


ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



1

1993

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. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *А. Е. Радкевич*, *В. В. Ревердатто*, *Н. П. Романовский*,
К. Ф. Сергеев, *А. А. Сидоров*, *В. Н. Шарпов*

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65. ИТиГ ДВО
РАН. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, ВО „Наука“. Сибирская издательская
фирма. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*
Мл. редактор *О. А. Павлова*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректор *В. В. Борисова*

Сдано в набор 08.10.92. Подписано к печати 10.01.93. Формат 70 x 108 1/16. Бумага тип. № 2.
Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,5. Уч.-изд. л. 15. Тираж 319 экз.
Заказ № 405.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО „Наука“. Сибирская издательская фирма. 630099
Новосибирск, ул. Советская, 18.

Новосибирская типография № 4 ВО „Наука“. 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

№ 1, 1993

СОДЕРЖАНИЕ

Сычев П. М., Соинов В. В., Веселов О. В., Волкова Н. А. Изостазия сводовых поднятий, хребтов и подводных гор: термальные модели	3
Булгаков В. К., Дрюков В. В., Тимофеев О. А. О термической конвекции под Евразийской плитой	15
Сваричевский А. С. Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан)	21
Астахова Н. В., Ващенко Н. Г., Горбаренко С. А. Карбонатные образования из неогеновых отложений материкового склона Приморья	32
Хетчиков Л. Н., Говоров И. Н., Нахомова В. А., Андросов Д. В. Два типа редкометалльных литий-фтористых гранитов Приморья	38
Олейник Л. М., Изосов Л. А. Возраст и стратиграфический разрез тативинской свиты (рудное поле Восток-2)	46
Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И., Рязанова Т. А., Ушаков Н. Е. Геохимические показатели нефтегазообразования в мезо-кайнозойских отложениях Среднеамурской впадины	49
Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Условия образования рудоносных габброидов Оломского комплекса по данным термобарогеохимии	58
Гранник В. М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Таулан-Армуданской гряды, Хановского и Красногымовского хребтов	68
Мельников О. А. О наиболее представительном разрезе палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория (о. Сахалив)	86
Шмакин В. Б., Гагиев М. Х., Смирнова Л. В. Новые данные по стратиграфии палеозойских толщ Ваежского блока (Корякское нагорье)	95
Симаков К. В. К истории развития представлений о геологическом времени. Статья вторая	102
Уфимцев Г. Ф. Сбросообвалы как вид дислокаций приповерхностных частей литосферы	131

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Кемкин И. В., Ханчук А. И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р. Черная (Южный Сихотэ-Алинь)	140
Андреев А. А. Структура магнитоактивного слоя окраинно-океанического вала Хоккайдо	143

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Борукаев Ч. Б. О понятии «террейн»	149
Сорокин А. П., Колесников В. В. Сдвиговые зоны литосферы	153
Максимов Ж. В. Морфологические особенности цирконов из гранитов Анюйского выступа (Сихотэ-Алиньская складчатая система)	156

CONTENTS

Sychyov P. M., Soinov V. V., Veselov O. V., Volkova N. A. Isostasy of arched uplifts, ranges and seamounts: thermal models	3
Bulgakov V. K., Dryukov V. V., Timofeev O. A. Thermal convection beneath the Eurasian plate	15
Svarichevsky A. S. Morphostructural position of the Magellan mountains (Pacific Ocean)	21
Astakhova N. V., Vashchenkova N. G., Gorbarenko S. A. Carbonate assemblages from Neogene deposits of the Primorie continental slope	32
Khetchikov L. N., Govorov I. N., Pakhomova V. A., Androsov D. V. Two types of rare-metal lithium-fluorine granites of Primorie	38
Oleinik L. M., Izosov L. A. The age and columnar section of the Tatibinskaya suite (ore field Vostok-2)	46
Polyakova I. D., Kolganova M. M., Soboleva Ye. I., Ryazanova T. A., Ushakov N. Ye. Geochemical indicators of oil-and-gas formation in Mesozoic-Cenozoic deposits of the Middle Amur basin	49
Berdnikov N. V., Karsakov L. P. Conditions of formation of orebearing gabbrides of the Olomsky complex from thermobarochemical data	58
Grannik V. M. Mesozoic volcanogenic-sedimentary and magmatic rocks of the Taulan-Armndansk range, Khanovsk and Krasnotymovsk ridges	68
Melnikov A. O. The most representative section of Paleogene deposits on the eastern flank of the West Sakhalin anticlinorium (Sakhalin Island)	86
Shmakin V. B., Gagiev M. Kh., Smirnova L. V. New data on stratigraphy of Paleozoic units, Vaezhsk block (Koryak upland)	95
Simakov K. V. On the history of development of concepts of geologic time. Paper 2	102
Ufimtsev G. F. Normal faults -- downfalls as a kind of deformations of lithospheric circum-surface parts	131

BRIEF COMMUNICATIONS

Kemkin I. V., Khanchuk A. I. First data on the Early Cretaceous accretionary complex in the Chyornaya River basin (South Sikhote-Alin)	140
Andreev A. A. The structure of the magnetically active layer in the marginal-oceanic bar of Hokkaido	143

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Borukayev Ch. B. The notion of "terrane"	149
Sorokin A. P., Kolesnikov V. V. Strike-slip zones of lithosphere	153
Maximova Zh. V. Morphological features of zircons from Anyui protrusion granites (Sikhote-Alin folded system)	156

УДК 551.2(26) + 550.312

*П. М. Сычев, В. В. Соинов, О. В. Веселов,
Н. А. Волкова*

ИЗОСТАЗИЯ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ, ХРЕБТОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР: ТЕРМАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ

Образование и последующее опускание сводовых поднятий, хребтов и подводных гор океана связывается с воздействием термальных аномалий. Выполнено моделирование этих аномалий, которые обусловлены интрузией магмы. Образование сводовых поднятий требует мощных силлоподобных интрузий (30—50 км) в интервале глубин 50—100 км с избыточной температурой до 700 °С. Амплитуда и скорость опускания хребтов и подводных гор хорошо согласуется с термальным сжатием первоначально разогретого (около 500 °С) вертикального канала высотой около 50—100 км. Амплитуда опускания при этом составляет около 1500 м, а скорость опускания около 20 м/млн лет, что хорошо совпадает с наблюдаемыми данными. Полученные результаты являются веским аргументом в пользу реальности этих моделей и позволяют предложить общую схему развития сводовых океанических поднятий, хребтов и подводных гор океана.

Введение. Сводовые океанические поднятия* представляют собой широкие топографические поднятия дна океана, которые обычно сопровождаются подводными горами или цепью островов подобно Гавайям [14]. Амплитуда этих поднятий составляет в среднем 1—2 км. Поднятия часто связаны с аномалиями теплового потока в 8—10 мВт/м², которые достигают иногда, как например на поднятии Кейп Верде (Cape Verde), 16 мВт/м² [32]. Впрочем, эта связь не всегда очевидна и на Гавайском поднятии она либо слабо выражена, либо отсутствует вообще [55]. Важным элементом, сопутствующим океаническим поднятиям, является наличие на глубинах 40—70 км зон дефицита масс [34].

Происхождение океанических поднятий остается еще далеко не ясным явлением. Среди текущих представлений наиболее популярны модели динамической поддержки, возможно, вызванной конвекцией [57, 55], и повторного нагревания литосферы [17, 32]. Но так или иначе в большинстве моделей принимается, что эти океанические поднятия имеют термальное происхождение. Неясным остается лишь вопрос: каков механизм переноса тепла?

Еще Детрик и Кроу [17] в качестве одного из альтернативных объяснений механизма быстрого утонения литосферы или образования термальной аномалии предложили внедрение магмы непосредственно в нижнюю литосферу. Несколько позднее эта идея отчасти была реализована, и было показано, что внедрение интрузий магмы может образовывать океанические поднятия типа Гавайского [59]. В дальнейшем, однако, концепция интрузий магмы практически не обсуждалась. Между тем, можно ожидать, что подкоровый магматизм в виде интрузий ультраосновной магмы в литосферу является распространенным явлением [5, 6, 46—48]. В этой связи представляется целесообразным вновь вернуться к моделям интрузий магмы в качестве возможного объяснения возникновения и дальнейшей эволюции океанических поднятий. Естественно, что выбор моделей интрузий магмы связан с большой не-

* В англоязычной литературе употребляется слово Swell.

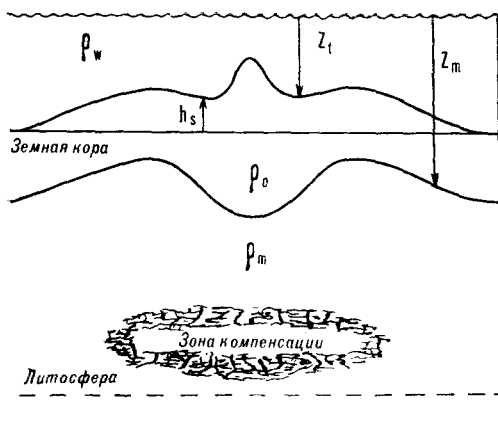


Рис. 1. Схема глубинного разреза океанического сводового поднятия по [32] с некоторыми изменениями. h_s — высота океанического сводового поднятия; Z_t — поверхность дна; Z_m — глубина поверхности Мохоровичича; ρ_w , ρ_0 и ρ_m — соответственно плотности морской воды, земной коры и верхней мантии.

определенностью и требует дополнительных критериев, которые позволили бы оценить принятые модели. Такими критериями, помимо амплитуды поднятий, могут служить скорость последующего их прогибания вследствие термального сжатия и аномалии теплового потока.

Имеется и другая сторона этой же проблемы — механизм изостатической компенсации подводных гор и хребтов. Определяется ли он эффективной изгибной жесткостью литосферы [56], или возможна локальная компенсация? Это предполагается обсудить во второй статье.

Ниже обсуждаются закономерности образования и эволюции океанических поднятий, хребтов и подводных гор, термальные модели интрузий магмы и результаты этого моделирования.

Механизм образования и эволюция океанических поднятий, подводных гор и хребтов. Хотя сводовые поднятия довольно широко распространены в океане, однако наиболее изученными регионами являются Императорская цепь и Бермудское поднятие, происхождение и развитие которых обсуждалось неоднократно [18, 53—55]. Согласующиеся между собой данные известны и по другим регионам.

Сводовые поднятия. Сводовые поднятия представляют собой топографические поднятия дна океана, ширина которых колеблется в широких пределах (от несколько сотен до тысячи километров и более). Амплитуда поднятия (например, поднятие Кейп Верде [32]) может превышать 2 км.

Поскольку мощность земной коры в пределах поднятий, за исключением подводных гор и хребтов, остается типично океанической, то естественным является предположение о наличии на некоторой глубине дефицита масс, которые компенсируют избыток масс топографического поднятия. Анализ рельефа и гравитационных аномалий привел к выводу, что эти компенсирующие массы расположены на глубине около 50 км [15, 32, 53] или примерно между 50 и 100 км [31], т. е. находятся в пределах нижней литосферы. Имеется тенденция к уменьшению этой глубины. Так, например, согласно недавнему определению, компенсационная глубина Гавайского поднятия составляет лишь 40 км [37]. Общая модель океанического поднятия и соответствующей компенсационной зоны показана на рис. 1.

Океанические поднятия, возникнув, в дальнейшем, по-видимому, сохраняются длительное время. Однако сведения о продолжительности существования таких поднятий весьма ограничены. Можно лишь дать приблизительную оценку скорости опускания Бермудского поднятия, представляющего собой общее воздымание дна океана шириною около 500 км и высотой 900 м по изобате 5000 м. Начало прогибания поднятия связывается с поздним олигоценом (~25 млн лет назад), а общая амплитуда прогибания оценивается в пределах 100—200 м [18]. Отсюда скорость прогибания составит лишь 4—8 м/млн лет или 0,004—0,008 мм/год. Длительность существования термальных аномалий и, как

следствие, поднятый подчеркивается иногда наличием изотонных аномалий [45].

