отдельных месторождений, залежей, проявлений нефти и газа. Связь эндогенного ртутного, сурьмяно-ртутного и вольфрамового оруденения с месторождениями нефти и газа определялась в восточной островной части Северо-Сахалинского бассейна, а также в Анадырском и Хатырском бассейнах.

Дополнительная информация о региональной флюидогеодинамике показана на схемах — врезках к карте («Сейсмическое районирование», «Схема рельефа земной коры», «Геодинамический разрез»).

Таковы кратко исходные данные оригинальной флюидогеодинамической карты Дальнего Востока. К этому нужно прибавить, что объяснительная записка к карте, объемом около 3 п. л., имеет самостоятельное значение. В ней, кроме описания принципов построения карты и легенды, дана нефтегазогеологическая классификация отрицательных тектонических элементов (по тектоническим и флюидогеодинамическим признакам), развитых в северо-восточной окраине Азии, и приведена краткая их характеристика.

Анализ карты позволил выделить пять стадий эволюции артезианских бассейнов, типичных для региона в целом, от эмбриональной до финальной. Собственно нефтегазоносными они являются лишь на промежуточных (молодой, зрелой и регрессивной) стадиях. Для каждой из выделенных стадий эволюции бассейнов определены конструктивные свойства (для формирования месторождения углеводородов) флюидогеодинамического режима и соответствующая им сравнительная концентрация и фазовый состав углеводородов в бассейне. Зональный прогноз нефтегазоносности обосновывается распределением углеводородов по количеству и качеству соответственно структуре подземного потока с конвекционно-гравитационным и компрессионным режимами раздельно.

Из изложенного следует, что нефтегазогеологическое картирование крупного региона было выполнено на основании принципиального нового подхода, позволившего при сравнительно небольшой и простой легенде использовать для регионального анализа большой объем разнообразной информации, охватывающей почти все направления нефтегазопоисковых исследований.

Итак, первую попытку составления подобного рода карт следует считать успешной. Вместе с тем карта не лишена недостатков. Существенно, что в ее легенде и на схемах-врезках не нашла отражения газогидрогеохимическая, гидрогеодинамическая и гидрогеотемпературная зональность осадочных отложений, которая, очевидно, учитывалась при построении карты. Наличие соответствующей врезки увеличило бы наглядность и обоснованность построений.

Следует также отметить недостаточную обоснованность границ между элементами структуры геофлюидного потока. Неправильным является наименование структуры потока билатеральным, так как обычно имеется несколько разобщенных областей питания и разгрузки подземных флюидов, что отчетливо отразилось на карте. Наименования осадочных (артезианских, нефтегазоносных) бассейнов, как и их границ, не всегда совпадают с принятыми на других картах нефтегазогеологического и гидрогеологического районирования, в том числе и приложенных к соответствующим томам монографии «Гидрогеология СССР», что не получило разъяснения. Это разночтение мешает практическому использованию карт. Спорность некоторых положений автора не умаляет достоинств работы, к которым относятся установление флюидогеодинамических закономерностей распространения, состава и концентрации углеводородов в осадочном чехле, прогнозирование нефтегазоносности, новизна методики картирования флюидодинамических процессов. На карте получили целостное изображение пространственно-временные и историко-генетические срезы нефтегазогеологической обстановки глобального, регионального и зонального уровней. Кроме того, одна из важнейших особенностей карты — ее информативность, позволяющая свободно интерпретировать заложенный в карту фактический материал. На работу несомненно обратят внимание специалисты — нефтяники, геологи-структурщики, литологи и гидрогеологи, которые найдут в ней много нового, интересного и полезного.

В заключение несколько «технических» замечаний. Работа О. В. Равдоникас несомненно бы выиграла, если бы автор шире использовала многочисленную литературу по гидрогеологии складчатых областей, флюидодинамике, микровключениям, изотопии гелия (работы А. Е. Гуревич, М. С. Гуревич, К. П. Караванова, В. А. Кирюхина, И. Н. Толстихина, В. С. Рыикова и др.). Это позволило бы автору более широко и комплексно оценить роль глубинных флюидов в процессах формирования месторождений углеводородов.