Хребты и подводные горы. Подводные горы в виде цепей или гнезд часто сопровождают океанические поднятия, являясь как бы их сопутствующим элементом.

Одна из наиболее точных оценок амплитуды и скорости прогибания на основании данных бурения была сделана для атоллов и гайотов западной части Тихого океана и Гавайско-Императорской цепи [17]. В среднем за последние 60 млн лет она оказалась равной около 20 м/млн лет (0,02 мм/год), а общее максимальное опускание гайотов составило в большинстве случаев от 1300 до 1800 м.

Согласно концепции тектоники плит, по мере движения любой океанической плиты от оси срединно-океанического хребта происходит ее термальное сжатие и опускание океанического дна, которое оценивается эмпирической формулой [40] в виде $d(t) = 2500 + 350(t)^{1/2}$ (м), где t — возраст коры в миллионах лет. Если ввести поправку за термальное сжатие, то для упомянутых выше вулканических построек она составит лишь несколько сот метров, т. е. в 2—3 раза меньше, чем наблюдается в действительности [17].

Возможно, что скорость опускания не является постоянной и в начальный период она выше. В этом отношении заслуживает внимания один из гайотов вблизи Азорских островов, погружение которого началось 1,8 млн лет назад, а величина погружения составила около 360 м [29]. Тогда скорость прогибания составит около 200 м/млн лет (0,2 мм/год). Если принять во внимание возможное общее прогибание литосферы за счет термального сжатия, то опускание собственно гайота составит 100—150 м, т. е. 50—80 м/млн лет (0,05—0,08 мм/год) и, таким образом, скорость опускания остается достаточно высокой. Близкими к этим величинам предполагаются скорости прогибания для некоторых подводных гор в экваториальной Атлантике [11].

Для сравнения приведем величины и скорости прогибания для некоторых подводных хребтов, образование которых, по-видимому, явно не связано с океаническими поднятиями. Скважины DSDP 214, 216 и 217 обнаружили прогрессивное опускание Восточно-Индийского хребта с юга на север. В основании осадков этих скважин вскрыты мелководные отложения, которые вне хребта переходят в глубоководные фации [41, 52]. Глубина основания этих скважин составляет 2145, 2694 и 3560 м, а максимальный возраст осадков — соответственно 60, 66 и 72—80 млн лет. Отсюда скорость прогибания составит около 40 м/млн лет (~0,04 мм/год). Для последней пары скважин, если учесть термальное сжатие океанической литосферы, скорость прогибания составит примерно 20 м/млн лет. Еще один пример касается хребта аномалии Джи (J-Anomaly Ridge) в Атлантическом океане. Здесь полное прогибание оценивается в 4100—4200 м за время около 110 млн лет [49]. Но наиболее быстрое прогибание произошло в начальный период за время около 20 млн лет, когда вершина хребта опустилась примерно на 2000 м. Таким образом, максимальная скорость опускания составит примерно 100 м/млн лет, а средняя — около 40 м/млн лет (0,04 мм/год). С учетом термального сжатия она уменьшится до 20 м/млн лет.

Наконец, упомянем данные о скорости погружения некоторых островов. Отмечено, что скорость опускания Гавайских островов составляет от 1,7 до 4,8 мм/год по мере приближения к местам вулканической активности [35]. Скорость опускания Азорских островов за период в 690 тыс. лет составила 1 мм/год [38]. Сходная величина отмечена для атолла Муруроа [28]. Эти некоторые примеры показывают, что скорости опускания островов могут быть очень велики, что, вероятно, обусловлено нагрузкой эрустированного материала во время активной магматической деятельности или после нее. Здесь важно отметить, что острова довольно быстро стремятся к достижению изостатического равновесия и поэтому так называемая изгибная жесткость литосферы вряд ли играет

значительную роль. С другой стороны, видимо, существует корреляция скорости опускания с возрастом вулканических построек, когда на первом этапе опускание происходит быстрее, чем на последующих [24].

Продолжительность магматизма, связанного с образованием вулканических построек, в том числе в пределах океанических поднятий, колеблется примерно от 0,5 до 20 млн лет, а иногда и больше, но основная конструктивная фаза продолжается, видимо, около 0,5—1,5 млн лет [16]. Таким образом, формирование океанических поднятий в геологическом смысле происходит быстро. Вместе с тем, спорадическая магматическая активность может продолжаться длительное время, и что более важно — происходить через довольно длительные перерывы, достигающие 20 млн лет и более. Но считается, что в объемном выражении она не играет значительной роли по сравнению с конструктивной фазой [51].

Тепловой поток. Представление о термальной природе океанических поднятий подразумевает появление аномалий теплового потока в этих регионах. И, действительно, такие аномалии существуют. Для Гавайев тепловой поток (близ о. Мидуэй) на 7—12 мВт/м² выше по сравнению с ожидаемым (~52 мВт/м²) для этого возраста коры [53]. Величина аномального теплового потока на Бермудах составляет 8—12 мВт/м² по сравнению с уровнем вне поднятия, где тепловой поток близок к 50 мВт/м² [18]. Наибольшая аномалия наблюдается на поднятии Кейп Верде, где она достигает 16 мВт/м² по отношению к нормальному фону в 45 мВт/м² [14].

В то же время, следует заметить, что закономерности распределения теплового потока не всегда согласуются с ожидаемыми аномалиями. Дополнительные исследования в районе о. Мидуэй показали, что тепловой поток вне поднятия даже выше, чем в его пределах [54, 55].

Условия выбора модели. Текущие представления. Как уже упоминалось, происхождение поднятий ассоциируется в конечном счете с наличием горячих точек или мантийных струй. Детрик и Кроу [17] первые предположили, что под влиянием высокого теплового потока мантийных струй изотермы поднимаются и литосфера как бы становится тоньше. Очевидным поверхностным проявлением в этом случае будет широкое поднятие в рельефе дна. Они также отметили, что простая модель повторного нагревания может быть ошибочной, так как кондуктивный перенос тепла требует длительного времени (около 100 млн лет) для того, чтобы сделать литосферу тоньше. Возможные альтернативы, по их мнению: 1) утонение литосферы является не термическим, а механическим процессом; 2) утонение является термальным, но тепло транспортируется конвективно, вероятно, путем интрузий магмы в нижнюю литосферу.

С тех пор в решении проблемы происхождения океанических поднятий достигнут небольшой прогресс. В некоторых моделях в качестве основы используется идея «динамической поддержки», возможно, обусловленной простой мелкомасштабной конвекцией под влиянием мантийной струи, избыток температуры в которой составляет лишь около 200—250 °С [30, 44]. Однако наличие конвекции в литосфере кажется маловероятным [7, 42]. Практически впоследствии не обсуждалась предложенная модель магматической интрузии [59], хотя магматизм при образовании океанических поднятий, как правило, обязательное сопутствующее явление. Лишь в одном пункте наблюдается согласие — компенсационная зона океанических поднятий должна быть представлена термальной аномалией [33].

Выбор модели. При обсуждении природы происхождения термальных аномалий прежде всего встает вопрос о вероятной величине избытка температур в них. К сожалению, при решении этого вопроса нет четких критериев и больше приходится довольствоваться косвенными соображениями. Важным моментом в последующем является срав-

нение выбранной модели с амплитудой и скоростью опускания океанических поднятий, а также аномалиями теплового потока.

Очевидная связь образования океанических поднятий с проявлениями магматизма, имеющего наибольшую активность на начальном этапе, предполагает наличие высоких температур в компенсирующих зонах. Плавление перидотита на 5—7% начинается при температурах 1250—1300 °С при давлении, соответствующем 50 км [43]. В этом случае избыток температур в компенсирующих зонах составит не менее 500 °С.

С другой стороны, происхождение базальтов может быть связано не с условиями местного плавления перидотитов под влиянием T — P -условий, а с существованием примитивных ультраосновных пикритовых магм [21, 22, 39], появление которых на мелких уровнях должно быть результатом переноса горячего материала с больших глубин, как это, например, предполагается для коматитовых магм [4]. Температура таких магм может достигать 1700—1800 °С, а избыток температур в компенсирующей зоне составит около 1000 °С. Подобный избыток температур, согласно теоретическим расчетам, возможен в тектонически активных зонах в интервале глубин 40—100 км [2].

На основании геолого-геофизических данных ранее было показано [5, 6, 46—48], что в верхней мантии, вероятно, широко развит ультраосновной магматизм, который может объяснить, в частности, образование протяженных зон частичного плавления вследствие подъема примитивных ультраосновных магм и их внедрение по механизму гидроразрыва на уровнях, где их плотность сравнивается с плотностью окружающей среды. Именно эта модель была выбрана для дальнейших расчетов. Были сделаны следующие допущения.

1. Образование термальных аномалий, обуславливающих возникновение океанических поднятий, связано с внедрениями интрузий ультраосновной магмы в интервале глубин 50—100 км, предположительно там, где ее плотность сравнивается с плотностью окружающей среды. Распространение этих магм в горизонтальном направлении до 1000 км и более осуществляется благодаря механизму магморазрыва, аналогичному гидроразрыву.

2. Минимальная температура таких магм должна быть не меньше 1500—1600 °С. Отсюда минимальные избыточные температуры будут не меньше 700 °С. Лишь на последующих этапах из образовавшегося магматического источника генерируется более легкая (как базальтовая) магма.

3. Хотя ясно, что процесс интрузий магмы может занимать интервал времени в 0,5—1,5 млн лет и более, для простоты в большинстве случаев принята модель мгновенного теплового источника, т. е. одноактной интрузии магмы, мощность которой принималась с учетом высоты океанического поднятия. В сущности, имитировалась термальная аномалия, вызванная интрузией магмы.

4. Интрузия и, как следствие, тепловой источник рассматриваются фиксированными, как если бы они находились в неподвижной литосферной плите. Действительно, безразлично — движется плита или нет, если в ее нижнюю часть внедрилась мощная интрузия.

5. Осуществляется локальная изостазия, т. е. мощность упругой плиты равна нулю и скорость опускания полностью определяется изменениями температуры.

6. Для простоты все модели рассматриваются как двухмерные, так как, с одной стороны, можно найти вытянутые на большое расстояние поднятия, подобно Гавайскому, с другой, — при большом разнообразии различных форм рельефа дна океана представляют интерес принципиальные оценки, поскольку точные параметры интрузий (температура, мощность, продолжительность внедрения и т. п.) все же остаются неизвестными.

7. Предполагается, что изостатическое равновесие, которое нарушается избытком масс, вызванным интрузией магмы, восстанавливается

мгновенно, и амплитуда топографических поднятий дна океана определяется только пертурбациями температуры на глубине.

Интрузивные модели термальных аномалий. Различия в амплитуде и размерах океанических поднятий требуют построения различных моделей. Однако ниже мы ограничимся лишь некоторыми примерами, которые позволяют оценить некоторую совокупность моделей.