Термин «минералограмма» применительно к графическим кривым изменения минерализации подземных вод с глубиной (стр. 7) неудачен. Довольно часто встречаются опечатки (ст. 6, 9, 11, 77, 21, 23, 33). Исключительно мал тираж издания — всего 100 экз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Равдоникас О. В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объяснительная записка к карте. — Хабаровск, 1990.
2. Хаин В. Е., Соколов Б. А., Марасанова Н. В. Геофлюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. — 1988. — № 1. — С. 60—62.

Ленинградский горный институт
Ленинград

Поступила в редакцию
11 февраля 1991 г.

ХРОНИКА

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
33-ГО РЕЙСА НИС «ПРОФЕССОР БОГОРОВ»

Рейс выполнялся Тихоокеанским океанологическим и Дальневосточным геологическим институтом ДВО АН СССР по программам «Литос», «Седимент», Вестпак, Тихоокеанские трансекты с 9 мая по 7 августа 1990 г. в Филиппинском море и Индийском океане (рис. 1).

Основной задачей исследований было изучение вещественного состава магматических и метаморфических пород с целью выяснения истории геологического развития и геодинамического режима изученных морфоструктур. Также проводились литологические исследования для изучения строения и состава четвертичных отложений, определения влияния источников обломочного материала на формирование минерального состава осадков и геоморфологические работы для изучения рельефа дна.

Всего было выполнено 44 станции драгирования, 3458 миль эхолотных промеров и проведен отбор рыхлых отложений трубками и дночерпателями на 13 станциях.

Основной объем работ проведен в Индийском океане на Амирантской островной дуге и Сейшельской банке, где были получены наиболее интересные результаты (рис. 2).

Сейшельская банка — структура округлой формы, возвышающаяся над дном котловины Индийского океана на 4000—4500 м. Глубина моря над банкой 30—60 м, на ней расположены многочисленные острова, геология которых изучена достаточно детально [2]. Земная кора под ней

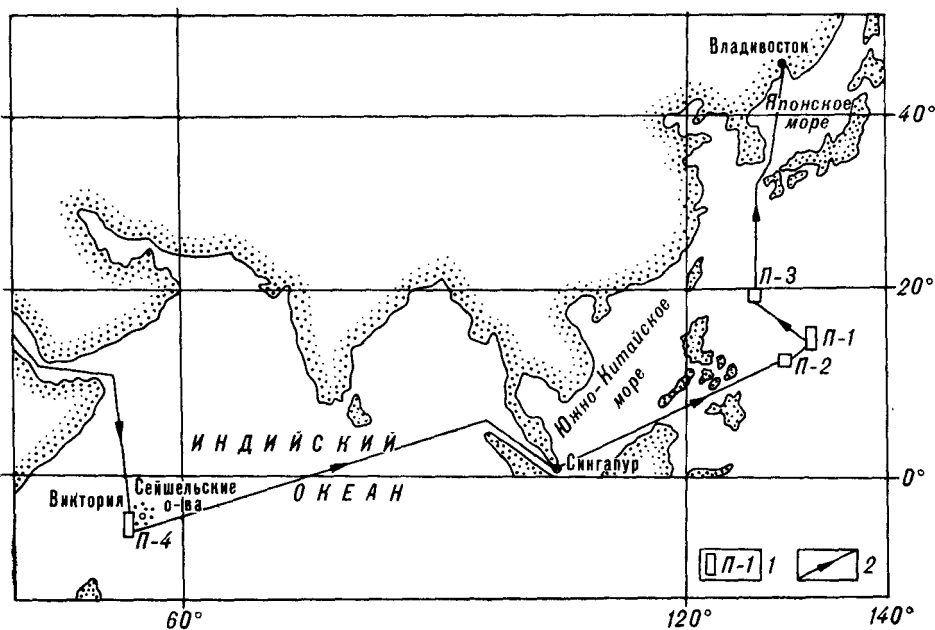


Рис. 1. Схема расположения полигонов.
1 — полигон и его номер, 2 — маршрут следования судна.

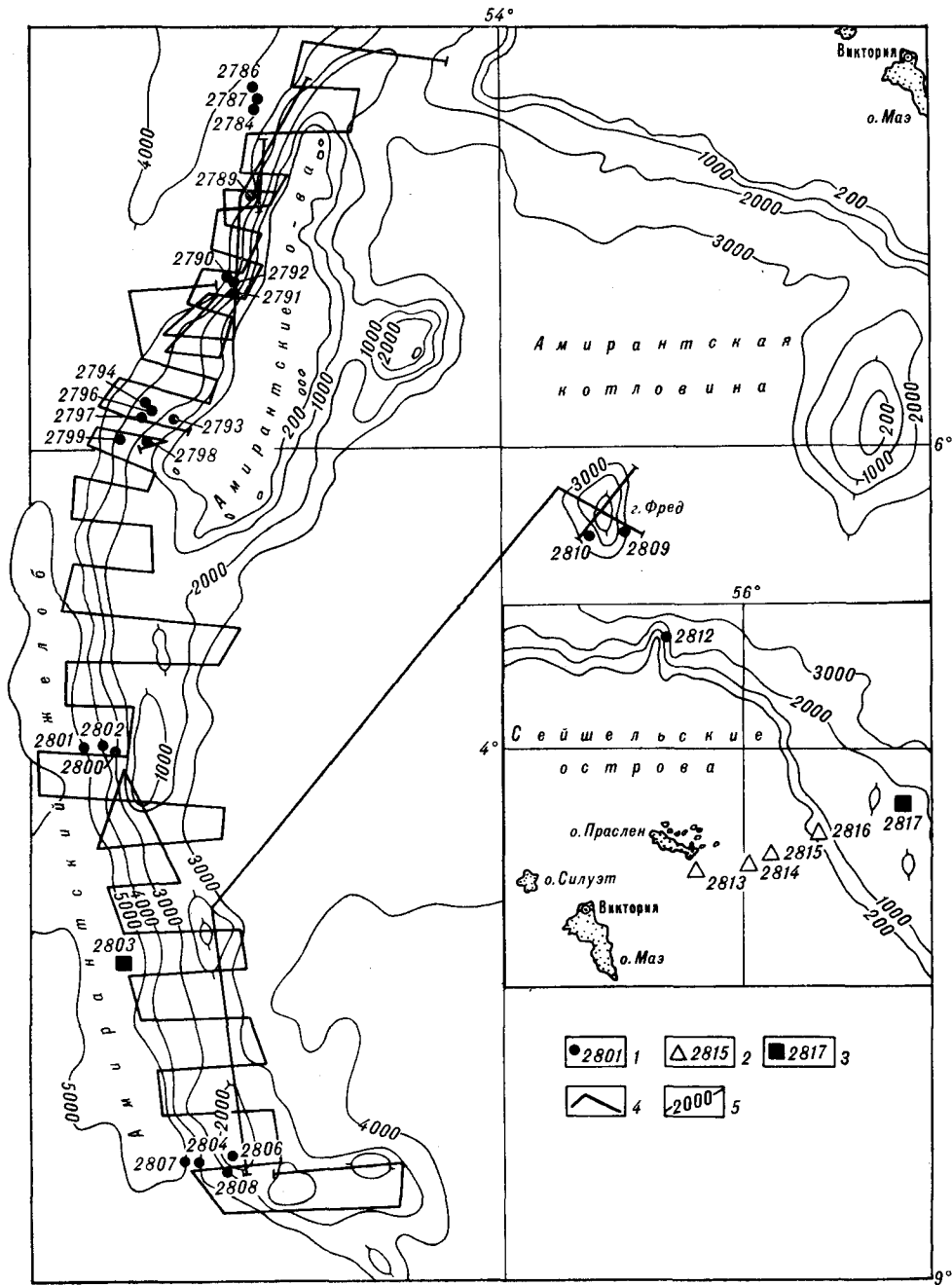


Рис. 2. Схема работ в Индийском океане (полигон 4).

1—3 — геологические станции: 1 — драгирования, 2 — отбора проб дночерпателем, 3 — трубкой; 4 — профили эхолотного промера; 5 — изобаты.

достигает мощности 30—35 км и состоит из тонкого (до 500 м) осадочного слоя и мощного (до 13 км) промежуточного («гранитного») слоя. Острова, расположенные на этой банке, сложены докембрийскими (647—660 млн лет) гранитами и вулканитами мел-палеогенового возраста (34—82 млн лет).