Термальные аномалии сводовых океанических поднятий. Термальная модель имитировалась интрузией, имеющей прямоугольную форму в виде бруска бесконечного простирания. Распределение температур, создаваемое таким телом, остывающим в полупространстве, определяется уравнением теплопроводности [1, 3]. Выбор температуры интрузии, т. е. избыточной температуры, являющейся разностью между температурами интрузии и окружающей среды, обсуждался выше. Если, как уже указывалось, температура пикритовых магм на глубинах более 40 км составляет 1500—1600 °С или выше, то ориентируясь на океаническую геотерму для времени более 50 млн лет [40], минимальную избыточную температуру следует принимать равной примерно 700—800 °С. Другие параметры следующие:

Параметр	Определение	Значение
ρ_m	Плотность мантии	3300 кг/м ³
ρ_w	Плотность воды	1050 кг/м ³
ΔT	Избыточная температура	700 К
α	Коэффициент объемного термального расширения	$3,4 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$
λ	Температуропроводность	$7,5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$
z_c	Глубина зоны компенсации	50—100 км

Поднятие (Δh), возникающее под действием термального расширения, определялось по формуле [30]:

$$\Delta h = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \int_0^{z_c} \alpha \cdot \Delta T(z, r, t) dz.$$

Величина z_c должна включать зону ниже внедрения интрузии, но в данных моделях эффектом прогрева вниз пренебрегалось, что, конечно, уменьшает общую величину поднятия от температурных пертурбаций. Расчеты выполнены на ЭВМ.

В зависимости от мощности интрузии топографическое поднятие дна океана в моделях может достигать 1500 м и более (рис. 2). Если зона внедрения достаточно широкая (кривая 3, рис. 2), амплитуда поднятия, вызванная интрузией, сохраняется почти без изменений в течение 5—10 млн лет, после чего происходит опускание под влиянием термального сжатия. Скорости опускания наиболее высоки на начальном этапе термального сжатия. Для поднятий с амплитудой около 1 км они колеблются в пределах 10—6 м/млн лет (0,01—0,006 мм/год). Минимальная скорость опускания соответствует наибольшей ширине интрузии (кривая 3, рис. 2). Судя по кривым 1 и 3 (см. рис. 2), с увеличением ширины интрузии (и, соответственно, поднятия) скорость опускания уменьшается. Термальная аномалия во всех случаях сохраняется длительное время, а при большей ширине интрузии хорошо заметна и через 100 млн лет.

Величина теплового потока (рис. 3), обусловленного интрузиями, относительно невелика и достигает в рассмотренных случаях лишь 12—15 мВт/м² через 25 млн лет. При меньшей мощности интрузий или несколько большей их глубине тепловой поток на поверхности от них будет почти соизмерим с погрешностями наблюдений. Следует также заметить, что ширина области распространения теплового потока на поверхности в 2—3 раза превышает размеры самой интрузии.

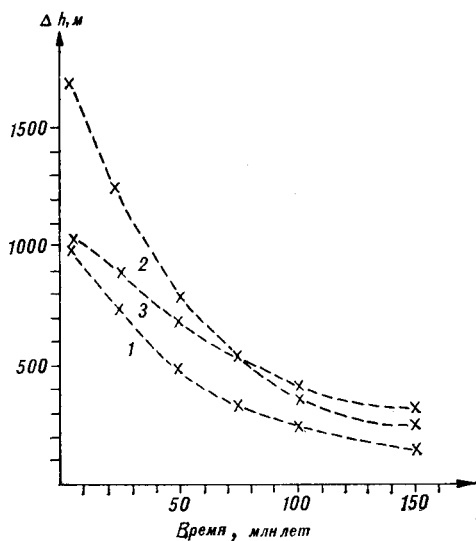


Рис. 2. Эффект влияния интрузий ультраосновной магмы в литосфере на амплитуду поднятия.

1—3 — параметры интрузивного тела: 1 — ширина 100 км; мощность 30 км (интервал 50—80); 2 — ширина 100 км; мощность 50 км (50—100); 3 — ширина 500 км; мощность 30 км (50—80).

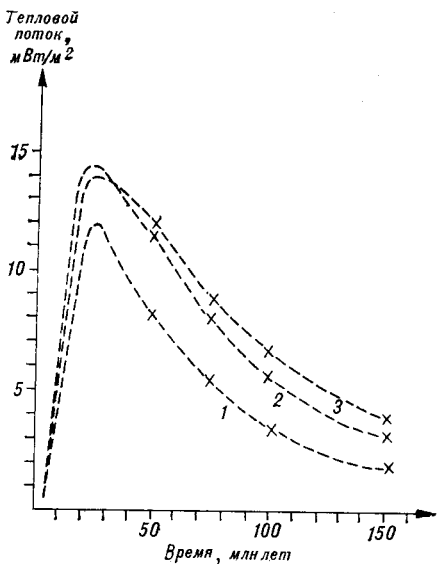


Рис. 3. Величина теплового потока в зависимости от времени.

Параметры интрузивного тела те же, что на рис. 2.

В принципе рассмотренные выше модели в рамках кондуктивной теплопередачи могут объяснить и амплитуду, и скорость прогибания любых сводовых океанических поднятий, если варьировать в каждом случае мощность и избыточную температуру интрузии. Введение в процесс теплопередачи конвективной составляющей, несомненно, ускорит процесс опускания поднятий и проявления теплового потока на поверхности, но какие-либо данные об этом отсутствуют.

Амплитуда поднятий и их скорость опускания в представленных моделях могут быть хорошо согласованы с известной длительностью существования сводовых океанических поднятий. Однако известные примеры величины и скорости опускания подводных гор и хребтов значительно отличаются от модельных значений. В этой связи имеющиеся данные позволяют представить иную термическую модель.

Термальная модель для подводных гор и хребтов. Согласно сейсмическим данным [20], под вулканом Килауэа (Гавайи) землетрясения наблюдаются до глубин 60 км и больше. При этом они образуют цилиндрическую зону диаметром 20—25 км, которая характеризуется понижением скорости продольных волн на 1—2%. Такая скоростная структура, по мнению этих исследователей, позволяет полагать, что зона понижения скорости представляет собой систему субвертикальных взаимосвязанных каналов, вероятно даек, совокупность которых в результате повышения температуры и, возможно, наличия расплавов приводит к уменьшению скорости. Оценка температур не очень определена. Согласно Берчу [9], уменьшение скорости на 1% может дать возрастание температуры до 250 °С. Тогда возможное увеличение температуры в цилиндрической зоне составит 250—500 °С. Однако лабораторные эксперименты на 12 образцах пород мантийного типа дают следующую среднюю зависимость температуры от скорости продольных волн [10]: $-5,9 \pm 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ км} \cdot \text{с}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. В этом случае падение скорости на 1% будет соответствовать увеличению температуры примерно на 135 °С, а избыточные температуры в верхней мантии под вулканом Килауэа составят 135—270 °С.

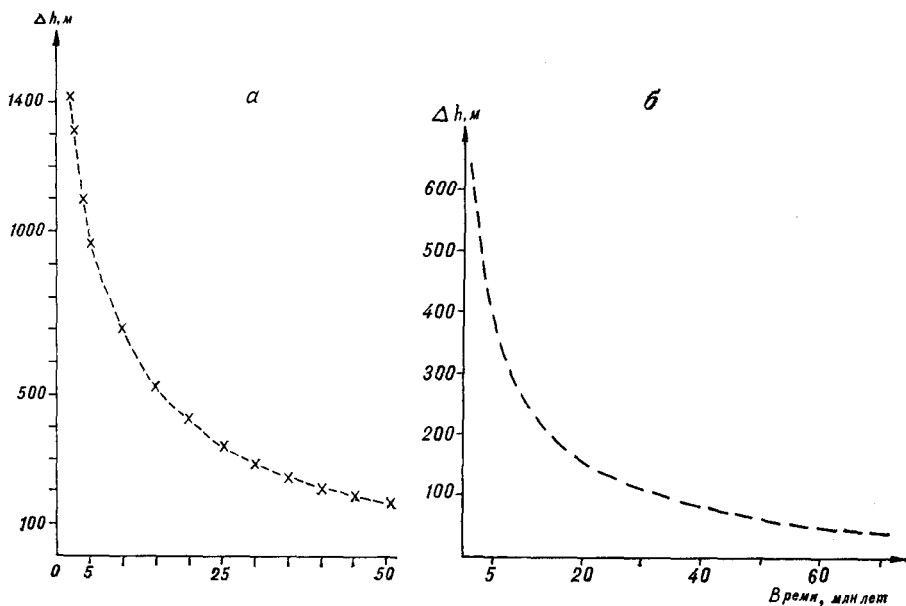


Рис. 4. Амплитуды поднятия и скорость прогибания над вертикальными интрузиями. а — интрузия шириной 20 км и высотой 80 км с аномальной температурой 500 °С, которая поддерживалась в течение 1 млн лет; б — то же, однократное внедрение с аномальной температурой 250 °С.

Другой пример относится к скоростной структуре верхней мантии Йеллоустоуна, аномальные свойства которой связываются с наличием мантийной струи или «горячей точки» [19, 26, 27]. Здесь область понижения скоростей продольных волн является сравнительно широкой, но наиболее низкие скорости приурочены к центральной зоне, где они ниже, чем нормальные, на 4—8 % до глубины 150 км. Если это понижение скорости отнести только на счет повышения температуры, то избыток последней составит от 500 до 1000 °С. Но понижение скорости может быть связано не только с повышением температуры, а и с наличием расплавов. В этом случае возникает вопрос о составе этих расплавов. Если, как мы полагаем, расплавы являются в большей степени ультраосновными, то их температура должна быть выше 1500—1600 °С. Поэтому, так или иначе, избыточная температура в верхней мантии Йеллоустоуна, по-видимому, не ниже 500 °С и не выше 1000 °С.

На основании приведенных выше данных была использована модель вертикальной интрузии, ширина которой 20 км, а вертикальная длина — 80 км. Рассчитаны две модели. В одной из них (рис. 4) выбрана избыточная температура в 500 °С, которая поддерживалась в течение 1 млн лет путем однократного внедрения интрузии через каждые 100 000 лет. Как видно на рисунке, амплитуда локального поднятия превышает 1400 м. В первые 5—10 млн лет термальное сжатие происходит быстро и скорость опускания достигает 50—100 м/млн лет (0,05—0,1 мм/год). Средняя же скорость опускания за 50 млн лет составит около 24 м/млн лет.

Для второй модели избыточная температура принята в 250 °С и рассчитано только однократное внедрение (см. рис. 4). Амплитуда поднятия в этом случае гораздо меньше.

Имеющиеся данные о значительной скорости прогибания некоторых гайотов (см. выше) вполне могут быть согласованы с моделями вертикальных нагретых зон на начальном этапе термального сжатия. Значительная амплитуда опускания некоторых хребтов может быть объяснена лишь наличием вертикальных разогретых зон со значительной первоначальной избыточной температурой и большей их протяженностью, как это, например, наблюдается для Йеллоустоуна.

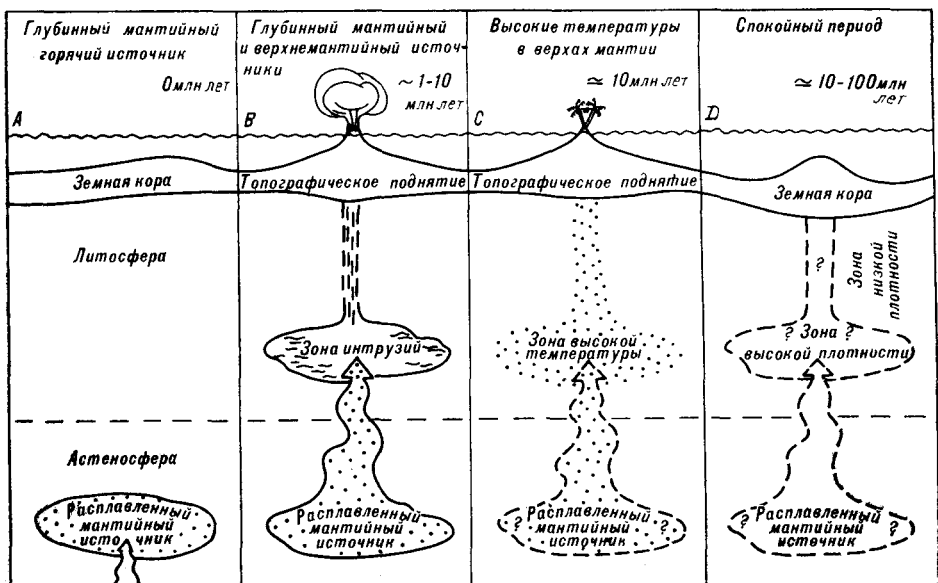


Рис. 5. Упрощенная модель глубинных процессов, обуславливающих возникновение и эволюцию сводовых океанических поднятий и вулканических построек. В качестве основы использованы модели и идеи, предложенные Кохраном и Талвани [13], Детриком и Кроу [17] и развитые в настоящей статье.

A — D — см. в тексте.

Конечно, высокие скорости опускания могут быть вызваны сопутствующими факторами, сопровождающими образование подводных гор и хребтов, в том числе, по-видимому, внедрениями силлоподобных интрузий в основание земной коры. Примером опять же являются Гавайи, где в основании земной коры выявлена высокоскоростная зона, мощностью 3—6 км и протяженностью около 100 км, отождествляемая с интрузиями силлов [12]. Быстрое термальное сжатие таких интрузий в условиях низкотемпературной окружающей среды должно вызвать и соответствующие высокие скорости опускания поверхности земной коры, что, возможно, следует уже относить к быстрым тектоническим движениям.

Некоторые общие закономерности и заключение. Как показано выше, моделирование термальных аномалий интрузиями высокотемпературных магм хорошо согласуется с наблюдаемыми амплитудами и скоростью опускания океанических поднятий, хребтов и подводных гор, что может служить подтверждением реальности таких моделей. Общая идея глубинного процесса может быть выражена следующей схемой (рис. 5).

Формирование обширной силлоподобной высокотемпературной интрузии в литосфере требует быстрого переноса расплава с каких-то более глубоких уровней. Возможно, этот механизм переноса расплава несколько напоминает поднимающийся горячий материал в моделях «горячей точки» (рис. 5, A).

Отдельные порции ультраосновной (возможно, пикритовой) магмы, вследствие развиваемого ею избыточного давления, образуют трещины растяжения, по которым они проникают вверх до уровня, где их плотность сравнивается с плотностью окружающей среды, а затем внедряются по механизму гидроразрыва в окружающие породы в интервале глубин около 50—100 км (рис. 5, B). Внедрение происходит по системе горизонтальных взаимосвязанных трещин с образованием обширной линзообразной зоны. Изостатической реакцией на образование этой горячей зоны является поднятие океанического дна. В то же время, в результате дифференциации ультраосновной магмы и, вероятно, частичного плавления вмещающих пород образуются более легкие магмы. Базальтовые магмы достигают морского дна и формируют вулканическую постройку,

тогда как более основные магмы внедряются в основании земной коры. Вертикальная зона канала разогревается отчасти из-за постоянной циркуляции магмы, но в большей степени из-за внедрения вертикальных даек в окрестностях канала. Этот этап формирования океанического поднятия и вулканической постройки связывается с конструктивной фазой, которая является относительно короткой, но все-таки может продолжаться и длительное время. Например, начальное поднятие Бермуд предполагается 45—50 млн лет назад, а начало прогибания связывается с поздним олигоценом, т. е. 25 млн лет назад [18].

Следующий период (рис. 5, C) — прекращение магматической активности, охлаждение теплового источника и начало опускания поднятия в целом. Если скорость опускания океанических поднятий весьма мала, то хребты и подводные горы на первоначальном этапе опускаются более чем на порядок быстрее.

Период прогибания океанического поднятия продолжается обычно длительное время (см. рис. 5, D). Но весьма существенно, что магматизм в пределах океанических поднятий и одних и тех же подводных поднятий может проявиться через десятки миллионов лет. Хотя значительной перестройки этих структур обычно не происходит. Так, о-ва Лайн в Тихом океане образовались, видимо, в меловое время, когда магматическая деятельность протекала там чрезвычайно интенсивно [23]. В третичное время магматизм проявился вновь, причем практически одновременно на всех островах. Длительные перерывы в магматической деятельности и одновременное ее проявление для приведенного выше случая создают непреодолимые препятствия для использования идеи «горячей точки» в качестве объяснения формирования протяженных цепей подводных гор, хребтов или океанических поднятий [см., например, 50]. Скорее, здесь более справедлива старая идея [8] о наличии крупных разломов литосферы, которые могут развиваться в каком-либо направлении и которые существуют длительное время [46]. Поэтому в свете приведенных данных идея происхождения линейных цепей подводных гор и хребтов вследствие движения литосферы над «горячими точками» [36, 58] не соответствует действительности и, по нашему мнению, должна быть отвергнута. Общая же идея о подъеме горячего материала мантии из недр Земли к поверхности, что может вызывать явления, подобные «горячей точке», является, очевидно, плодотворной и может рассматриваться как одна из перспективных рабочих гипотез.

Приведенная выше схема (см. рис. 5) не является строгой закономерностью связи линейных или изолированных подводных гор и хребтов, с одной стороны, и океанических поднятий — с другой. Имеется много случаев, когда такая связь отсутствует. Ярким примером в этом отношении являются Императорский и Восточно-Индийский хребты. Радиометрический возраст пород Императорского хребта датируется примерно в пределах 35—65 млн лет [25]. Казалось бы, что в случае образования хребта на сводовом поднятии последнее должно найти какое-то выражение в современном рельефе дна океана. Но, на самом деле, не существует каких-либо следов прошлого океанического поднятия, которое и по имеющимся немногочисленным данным, и по результатам моделирования должно бы сохраняться длительное время. Напротив, Императорский хребет окаймляется с востока и запада хорошо выраженными прогибами типа желобов. Сходная ситуация отмечается и для Восточно-Индийского хребта, с той лишь разницей, что желоб прослеживается лишь с восточной стороны хребта, а амплитуда опускания северной его части превышает 3000 м. Ясно, что в обоих случаях океанические сводовые поднятия отсутствовали вообще. Объяснение возможно лишь одно: при образовании хребтов океанические поднятия, а следовательно и компенсационные зоны, возникают не всегда. Вероятно, что для этих хребтов, как и некоторых других, более справедливо представление о вертикальной аномальной зоне интрузий, как это наблюдается в Йеллоустоуне, где низкие скорости в верхней мантии отмечаются до глубин

ны 250—300 км [27]. При таком глубоком распространении довольно узкой вертикальной зоны низкой скорости и, очевидно, высокой температуры последующее термальное сжатие приведет к значительной амплитуде опускания образовавшегося во время конструктивной фазы хребта.

С другой стороны, есть определенные элементы сходства сводовых океанических поднятий и срединно-океанических хребтов (см. например, [44]), где однако, как правило, отсутствуют хорошо выраженные высокие подводные горы.

Термоизостазия подразумевает постоянную локальную изостатическую компенсацию, при которой изгибная жесткость близка к нулю. Этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении и будет обсужден в следующей статье. Здесь же заметим, что предложенный механизм образования сводовых поднятий ведет к заключению, что места внедрения sillоподобных интрузий после кристаллизации магмы будут являться зонами уплотнения и это вместе с термальным сжатием ведет к изменению величины гравитационного поля во времени.

Предложенные выше модели термальных аномалий в виде горизонтальных и вертикальных интрузий отлично согласуются с наблюдаемыми величинами амплитуды и скорости прогибания, а также и с величиной теплового потока. Такое соответствие является веским аргументом в пользу реальности этих моделей. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что показана лишь принципиальная возможность подобного процесса образования термальных аномалий, которая нуждается в дальнейшем изучении и подкреплении. В особенности это замечание касается вопроса об избыточной температуре термальных аномалий (интрузий) и существовании ультраосновной (пикритовой?) магмы в верхней мантии.

Изложенные представления о механизме образования сводовых океанических поднятий, хребтов и подводных гор имеют важное значение при оценке тех или иных тектонических концепций в океанах. Имеющиеся данные не подтверждают концепцию, согласно которой обсуждаемые структуры образуются в результате движения литосферы над «горячими точками».

Учитывая важность проблемы в целом, было бы весьма целесообразно выполнить специальные исследования на океанических поднятиях с целью изучения вероятных зон высокой электропроводности, низкой скорости и некоторых других физических параметров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.
2. Кукас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1978.
3. Кукас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование тепловых полей земной коры и верхней мантии. Изучение литосферы геофизическими методами. Электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация.— Киев: Наук. думка, 1987.— С. 87—102.
4. Лазько Е. Е., Шарков Е. В., Маркэвский Б. А. Проблемы генезиса ультрабазитов // Магматические горные породы. Т. 5.— М.: Наука, 1988.— С. 442—486.
5. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
6. Сычев П. М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 25—35.
7. Basu A., Ongley J. S., MacGregor I. D. Eclogites, pyroxene geotherm and layered mantle convection // Science.— 1986.— V. 233, N 4770.— P. 1303—1306.
8. Bets F., Hesse H. H. The floor of the North Pacific Ocean // Geol. Res.— 1942.— V. 32.— P. 99—110.
9. Birch F. Interpretation on the seismic structure of the crust in the light of experimental studies of wave velocities in rocks // Contribution in Geophysics in Honour of Beno Gutenberg.— New York: Pergamon, 1958.— P. 158—170.
10. Black P. R., Braile L. W. Pn velocity and cooling of the continental lithosphere // J. Geophys. Res.— 1982.— V. 87.— P. 10557—10568.
11. Bonatti P. R., Sarnhtein M., Boesma A. et al. Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zones, Equatorial Atlantic // Earth Planet. Sci. Lett.— 1977.— V. 35, N 3.— P. 369—383.