В пределах Сейшельской банки нами был проведен ограниченный объем литологических работ. Взято пять литологических станций на профиле субширотного направления от о. Праслен до восточного склона этой морфоструктуры с глубины от 41 до 1800 м. Здесь установлено, что при удалении от острова гравелистые пески кварцево-обломочно-кораллового

состава сменяются тонкозернистыми песками и алевролитами карбонатно-фораминиферового состава. Решающее влияние на формирование минерального состава отложений Сейшельской банки оказывает климатический фактор.

Амирантская островная дуга расположена в северо-западной части Индийского океана и, совместно с сопряженным с ней одноименным желобом, вытягивается в субмеридиональном направлении примерно на 500 км от Сейшельских островов к о. Мадагаскар. С запада она граничит с Сомалийской, а с востока — Амирантской котловиной, переходящей на юге в Маскаренскую котловину.

Морфоструктура Амирантской дуги представляет собой хребет дугообразной формы с крутым ($10-20^\circ$) западным склоном и более пологим восточным. Хребет подразделяется нами на три блока: Северный, Центральный и Южный.

Северный блок (собственно Амирантская банка) наиболее крупный в системе этой дуги. На поверхности этой части хребта находятся коралловые острова Игл, Сен-Жозеф, Этуаль и др.

Центральный блок хребта с островами Альфонс, Бижутье, Сен-Франсуа, хорошо обособлен от Северного и Южного блоков ложбинами с глубинами около 1200 и 2500 м соответственно.

Южный блок включает отдельные подводные возвышенности, направление которых изменяется от северо-западного до субширотного в южной части хребта. Его особенность в том, что ни одна из его вершин не выходит на поверхность.

Склоны Амирантского хребта, особенно западный, прорезаны каньонами с крутыми бортами в их верхней части, выходящими к основанию каньона.

Желоб представляет собой пологую, наклоненную с севера на юг равнину, осложненную широкими плоскими ложбинами глубиной до 20 м. Глубина северной части желоба порядка 4000 м, а на юге достигает 5150 м. Ширина колеблется в пределах 30—55 км. При переходе от желоба к склонам хребта отмечаются оползневые конуса выноса склоновых отложений.

Данные о геологическом строении Амирантского хребта весьма ограничены. В северной его части выполнены две станции драгирования, в которых подняты толеитовые базальты [3].

Для изучения геологического строения хребта было проведено драгирование его западного склона в пределах всех выделенных блоков. Были опробованы различные интервалы склона от глубины 5000 до 2000 м на 24 станциях драгирования. Породы подняты в виде глыб, обломков, щебня и представлены осадочными, магматическими и метаморфическими образованиями.

В Северном блоке в основании подводного хребта (интервал драгирования 3800—3300 м, ст. 2784, 2787, 2790, 2799) залегает осадочная толща, сложенная вулканомиктовыми конгломератогравелитами, песчаниками и алевропесчаниками, обломки в которых представлены измененными базальтами. Эти породы являются продуктами перемыва вулканитов. Гипсометрически выше этой толщи (в интервале глубин 3500—2500 м) установлены базальты, выходы которых на глубине 2700—2500 м перекрыты толщей рифогенных известняков, выходящих на поверхность Амирантских островов.

Базальты представлены афировыми, мелкопорфировыми стекловатыми разновидностями с порфировой, реже толеитовой структурой, среди которых выделяются оливинсодержащие и плагиоклазовые породы (ст. 2786, 2788, 2792, 2796, 2799). В первом типе в выделениях наблюдаются единичные зерна замещенного оливина и плагиоклаза — лабрадора (60 % An), а во вторых — только плагиоклаз. Основная масса в обеих разновидностях сложена лейстами плагиоклаза, зернами клиношироксена и стеклом.

В Центральном блоке подняты магматические породы (ст. 2800, 2801, 2802) — базальты и долеритобазальты, которые на глубине 2500 м перекрыты толщей рифогенных известняков.

В плагиоклазовых базальтах отмечается порфирировая структура с толеитовой структурой основной массы. В порфирировых выделениях крупные (до 1 мм) лейсты зонального плагиоклаза, часто собранные в гломеропорфирировые сростки.

Долеритобазальты — хорошо раскристаллизованные породы с небольшим количеством стекла с долеритовой структурой, сложенные плагиоклазом, пироксеном и рудным минералом.

Вулканогенные породы Северного и Центрального блоков подвержены вторичным изменениям, которые выражаются в смектитизации вулканического стекла и замещении его гидроокислами железа. Редкие микродиазы и тонкие прожилки в базальтах выполнены смектитом, в ассоциации с которым встречаются цеолиты (ст. 2786, 2798), иногда кальцит и очень редко хлорит (ст. 2786 и 2798). Данные рентгенофазового анализа пород этих блоков позволяют установить в них следующие ассоциации вторичных минералов: смектит — стильбит — филлипсит \pm кальцит \pm \pm хлорит. Все это указывает на преобразование описываемых базальтов в условиях смектитовой фации низкотемпературного гидротермального метаморфизма океанического типа, температура которого не превышала 300 °С, а давление — 2 кбар.

В Южном блоке преобладают интрузивные породы: серпентиниты, габбро-долериты, которые на глубине 2700—2500 м перекрыты известняками. Вулканыты, вероятно являющиеся краевыми частями даек, встречаются в подчиненном количестве.

Серпентиниты (ст. 2804, 2807) развиты, вероятно, по гарцбургитам, о чем можно судить по наличию в серпентине реликтов ортопироксена и появлению петельчатой разновидности серпентина, возможно, по оливину.

Габбро и габбро-долериты (ст. 2803, 2804, 2806, 2807) представляют собой породы с габбровой и офитовой структурой. Среди них отмечаются клинопироксен-амфиболовое габбро, сложенное зональным плагиоклазом (в центре зерен — лабрадор 60—65 % An), клинопироксеном, частично амфиболитизированным, оливинное габбро, отличающееся от вышеописанного наличием оливина (до 1 %), замещенного тальком, хлоритом и магнетитом, а также амфиболовое габбро, сложенное амфиболом (до 30 %) и плагиоклазом — лабрадором (55 % An).

Среди вулканитов наблюдаются плагиоклазовые амфиболитизированные и оливин-плагиоклазовые базальты.

По минеральному, химическому составу и геохимическим особенностям, в частности, по соотношению титана — ванадия, никеля — кобальта, хрома — ванадия, базальты всех выделенных блоков наиболее близки примитивным океаническим толеитам.

Изученная в Индийском океане структура имеет все морфологические признаки островодужных систем, обрамляющих континентальные окраины: дугообразное островное поднятие, глубоководный желоб и задуговой бассейн (Амирантская котловина). Однако, состав слагающих ее магматических пород, в частности, развитие в Северном и Центральном блоках базальтов, аналогичных океаническим толеитам, наличие пород офиолитовой ассоциации (серпентинизированных перидотитов, габбро, габбро-долеритов), свойственных третьему или низам второго слоя океанической коры в Южном блоке, отсутствие вулканитов, характерных для островных дуг, указывает на ее резкое отличие от типичных островных дуг Тихого океана. Современное положение магматических пород, слагающих Амирантский хребет, обусловлено тектоническими факторами, и его образование, вероятно, произошло путем скучивания океанической коры в результате горизонтального перемещения ее блоков. На основании этих данных авторы предлагают отнести Амирантскую островную дугу к особому типу океанических структур — амагматичным островным дугам.

В Филиппинском море были продолжены работы на полигонах, изучение которых было начато в 30/31 рейсе НИС «Профессор Богоров» [1].

Наиболее интересные новые материалы получены на плато Урданета (полигон 3, см. рис. 1). Плато расположено в западной части Филиппинского моря. Его основание приподнято над дном котловины на 400—600 м, на плато расположены изолированные вулканические постройки. Со склонов одной из таких построек были подняты вулканогенные породы, представленные щелочными высокотитанистыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами и более кислыми дифференциатами: пироксен-плагиоклазовыми трахитами и биотит-оливин-плагиоклазовыми фонолитами.

Магматизм плато Урданета позволяет отнести эту структуру к образованиям океанических островов и поднятий с долгоживущими вулканическими центрами, что способствовало дифференциации магматического расплава, появлению щелочных базальтов, трахиандезитов и фонолитов.