12. *Brink U. S., Ten, Brocher T. M.* Multichannel seismic evidence for subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian volcanism // *J. Geophys. Res.*—1987.— V. 92, N B13.— P. 13687—13707.
13. *Cochran L. R., Talwani M.* Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic // *Ibid.*—1973.— V. 83, N B10.— P. 4907—4924.
14. *Courtney R. C., White R. S.* Anomalous heat flow across the Cape Verde Rise: evidence for a thermal plume in the Earth's mantle // *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.*—1986.— V. 87.— P. 815—869.
15. *Crough S. T.* Geoid anomalies over the Cape Verde Rise // *Marine Geophys. Res.*—1982.— V. 5.— P. 263—271.
16. *Dalrymple G. B., Silver E. A., Jackson E. D.* Origin of the Hawaiian Islands // *Amer. Sci.*—1973.— V. 61.— P. 294—308.
17. *Detrick R. S., Crough S. T.* Island subsidence, hot spots and lithospheric thinning // *J. Geophys. Res.*—1978.— V. 83, N B3.— P. 1236—1244.
18. *Detrick R. S., von Herzen R. P., Parsons B. et al.* Heat flow observations on the Bermuda Rise and thermal models of midplate swells // *Ibid.*—1986.— V. 91, N B3.— P. 3701—3723.
19. *Dueker K., Humphreys E.* Upper mantle velocity structure along the Yellowstone volcanic trend // *Trans. Am. Geophys. Un. (EOS)*—1990.— Vol. 71, N 43.— P. 1558.
20. *Ellsworth W. D., Koyangi R. Y.* Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea volcano, Hawaii // *J. Geophys. Res.*—1977.— V. 82.— P. 5379—5399.
21. *Elthon D., Casey J. F., Delaney J. R.* Sr isotopic variation along the Juan de Fuca ridge // *Ibid.*—1982.— V. 89.— P. 7883—7890.
22. *Falloon T. Y., Green D. H.* Anhydrous partial melting of MORB pyroxene and other peridotite compositions at 10 kbar: Implications for the origin of primitive MORB glasses // *Mineral. Petrol.*—1987.— V. 37.— P. 181—219.
23. *Haggerty J. A., Schlanger S. D., Premoli-Silva I.* Late Cretaceous and Eocene volcanism in the southern Line Islands and implications for hot spot // *Geology*—1982.— V. 10.— P. 433—437.
24. *Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B.* Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic Circum Pacific tectonics // *Geol. Soc. Amer. Bull.*—1972.— V. 83, N 3.— P. 601—618.
25. *IOC.* Summary of Radiometric Ages from the Pacific. IOC Tech. Ser. 32.— Unesco, 1987.
26. *Iyer H. M.* Deep structure under Yellowstone National Park, USA: a continental "hot spot" // *Tectonophys.*—1979.— V. 56, N 1/2.— P. 165—197.
27. *Iyer H. M., Evans J. R., Zandt G. et al.* A deep low-velocity body under the Yellowstone caldera, Wyoming: delineation using teleseismic P-wave residuals and tectonic interpretation: summary // *Geol. Soc. Amer. Bull.*—1981.— V. 92, N 11.— P. 792—798.
28. *Labeyrie J., Lalou C., Delibrias G.* Etude des transgression marines sur l'atoll de Mururoa par la datation des différents niveaux de corail // *Can. Racif.*—1969.— N 13.— P. 59—68.
29. *Lambeck K.* Subsidence of a guyot west of Flores, Azores // *Can. J. Earth Sci.*—1984.— V. 21.— P. 960—963.
30. *Liu M., Chase S. G.* Evolution of midplate swells: numerical solution // *J. Geophys. Res.*—1989.— V. 94, N B5.— P. 5571—5584.
31. *McNutt M. K., Shure L.* Estimating the compensation depth of the Hawaiian swell with linear fields // *Ibid.*—1986.— V. 91, N B14.— P. 13915—13923.
32. *McNutt M. K.* Thermal and mechanical properties of the Cape Verde Rise // *Ibid.*—1988.— V. 93, N B4.— P. 2784—2791.
33. *Menard H. W., McNutt H.* Evidence for and consequences of thermal rejuvenation // *Ibid.*—1982.— V. 87, N B10.— P. 8570—8580.
34. *Monnereau M., Cazenave A.* Variation of the apparent compensation depth of hotspot swells with age of plate // *Earth Planet. Sci. Lett.*—1988.— V. 91.— P. 179—197.
35. *Moore J. G.* Relationship between subsidence and volcanic load Hawaii // *Bull. Volcanol.*—1971.— V. 34.— P. 526—576.
36. *Morgan W. J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature*—1971.— V. 230, N 5288.— P. 42—43.
37. *Moriceau C., Parvureau T., Fleitout L.* Compensation for loads at the base of the lithosphere and interpretation of the Geoid over topography ratio over swells // *Trans. Am. Geophys. Un. (EOS)*—1990.— V. 71, N 43.— P. 1582.
38. *Muecke G. K., Ade-Hall J. M., Aumente F. et al.* Deep drilling in an active geothermal area in the Azores // *Nature*—1974.— V. 252, N 5481.— P. 281—285.
39. *Nye C. J., Reid M. R.* Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, Central Aleutians: implication for arc magmogenesis // *J. Geophys. Res.*—1986.— V. 91.— P. 10271—10287.
40. *Parsons B., Sclater J. G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *Ibid.*—1977.— V. 82, N 5.— P. 803—827.
41. *Pimm A. C., McGowan B., Carner S.* Early sinking history of Ninetyeast Ridge, Northeastern Indian Ocean // *Geol. Soc. Amer. Bull.*—1974.— V. 85, N 8.— P. 1219—1224.
42. *Sandwell D. T., Renkin M. L.* Compensation of the swells and plateaus in the North Pacific: no direct evidence for mantle convection // *J. Geophys. Res.*—1988.— V. 93, N B4.— P. 2775—2783.

43. Sato H., Sacks I. S., Murase T. The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies // *Ibid.*—1989.—V. 94, N B5.—P. 5689—5704.
44. Sleep N. H. Hotspots and mantle plumes; some phenomenology // *Ibid.*—1990.—V. 95, N B5.—P. 6736.
45. Staudigel H., Park K. H., Pringle M. et al. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // *Earth Planet. Sci. Lett.*—1991.—V. 102, N 1.—P. 24—44.
46. Sychev P. M. Deep fractures and crust formation in the Northwest Pacific // *Volcanoes and Tectonosphere.*—Tokai Univ. Press, 1976.—P. 341—357.
47. Sychev P. M., Sharaskin A. Y. Heat flow and magmatism in the NW Pacific back-arc basins // *Marginal Basins Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes and Ancient Marginal Basins.* Geol. Soc. Special Publ N 16.—Oxford, 1984.—P. 173—181.
48. Sychev P. M., Soinov V. V., Veselov O. V. Heat flow as an indicator of the dynamics of deep processes occurring in marginal seas and Island Arcs of the North Western Pacific // *Terrestrial Heat flow and the Lithosphere Structure.* Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1991.—P. 264—282.
49. Tucholke B. E., Vogt P. R. Western North Atlantic: sedimentary evolution and aspects of tectonic history // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1979.—V. 43.—P. 791—825.
50. Turner D. L., Jarrard R. D. K-Ar Dating of the Coor-Austral Island chain: a test of the hotspot hypothesis // *J. Volcanol. Geoth. Res.*—1982.—V. 12.—P. 187—219.
51. Vogt P. R., Tucholke B. E. The new England seamounts: testing origin // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1979.—V. 43.—P. 847—856.
52. Von Der Borch C. C., Christopher C., Sclater J. G. et al. Introduction and explanatory notes // *Ibid.*—1974.—V. 22.—P. 3—348.
53. Von Herzen R. P., Detrick R. S., Crough S. T. et al. Thermal origin of the Hawaiian swell: heat flow evidence and thermal models // *J. Geophys. Res.*—1982.—V. 87, N B8.—P. 6711—6723.
54. Von Herzen R. P., Cordery M. J., Fang C. et al. Thermal origin of the Hawaiian swell: new heat flow evidence // *Trans. Amer. Geophys. Union, (EOS).*—1987.—V. 68, N 44.—P. 1462.
55. Von Herzen R. P., Cordery M. J., Detrick R. S., Fang C. Heat flow and the thermal origin of hot spot swells: the Hawaiian swell revisited // *J. Geophys. Res.*—1989.—V. 94, N B10.—P. 13783—13799.
56. Watts A. B., Ribe N. M. On geoid heights and flexure of the lithosphere at seamounts // *Ibid.*—1984.—V. 89, N B13.—P. 11152—11170.
57. Watts A. B., McKenzie D. P., Parsons B. E., Roufousse M. The relation between gravity and bathymetry in the Pacific Ocean // *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.*—1985.—V. 83, N 1.—P. 263—298.
58. Wilson Y. T. A possible origin of the Hawaiian Islands // *Can. J. Phys.*—1963.—V. 41.—P. 863—870.
59. Withjack M. A convective heat transfer model for lithospheric thinning and crustal uplift // *J. Geophys. Res.*—1979.—V. 84, N B6.—P. 3008—3022.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
12 июля 1991 г.

УДК 550.311

В. К. Булгаков, В. В. Дрюков, О. А. Тимофеев

О ТЕРМИЧЕСКОЙ КОНВЕКЦИИ ПОД ЕВРАЗИАТСКОЙ ПЛИТОЙ

Проведены численные эксперименты по моделированию тепловой конвекции в верхней континентальной мантии Земли с параметрами, близкими к Евразийской мантии. Задача решена в естественных переменных V , P , T — скорость, давление, температура. Расчеты проводились в прямоугольной области $l/d = 4$ для числа Рэлея $Ra = 10^5$. Сравнительный анализ ньютоновской $\mu = \mu(P, T)$ и неньютоновской $\mu = \mu(P, T, \sigma)$ реологических моделей мантии показал, что неньютоновская реология существенно изменяет картину течения в верхней мантии Земли: более отчетливо выделяется слой астеносферы, почти в два раза увеличивается скорость конвективного течения.

Введение. Интерес к изучению тепловой конвекции в мантии Земли вызван появлением концепции тектоники плит, в рамках которой возможно объяснение многих явлений, наблюдаемых на поверхности Земли

и в ее недрах, таких как землетрясения, спрединг [2]. В настоящей работе тепловая конвекция рассматривается как возможный механизм переноса и причина возникновения напряжений в мантии Земли. Хотя вопрос о структуре конвекции до сих пор остается открытым, многие исследователи считают, что фазовые переходы на глубине $600 \div 700$ км, вызывающие скачок плотности и вязкости, препятствуют общемантийной конвекции. На основании этого делается вывод о том, что конвекция в верхней и нижней мантии происходит автономно. Результаты численных расчетов [10, 12] показали, что гипотеза двухъярусной конвекции для мантии Земли вполне реальна. В большинстве работ по моделированию тепловой конвекции в верхней мантии Земли [3, 6—8] физическая модель мантии представлена плоским горизонтальным слоем ньютоновской вязкой несжимаемой жидкости с заданными значениями температуры верхней и нижней границ либо с заданным тепловым потоком, поступающим из нижней мантии.

В работе [8] показано, что континентальная литосфера толщиной около 120 км не участвует в конвективном перемешивании вещества мантии. Это позволяет рассматривать континентальную мантию как слой, ограниченный глубинами $\sim 120-670$ км, с заданной скоростью движения верхней границы.

Модели [6, 7, 12], как и модель, предложенная авторами работы [8], не учитывают ни зависимости вязкости от T , P , σ , ни выделения тепла радиоактивными источниками, ни эффекта вязкой диссипации. В реальной мантии эти три фактора существенно влияют на структуру конвективного течения вещества. Следует отметить, что вязкость верхней мантии изменяется по глубине на несколько порядков, хотя неопределенность в оценке величины вязкости составляет около двух порядков [2].

Исследование конвекции в мантии Земли для случая зависимости вязкости от температуры $\mu = \mu(T)$ проведено в работе [3]. Однако, вязкость мантии является функцией по крайней мере трех величин: температуры, давления, напряжений. В работе [11] использовалась зависимость вязкости $\mu = \mu(T, P, \sigma)$ в рамках модели глобальной конвекции до глубины 1800 км. Поэтому представляет интерес модель конвекции в верхней мантии Земли с учетом зависимости $\mu = \mu(T, P, \sigma)$.

Математическая постановка задачи. Особенностью задачи является неьютоновская реология, обусловленная дислокационной ползучестью поликристаллов пород верхней мантии. Эффективная вязкость, определяемая диффузионной и дислокационной ползучестью, может быть найдена из выражения

$$\mu_{eff} = A_0 \cdot T \cdot \exp \left[\frac{E^* + PV^*}{RT} \right] \left/ \left[1 + \left[\frac{\sigma}{\sigma_{tr}} \right]^2 \right] \right., \quad (1)$$

а вязкость ньютоновской среды, зависящая от температуры и давления, находится из следующего соотношения:

$$\mu_d = B_0 \cdot T \cdot \exp \left[\frac{E^* + PV^*}{RT} \right]. \quad (2)$$

Здесь, в выражениях (1), (2), A_0 , B_0 — предэкспоненты размерности $\text{Па} \cdot \text{с} \cdot \text{K}^{-1}$, T — температура, P — давление, E^* — энергия активации ионов кристаллической решетки, V^* — объем активации, R — постоянная Больцмана, σ_{tr} — критическое напряжение. В выражении (1) эффективное напряжение σ определяется как $\sigma = \left(\frac{1}{2} I_2 \right)^{1/2}$, где I_2 — второй инвариант тензора вязких напряжений $I_2 = \sigma_{ij}\sigma_{ij}$, а $\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij}$.

Выберем в качестве масштабов: длины — d (толщину слоя жидкости), скорости — k/d , давления — $\mu_0 k \rho / d^2$, температуры — ΔT (перепад температуры в слое), времени — d^2/k , вязкости — μ_0 , и учтем, что число Прандтля $\text{Pr} \sim 10^{24}$, т. е. инерционными членами в уравнениях Навье — Стокса можно пренебречь. Тогда система безразмерных дифференциаль-

ных уравнений, описывающих свободную двумерную конвекцию в приближении Буссинеска, имеет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left[2\mu \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\mu \left[\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x} \right] \right], \quad (4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[2\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\mu \left[\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right] \right] + \Theta \cdot \text{Ra}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial \Theta v}{\partial z} + \frac{\partial \Theta u}{\partial x} = \frac{\partial^2 \Theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} + \mu \cdot \Phi \cdot \text{Dis} + \text{Gen}, \quad (6)$$

где z , x — вертикальная и горизонтальная координаты, v , u — вертикальная и горизонтальная компоненты скорости, μ — коэффициент вязкости, Φ — диссипативная функция

$$\Phi = 2 \left[\frac{\partial u}{\partial x} \right]^2 + 2 \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]^2 + \left[\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right]^2.$$

Уравнения (3)–(6) содержат несколько безразмерных параметров: $\text{Gen} = d^2 H / (\rho C_p \Delta T k)$ — число теплогенерации; $\text{Ra} = \alpha g \rho \Delta T a^3 / (k \mu_0)$ — число Рэлея; $\text{Dis} = \mu_0 k (C_p \rho d^2 \Delta T)$ — диссипативное число; $\Theta = (T - T_t) / \Delta T$ — безразмерная температура. Здесь T_t — температура подошвы литосферы, C_p — теплоемкость, k — температуропроводность; H — мощность генерации тепла радиоактивными элементами, a — коэффициент теплового расширения.

В качестве физической модели верхней континентальной мантии рассмотрим слой, ограниченный глубинами 120–670 км, с относительной шириной области $l/d = 4$, ($l = 2200$ км), что соответствует средним параметрам верхней континентальной мантии, расположенной под Евразийской плитой. Будем также считать, что правая граница расчетной области примыкает к зоне субдукции (Курильская сейсмофокальная зона).

Для замыкания поставленной задачи рассмотрим граничные условия системы уравнений (3)–(6). Температура на верхней и нижней границах расчетной области полагалась фиксированной: $\Theta|_{z=1} = 0$, $\Theta|_{z=0} = 1$.

На боковых границах рассматривались условия периодичности: $\frac{\partial \Theta}{\partial x} \Big|_{x=0} = 0$, $\frac{\partial \Theta}{\partial x} \Big|_{x=l} = 0$.

Для вертикальной компоненты скорости v на верхней и нижней границах области справедливы условия непротекания: $v|_{z=1} = 0$, $v|_{z=0} = 0$.

На боковых границах расчетной области задавались условия симметрии: $\frac{\partial v}{\partial x} \Big|_{x=0} = 0$, $\frac{\partial v}{\partial x} \Big|_{x=l} = 0$.

Для горизонтальной компоненты скорости u на боковых стенках имеем условия непротекания: $u|_{x=0} = 0$, $u|_{x=l} = 0$.

На нижней границе, исключив из рассмотрения тонкий пограничный слой, для ядра течения запишем условие скольжения: $\frac{\partial u}{\partial x} \Big|_{z=0} = 0$.

На верхней границе рассмотрим условие прилипания в предположении, что верхняя стенка, моделирующая воздействие плиты на верхнюю мантию, движется со скоростью равной u_p : $u|_{z=1} = u_p$.

В качестве начального поля температур принималось линейное распределение температуры по вертикальной оси z : $\Theta(z) = 1 - z$, где z — безразмерная координата ($0 \leq z \leq 1$).

Метод решения. Все вышеперечисленные работы по моделированию конвекции в мантии Земли выполнены применительно к системе уравнений относительно функции тока Ψ и вихря Ω . Недостатком подобного подхода является отсутствие в физической постановке задачи граничных условий для вихря, а также значительная сложность численного решения при моделировании пространственных течений [4]. Отсюда значи-

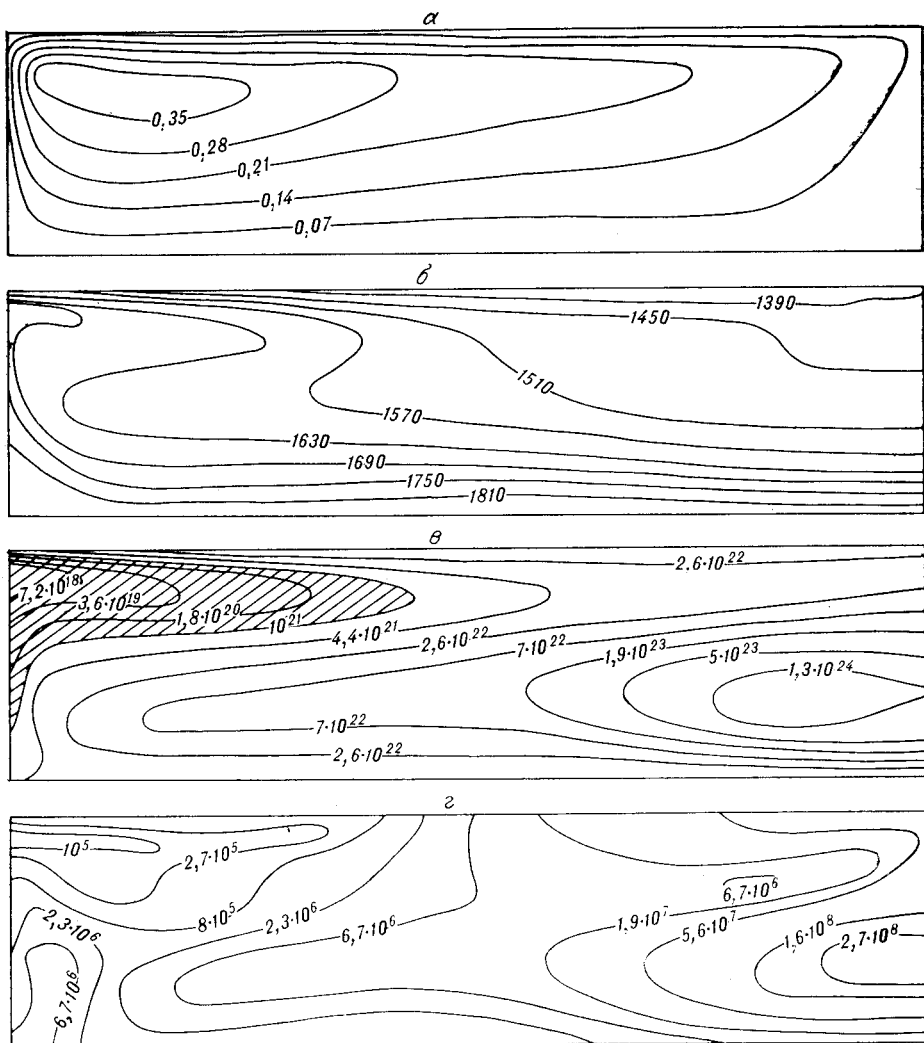


Рис. 1. Распределение изолиний функций для ньютоновской реологической модели мантии ($Ra = 10^5$, $\mu = \mu(T, P)$):

а — функции тока ψ ($\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$); б — температуры T (К); в — вязкости μ (Па · с); г — эффективных напряжений σ (Па).

тельный интерес представляет численное решение уравнений (3) — (5) в естественных переменных: скорость — V , давление — P . При численной реализации данной задачи использован вычислительный алгоритм PISO, предложенный в [1]. Система дифференциальных уравнений решалась методом контрольного объема с использованием неравномерной шахматной сетки.

Результаты численных расчетов. Значения температуры верхней и нижней границ примем $T_i = 1300$ К и $T_b = 1900$ К, соответственно. Значения остальных параметров приняты следующими: $\rho = 3700$ $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$, $k = 10^{-6}$ $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $g = 9,8$ $\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$, $\alpha = 3 \cdot 10^{-5}$ град^{-1} , $\lambda = 4,0$ $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$, $H = 10^{-8}$ $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-3}$, $u_p = 1$ $\text{см} \cdot \text{год}^{-1}$, $\sigma_{tr} = 10^6$ Па, $\mu = 10^{21}$ Па · с. Предполагается, что мантия состоит из сухого оливинового композита (с 90% содержанием форстерита), поэтому $E^* = 523$ $\text{кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$, $V^* = 10^{-5}$ $\text{м}^3 \cdot \text{моль}^{-1}$.

Величины A_0 , B_0 в выражениях (1), (2) подбирались из следующих соображений: известно, что средний тепловой поток через Евразийскую плиту составляет примерно 50–60 $\text{мВт}/\text{м}^2$ [9]. Считается (например, [2, 8]), что около половины этого потока поступает из верхней

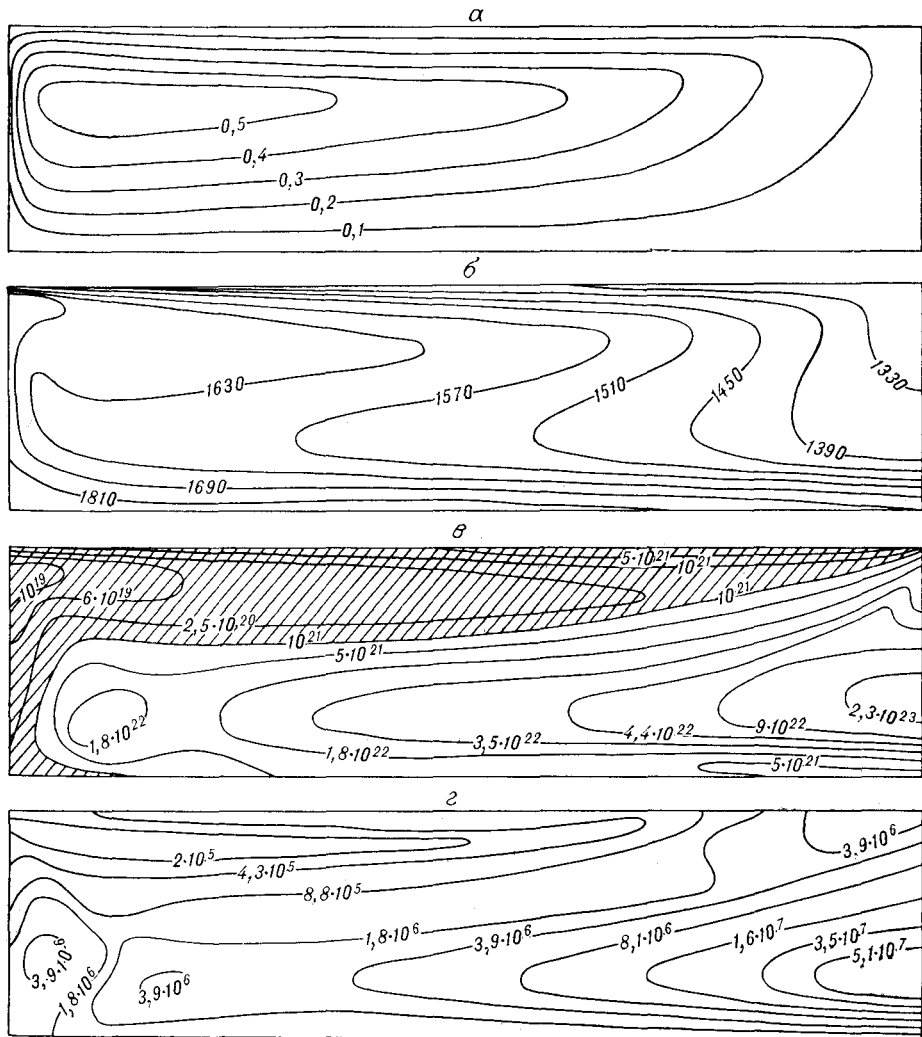


Рис. 2. Распределение изолиний функций для неньютоновской реологической модели мантии ($Ra = 10^5$, $\mu = \mu(T, P, \sigma)$).
 а — функции тока ψ ($\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$); б — температуры T (К); в — вязкости μ ($\text{Па} \cdot \text{с}$); г — эффективных напряжений σ (Па).