На склоне переуглубленной впадины (полигон 2), трассирующей разлом субширотного простираения, наряду с апогарцбургитовыми серпентинитами [1] подняты базальты, по минеральному и химическому составу отвечающие океаническим толеитам.

Продолжение геологических исследований на хребте Кюсю-Палау (полигон 1) подтвердило распространение вулканических построек двух типов к северу от ранее изученной площади хребта [1]. Это щитовые вулканы, сложенные вулканитами, аналогичными толеитам оснований океанических островов и поднятий, и стратовулканы, сформированные базальтами, андезитами и дацитами, близкими по составу к образованиям толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг.

Вулканизм хребта Кюсю-Палау свидетельствует о длительной истории его развития. Образование щитовых вулканических построек гавайского типа происходило в условиях растяжения земной коры, котороеменяется сжатием этого участка дна, способствующим выплавлению сосстроводужной магмы, вулканические продукты которой формируют стратовулканы в период среднеэоцен-позднеолигоценовой тектономагматической активизации. Последний этап, вероятно, синхронный с заложением субмеридиональных разломов, привел к становлению морфоструктуры хребта и появлению цепочки островов, венчающих наиболее высокие вулканические постройки.

Завершающий этап формирования хребта как подводной структуры связан с региональным опусканием котловины Филиппинского моря в позднекайнозойское время.

Магматические и метаморфические породы являются чутким индикатором изменения геодинамического режима в процессе формирования структур морского дна. Геологические работы в рейсе были направлены прежде всего на изучение вещественного состава магматических пород, что позволило однозначно решить вопрос о заложении изученных структур (Амирантского хребта, хребта Кюсю-Палау и плато Урданета) на мафическом основании, выяснить геодинамический режим их формирований и в отдельных случаях уточнить историю геологического развития подводных хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Результаты геологических исследований в 30/31 рейсе НИС «Профессор Богоров»*/Е. П. Леликов, В. Т. Съедин, В. Л. Безверхний и др. // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 6. — С. 107—109.
2. *Braitwaite C. J. R. Geology of the Seychelles. Biogeography and ecology of the Seychelles Islands.* The Hague, Boston, 1984. — P. 17—30.
3. *Fisher R. L., Engel G. G., Hilde T. W. Basalt dredged from the Amirante Ridge, Western Indian Ocean* // Deep-sea Res. — 1968. — V. 15, N 5. — P. 521—534.

Е. П. Леликов, В. Т. Съедин, З. Т. Бадрединов, В. Л. Вербицкий,
А. Н. Деркачев, И. В. Кемкин, Ю. А. Мартынов

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1991 г.

Андреев А. А., Воробьев В. М. О тектонике Охотоморского региона в свете геомагнитных данных	1
Апрелков С. Е., Ольшанская О. Н., Иванова Г. И. Тектоника Камчатки	3
Аргентов В. В., Жигулев В. В., Киктев Ю. В., Петров А. В., Шалгин С. В. Результаты исследований методом преломленных волн ложа Филиппинского моря	2
Астахов А. С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря	2
Белый В. Ф. Компенсационные движения и контракция — главные факторы тектогенеза, сопутствующие магматизму	6
Брянский Л. И. Плотностная структура коры и верхней мантии центральной части Азиатской окраины: проблемы и результаты регионального гравитационного моделирования	5
Булгаков В. К., Дрюков В. В. Численное моделирование тепловой конвекции в мантии Земли	6
Быков В. Г., Николаевский В. Н. Поглощение сейсмических волн и вязкость астеносферы	3
Васильев Б. И. К проблеме возникновения Тихоокеанско-Африканской асимметрии Земли	5
Власов Г. М. Черты унаследованности от архея в фанерозойском развитии Земли: практические следствия	6
Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке оси срединга	6
Геотравверс Китай — Филиппинское море — Тихий океан	4
Гоневчук Г. А., Гоневчук В. Г. Особенности состава интрузивных пород Мопауского рудного узла (Северный Сихотэ-Алинь) как критерий его оловянности	1
Горошко М. В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулкано-генного прогиба Алдаиского щита	4
Граник В. М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы	6
Дудкинский Д. В., Козлов В. Д., Элиасс Ю. К., Китаев Н. А. Геохимические особенности гранитов и контактово-гидротермальных ореолов оловянно-вольфрамового месторождения Светлое (Центральная Чукотка)	4
Еремин Г. Д. Новый способ определения теплового потока в океане	2
Ермаков В. А. Происхождение Курильской глубоководной котловины	1
Ерохов В. В. Электропроводность верхней мантии Тихого океана	1
Зимин С. С., Зимин П. С. Растворы водорода в металлах — главные источники этого элемента в недрах Земли	5
Зинкевич В. П., Данюшевский Л. В., Каменецкий В. С., Константиновская Е. А., Магакин Р. Г., Селиверстов В. А., Портнягин М. В. Геология и петрохимия вулканических пород Тумрогского выступа (Восточная Камчатка)	5
Злобин Т. К., Злобина Л. М. Строение земной коры Курильской островной системы	6
Злобин С. К., Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Колесов Г. М., Милехин А. И. Происхождение верхнеюрско-неокомских вулканогенных образований северной части Корякско-Камчатской тектонической области	3
Ивашов П. В. Биогеохимическая индикация руд	5
Игнатьев В. А. Тектоника Китепвеемского каньона (Западная Чукотка)	1
Калинин А. И. Закономерности размещения рудных столбов в месторождениях золота и серебра Северо-Востока СССР	3
Кебезинкас П. К., Савичев А. Т. Геохимическая стратификация и эволюция раннеостроводужных магматических камер	1
Кириллов В. Е., Бердников Н. В. Условия образования рудоносных метасоматитов Улканского прогиба	2
Кириллова Г. Л. Глубоководные желоба Филиппинского моря: строение и эволюция	4

Кириллова Г. Л. Тайнозойские осадочные бассейны Восточно-Китайского моря: строение и эволюция	5
Косыгин В. Ю., Комова О. С., Маслов Л. А. Геомеханическое состояние тектоносферы северо-запада Тихого океана по ее плотностным моделям	3
Косыгин В. Ю., Маслов Л. А. Геомеханическое состояние тектоносферы переходной зоны северо-запада Тихого океана	2
Красилов В. А. Очерк ротационной геодинамики	1
Лихт Ф. Р. Окраинно-морской седиментогенез Востока Азии в свете принципа актуализма	3
Лихт Ф. Р. Современный приконтинентальный седиментогенез и типы флиша в Японском регионе	6
Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным	1
Мурашко В. И., Богачев Ю. М. Зональность размещения молибденовой и золотой минерализации в Нингамском рудно-магматическом узле (Южная Якутия)	2
Наталийн Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока	5
Наталийн Б. А., Понкоко Л. И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы	2
Наталийн Б. А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое	6
Орлова М. П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край)	1
Пахомова В. А., Хетчиков Л. Н., Гвоздев В. И. О составе флюидной фазы редкометалльных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии	2
Петренко И. Д., Большаков Н. М. Структурная позиция и возраст золотосеребряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения	5
Плотников Л. М., Македон И. Д., Васильев В. М. Математическое моделирование структур сложноскладчатых систем с помощью ЭВМ	1
Полякова И. Д., Рязанова Т. А. Критерии нефтегазоносности бассейнов Восточного Китая	3
Путищев В. К., Бурдэ А. И., Стрельников С. И. Геологическая изученность Дальнего Востока — состояние и перспективы	5
Равдоникас О. В. Флюидогеодинамическое обоснование нефтегазогеологического районирования крупных регионов (на примере северо-восточной окраины Азии)	2
Свалова В. Б., Шарков Е. В. Формирование и эволюция задуговых бассейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ)	5
Сеначин В. Н. Закономерности изменения плотности в океанической верхней мантии	
Симаков К. В. Время Земли	4
Ситников Н. В., Кириллов В. Е., Алексеев В. С. Молибденовое оруденение восточной части Охотского массива	4
Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Матвеевков В. В., Басов И. А. Новые данные о геологическом строении Филиппинского желоба	4
Соболев Р. Н., Чунг Х., Туан Д. Ч., Ряховский В. М., Старостин Г. М. Эволюция химического состава гранитоидных комплексов юго-восточной части Индосинийского массива (Южный Вьетнам)	1
Стрельцов М. И. Эшелонные структуры и сдвиговые дислокации островных дуг	3
Стрельцов М. И. Сдвиговая тектоника и механические модели островных дуг	4
Труннит П. Кордильерско-индийский и островодужный типы окраин Пацифики как эмбриональные стадии коллизийного горного пояса	2
Тузев И. К., Епанешников В. Д. Численное моделирование нестационарного течения поля литосферы Охотского моря	2
Тузев И. К., Епанешников В. Д. Миграция сейсмических границ в коре Охотского моря под воздействием теплового потока	3
Филимонова Л. Г. Индикаторы оруденения в вулканитах Востока СССР	6
Фролова Т. И., Бурикова И. А. Островодужный кислый вулканизм и его геологическое значение	3
Цзан Шаосянь, Чжоу Яньхуа, Лей Кася. Взаимодействие тектонических плит и поле напряжений в районе о. Тайвань	6
Цзан Шаосянь, Ян Цзюньлян. Распределение внутриплитных землетрясений в Северном Китае и их физическое объяснение	5
Шило Н. А., Карташов И. П., Патык-Кара Н. Г., Шумилов Ю. В. Теория перигляциального россыпеобразования	5
Шило Н. А., Карташов И. П., Патык-Кара Н. Г., Шумилов Ю. В. Теория перигляциального россыпеобразования (статья 2)	6
Шипицын Г. П. Особенности формирования морфоструктуры Пенжинского сегмента Таловско-Магского поднятия и закономерности размещения россыпей (Корякское нагорье)	4