мантии, остальная часть генерируется радиоактивными элементами в коре и литосфере. Поэтому величины A_0 , B_0 подбирались таким образом, чтобы тепловой поток на верхней границе расчетной области (у подошвы литосферы) составлял 20–30 мВт/м².

Результаты численных расчетов термической конвекции в верхней мантии Земли для ньютоновской реологической модели мантии показывают, что течение в случае $\mu = \mu(T, P)$ осуществляется в форме вытянутого по горизонтали конвективного вихря (рис. 1, а), причем центр его смещен в верхний левый угол области. Это объясняется тем, что в этой части расчетной области располагается зона минимальной вязкости (рис. 1, в), обусловленная более высокой температурой (рис. 1, б). Как показывают расчеты, интенсивная конвекция существует лишь в левой половине области, в правой половине конвекция менее интенсивна, поэтому изолинии температуры почти параллельны горизонтальным границам. Средний тепловой поток у подошвы литосферы составил 23 мВт/м².

Рассмотрим конвективное течение для неньютоновской модели мантии $\mu = \mu(T, P, \sigma)$. Структура течения в случае использования неньютоновской реологии отличается от предыдущей: вихрь вытягивается по горизонтали, его напряженность возрастает (рис. 2, а). Теплоперенос по

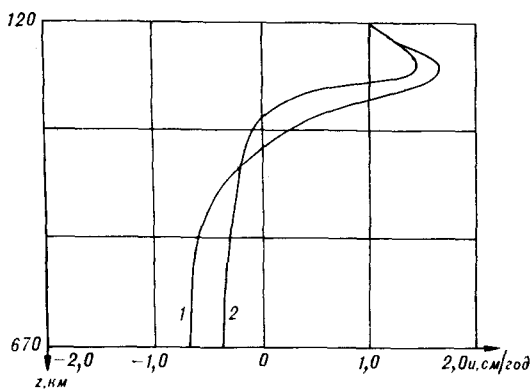


Рис. 3. Профили горизонтальной скорости в сечении $x = 0,5$:

1 — $\mu = \mu(P, T)$; 2 — $\mu = \mu(P, T, \sigma)$.

всей области осуществляется главным образом конвективным путем (рис. 2, б).

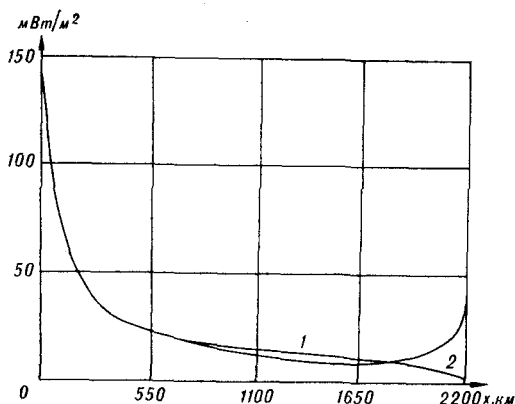
Рис. 1, в, 2, в иллюстрируют распределение вязкости в расчетной области. Заштрихованная часть области, где $\mu \leq 10^{21}$ Па·с, может быть интерпретирована как астеносферный слой. Астеносфера для варианта $\mu = \mu(T, P)$ занимает незначительную часть расчетной области (см. рис. 1, в). Причем минимальная величина вязкости составляет $7,2 \times 10^{15}$ Па·с и находится в восходящих мантийных потоках. В правой части области отчетливо выделяется квазитвердая зона, где $\mu \geq 5 \times 10^{23}$ Па·с. Течение в этой части области практически отсутствует, а теплоперенос осуществляется в основном кондуктивным путем. При использовании ньютоновской реологии астеносфера располагается по всей длине мантии, а в зоне подъема мантийного вещества доходит до ее нижней границы.

Максимальные эффективные вязкие напряжения (см. рис. 1, 2, 2, в) сосредоточены в зоне нисходящего мантийного потока, которая примыкает к зоне субдукции, и по величине составляют порядка 10^8 Па. Анализ напряженного состояния мантии в зоне нисходящего мантийного потока показывает, что максимальные напряжения сосредоточены на глубинах порядка 120 и 500 км, что соответствует очагам глубинных землетрясений Курильской сейсмофокальной зоны [5]. Анализ рис. 1, в, г и рис. 2, в, г показывает, что для ньютоновской реологической модели характерны меньшие градиенты μ и σ по сравнению с моделью ньютоновской среды.

Для более полного анализа полученных результатов рассмотрим профили горизонтальной скорости в сечении $x = 0,5$ для обоих вариантов (рис. 3). В верхней части области, где $\mu \leq 10^{21}$ Па·с, существует зона «проскальзывания», здесь мантийное вещество движется быстрее верхней границы. Различие вариантов заключается также в том, что в случае использования ньютоновской реологии скорости конвективных течений больше, а скорость возвратного течения на нижней границе в два раза

Рис. 4. Распределение тепловых потоков вдоль подошвы литосферы:

1 — $\mu = \mu(P, T)$; 2 — $\mu = \mu(P, T, \sigma)$.



больше скорости полученной для модели ньютоновской среды. Распределение тепловых потоков вдоль подошвы литосферы для обоих вариантов практически одинаково (рис. 4). Лишь в правой четверти расчетной области из-за отсутствия конвективного теплопереноса для $\mu = \mu(T, P)$ тепловой поток не убывает, а возрастает. При этом средние значения тепловых потоков отличаются не более чем на 1 %.

Выводы. Учет неньютоновской реологии дает более умеренные градиенты напряжений σ и вязкости μ и существенно изменяет картину конвективного течения в верхней мантии Земли. Течение в случае использования неньютоновской реологической модели становится более однородным и охватывает практически всю мантию. При этом в мантии отчетливо выделяется зона пониженной вязкости (астеносфера). Локальные концентрации напряжений в мантии соответствуют очагам глубоководных землетрясений в Курильской сейсмофокальной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бенюдекар Р. В., Годдард Дж. Г., Госмен А. Д., Исса Р. И. Численный расчет турбулентного обтекания выступов на плоскости // *Аэрокосмическая техника*.— 1986.— № 2.— С. 125—134.
2. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.— М.: Наука, 1983.
3. Калачинская И. С., Камбаров Н. Ш., Куптлякин В. В. Численное моделирование тепловой конвекции в мантии Земли // *Тепломассообмен. Междунар. форум. Минск, 24—27 мая 1988. Секц. 9: Тез. докл.*— Минск, 1988.— С. 36—38.
4. Полежаев В. И., Буле А. В., Вережуб Н. А. Математическое моделирование конвективного теплообмена на основе уравнений Навье—Стокса.— М.: Наука, 1987.
5. Тараханов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Строение Курильской фокальной зоны // *Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток.— 1977.— С. 10—20.*
6. Трубицын В. П., Васильев П. П., Карасев А. А. Тепловая конвекция в верхней мантии Земли // *Изв. АН СССР. Физика Земли.*— 1979.— № 10.— С. 3—13.
7. Трубицын В. П., Васильев П. П., Карасев А. А. Модели конвективных течений в мантии Земли // *Там же.*— 1980.— № 11.— С. 3—9.
8. Трубицын В. П., Фрадков А. С. Конвекция под континентами и океанами // *Там же.*— 1985.— № 7.— С. 3—13.
9. Тузов И. К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов (пояснительная записка)/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1988.
10. Christensen U. R., Yen D. A. Layered convection induced by phase transition // *J. Geophys. Res.*— 1985.— V. B90, N 12.— P. 10291—10300.
11. Cserepes L. Numerical studies of non-Newtonian mantle convection // *Phys. Earth and Planet. Inter.*— 1982.— V. 30.— P. 49—61.
12. Cserepes L., Rabinowicz M. Gravity and convection in two layer mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1986.— V. 76.— P. 193—207.

Хабаровский политехнический институт
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 марта 1992 г.

УДК 551.462(265)

А. С. Сваричевский

МОРФОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

(Тихий океан)

Обобщены и проанализированы сведения о рельефе и строении осадочного чехла Магеллановых гор (Тихий океан), полученные в многочисленных рейсах научно-исследовательских судов ДВО РАН и других организаций. Рассмотрены некоторые вопросы, связанные с морфоструктурой внутриокеанической цепи Магеллановых гор.

Введение. Вопрос о внутриплитовой тектонике северо-запада Тихого океана постоянно упирается в несовершенство морфоструктурных моделей региона, несмотря на то что рельеф океанического дна изучен

более полно, чем какие-либо иные его геолого-геофизические характеристики. Не являются исключением в этом плане и Магеллановы горы.

Горная страна, получившая название Магеллановы горы [20], пока не имеет строго очерченных границ. Р. Дитц указывает на подводные горные постройки к востоку от Марианских островов. По его представлениям, они образуют полукруг, выгнутый в северном направлении. Юго-западная ветвь его вытянута вдоль океанического склона Марианского глубоководного желоба, а юго-восточная представлена горными цепями, простирающимися до Маршалловых островов. Радиус такой дуги составляет около 200 миль [31]. Подобный морфоструктурный план, встречающийся среди «островных дуг» Западно-Тихоокеанской переходной зоны, для внутренних областей Тихого океана не характерен и никем до сих пор не рассматривался, если не считать экзотические построения А. П. Кулакова и др. [8]. Г. Б. Удинцев [15] впервые отметил, что объединяемые таким общим названием горные сооружения относятся к различным морфоструктурным провинциям. Поэтому название Магеллановы горы он оставляет лишь для горного массива в районе 17° с. ш. и 152° в. д.

Исходя из региональных закономерностей расположения горных построек в северо-западной части Тихого океана, предлагалось также выделение единой системы горных цепей, вытянутой в виде слабовыгнутой в сторону открытого океана дуги от Японских островов на севере до островов Гилберта — на юге [11]. В этой системе Магеллановы горы представляют собой отдельную цепь, вытянутую от зоны сочленения глубоководных желобов Волкано и Марианский на севере до массива с горой Ита Май Тай на юге. Общая протяженность цепи составляет более 1300 км. Примерно в таких границах рассматривают Магеллановы горы В. И. Головинский [4] и Б. И. Васильев [1]. В этих рамках они будут рассматриваться и далее.

Геолого-геоморфологическое изучение Магеллановых гор. Район Магеллановых гор неоднократно посещался научно-исследовательскими судами ДВО АН СССР, в рейсах которых проводились геолого-геофизические исследования [2, 3, 6], другими судами АН СССР и зарубежными экспедициями (рис. 1). В 20-м и 89-м рейсах бурового судна «Гломар Челленджер» на вершине горы Ита Май Тай было пробурено три скважины (№№ 200—202). Две другие скважины (№№ 199, 585) пройдены вблизи от нее в межгорной котловине [23, 24]. Две скважины 129-го рейса «Джоидес Резолюшен» пройдены в котловине, отделяющей Магеллановы горы с севера от гор Маркус-Уэйк [30]. В 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на вершинах гор Института океанологии АН СССР проведены наблюдения с обитаемого подводного аппарата «Мир». Почти одновременно в 1986 г. осуществлено погружение на обитаемом аппарате «Север-2» (ВНИРО) в средней части Магеллановых гор [16]. Независимо от целей и задач, решаемых в этих экспедициях, они сопровождались эхолотированием, реже — сейсмопрофилированием и геологическим опробованием, а в северной части цепи Магеллановых гор — многолучевой эхолотной съемкой. Большинство из указанных работ (см. рис. 1) были обобщены, проанализированы и использованы для создания уточненной модели рельефа морского дна, в основу которой положены известные Батиметрический Атлас Севера Тихого океана [17], Батиметрические карты Северо-Запада Тихого океана [18] и Генеральная батиметрическая карта океанов — ГЕБКО [22].