Шлезингер А. Е. Геосинклинальные бассейны и бассейны Мирового океана	1
Эйриш Л. В. Золоторудные системы Дальнего Востока	2

Краткие и предварительные сообщения

Бехтольд А. Ф., Квасов А. И., Перепелица В. В. Геохимия редкоземельных и фематильных элементов в вулканических породах Ново-Гейбридского желоба	1
Бормотов В. А., Горкуша С. В. Геолого-геофизический анализ сейсмичности восточной части Буреинского массива	4
Гоневчук В. Г., Герасимов Н. С., Гоневчук Г. А. Граниты Хингано-Олонойского рудного района	6
Зимин С. С., Юдин А. М., Гайденок С. В., Чубаров В. М., Кирюхина Н. И. Находки роговиков в Усть-Бельском массиве гипербазитов Северо-Востока СССР	1
Иванов Г. И. О возможной нефтегазоносности кольцевых массивов северо-восточного склона Алданской антеклизы	1
Мишкин М. А., Лаврик С. Н. Геохимические особенности метаосадочных пород раннего докембрия Алданского щита и его складчатого обрамления	2
Морин А. О. Складчатые деформации толщ Удского вулканогенного пояса	3
Пушняк И. К., Коновалов Ю. И., Тарарин И. Н., Злобин С. К., Фирсов А. П., Дарьин А. В., Баллаев П. Ф. Новые данные о магматических породах тектонической системы дуга — желоб Кермадек	4
Округин А. В., Сурнин А. А. Цоизит и гидрогроссуляр в перидотитах Уямкандинского массива Южно-Анхойской зоны	2
Уфимцев Г. Ф. Экваториальный ороклин тектонического рельефа Земли	5
Элиасс Ю. К. Опыт исследования метасоматитов Иультинского рудного района (Центральная Чукотка) при поисках скрытого оруденения	3

Критика и дискуссии

Власов Г. М. Вулканизм и метасоматизм	3
Колмогоров Ю. А., Попов А. А., Колмогоров В. Ю. О рудно-магматических системах	2
Резанов И. А. О месте заложения Алданской сверхглубокой скважины	5
Толстихин Н. И., Кирюхин В. А. О новом методе нефтегазогеологического районирования крупных регионов	6
Туезов И. К. О статье Ю. А. Косыгина „Земля и время”	1
Школьник Э. Л., Батурич Г. Н. О генезисе фосфоритов о. Науру	5

Хроника

Результаты геологических исследований 33-го рейса НИС „Профессор Богоров”	6
---	---

Юбилейные даты

Иван Николаевич Говоров (к 70-летию со дня рождения)	1
--	---

Некролог

Иннокентий Константинович Туезов	5
--	---

Указатель статей, опубликованных в журнале за 1991 г.	6
---	---

2 р. 70к.

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1991. № 6. 1-168