Эхолотирование и сейсмопрофилирование являются основными методами геоморфологических наблюдений при изучении глубоководных участков океана. На советских научно-исследовательских судах эхолотирование осуществлялось, главным образом, глубоководными эхолотами ГЭЛ-3, работающими на частоте 12 кГц, иногда в прецизионном режиме с заменой штатных самописцев приемными факсимильными аппаратами. Такая замена позволяет существенно увеличить вертикальный масштаб записи.

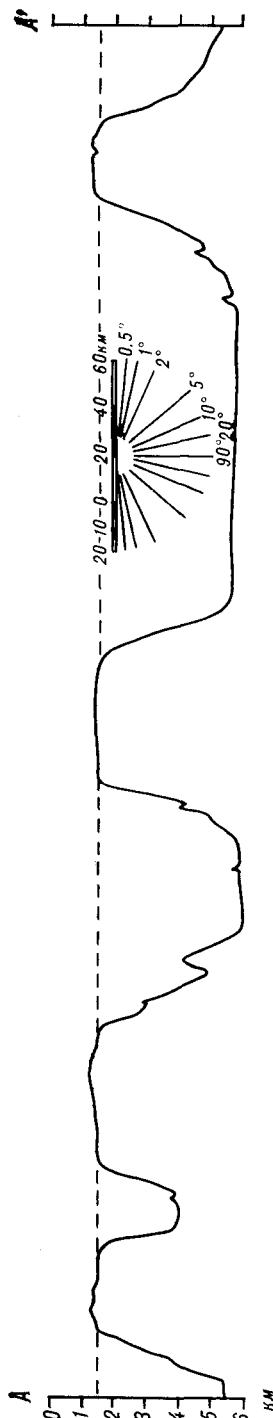


Рис. 2. Батиметрический профиль массива 17-го градуса по линии А — А'. Искажение масштабов — 1:20. Реальные углы наклона приведены на падающей. Пунктиром показан уровень вершин гайотов — 1500 м.

Изучение структуры осадочного чехла и рельефа поверхности подстилающих его комплексов производилось, как правило, путем одноканального сейсмического профилирования. В 10-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» использовался электроискровой источник излучения акустического сигнала в диапазоне частот 110 ± 130 Гц [6], на НИС «Профессор Гагаринский» в 3-м рейсе в качестве источника акустического сигнала использовалась «пневмопушка» (объем рабочей камеры 3 дм³) в диапазоне частот 35—100 Гц.

Навигационная привязка всех геолого-геофизических наблюдений в последние 15 лет осуществлялась при помощи спутниковых навигационных систем. Ошибки в определении положения судна на ходу не превышали $\pm 0,2$ мили.

Морфология Магеллановых гор. Магеллановы горы образуют цепь построек, сгруппированных попарно или в более крупные массивы. Расстояния между последовательно расположенными постройками составляют обычно менее 60 км, что сопоставимо с размерами самих построек. Реже встречаются широкие поперечные межгорные проходы (до 110 км). Крупные массивы (Даттон, 17-го градуса) ориентированы в субширотном направлении, т. е. под углом к цепи Магеллановых гор. Поперечные к простиранию цепи профили океанического дна, полученные в рейсах НИС «Босей-Мару» (Япония) в 1973 г. [33], а также НИС «Профессор Гагаринский» в 1989 г., не дают основания для выделения какого-либо единого, общего для всей цепи вала в основании горных построек, как это предполагает Г. Б. Удинцев [15]. На профиле океанического дна почти вкрест простирания цепи (рис. 2) видны межгорные впадины с днищами на глубине, близкой к максимальной (до 6000 м) для соседних абиссальных равнин. У горы Ита Май Тай, на юге цепи, поперечные впадины имеют днища еще ниже, на отметках более 6100 м. В этом же районе по обе стороны цепи Магеллановых гор располагаются также продольные глубокие (более 6000 м) впадины. Лишь вблизи Марианского глубоководного желоба, где располагаются упомянутые выше хребты Даттон и 17-го градуса, дно океана приподнято до отметок 5400 м. Здесь, очевидно, проходит краевой океанический вал.

Горные постройки, входящие в состав цепи Магеллановых гор, представляют собой типичные гайоты, высота которых достигает 4500 м. Они имеют уплощенные или слегка выпуклые вершины на глубине 1200—2200 м. Вершинные поверхности большинства гайотов массива Даттон лежат на глубине 1400—1750 м, а массива 17-го градуса — 1200—1600 м. Южнее 14° с. ш. бровки вершин фиксируются на уровне 2000—2200 м. Как правило, до отметок примерно 1600 м они гладкие, с одиночными холмами или грядами высотой 50—200 м, глубже их поверхности более расчленены. По краям слабывпуклых вершин часто

выделяются субгоризонтальные площадки — террасовидные «плечики» на глубине с отметками 1500—1700 м. Отдельные скалистые выступы на вершинах сопряжены с неглубокими эрозионными промоинами. Визуальными наблюдениями на горах, соседних с Магеллановыми, обнаружены древние волноприбойные ниши [16].

Вершины гайотов Магеллановых гор, как правило, субгоризонтальны. Утверждения о каком-либо генеральном наклоне вершин в сторону глубоководного Марианского желоба пока не имеют оснований (рис. 3). Вместе с тем, фиксируются весьма слабые разноориентированные локальные наклоны. Диаметр плоских вершин гайотов Магеллановых гор достигает 50 км. Склоны гайотов в основном крутые — 15° и более. В верхней части они вогнутые, в нижней — часто обрамлены пологими, иногда холмистыми шлейфами.

В плане горные постройки иногда имеют угловатые очертания, как это установлено для хребта Даттон с помощью многолучевого эхолотирования [37, 38]. Там они имеют вполне отчетливо выраженную удлиненность в северо-западном направлении, согласующуюся с общим простираанием цепи Магеллановых гор. Вытянутость устанавливается также для гайотов массива 17-го градуса, но уже в юго-западном направлении. Причем для него характерна асимметрия, выраженная в увеличенной крутизне спрямленных и ступенчатых северо-западных склонов. Подобная ориентировка элементов рельефа согласуется с простираанием примыкающих к массиву 17-го градуса с юго-запада горных цепей Марианского краевого вала и хребтов, расположенных северо-восточнее его. Эти элементы вместе образуют крупный линеймент северо-восточного простираания.

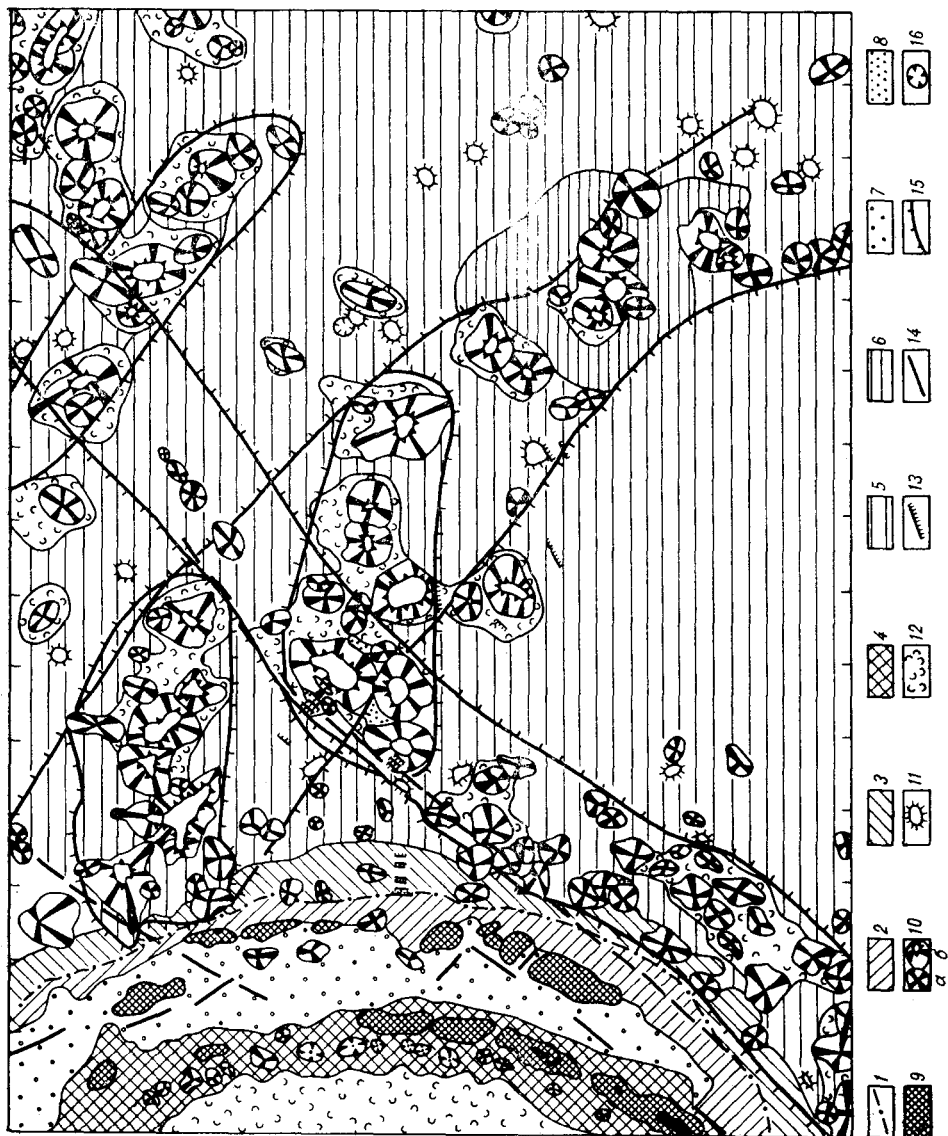
В пределах широких поперечных межгорных впадин и у подножий гор иногда выделяются невысокие уступы, которые трудно коррелировать от профиля к профилю в связи со значительной удаленностью их друг от друга (см. рис. 3).

Акустический фундамент и осадочный чехол. При сейсмоакустической локации океанического дна обычно выделяются два основных комплекса: нижний — акустически жесткая, часто несогласная с вышележащими отражениями шероховатая граница, ниже которой при данной методике наблюдений протяженные отражающие площадки не прослеживаются, и верхний, характеризующийся наличием протяженных границ с переменной акустической жесткостью, высокой плотностью распространения и незначительными отклонениями от горизонтального залегания. Эти сейсмоакустические комплексы обычно называют «акустическим фундаментом» и «акустическим чехлом». В океане под ними подразумеваются второй океанический слой и осадочный чехол.

Акустический фундамент, фиксируемый в пределах Магеллановых гор, неоднороден. Природа его в зависимости от того, где он выделяется — на горах или в межгорных впадинах, скорее всего, различна. В межгорных депрессиях она не известна. В скв. 199 20-го рейса «Гломар Челленджер», пробуренной до глубины 456 м, акустический фундамент, залегающий, по крайней мере, на 200 м глубже забоя, не был достигнут [27]. В 89-м рейсе «Гломар Челленджер» скв. 585А, пробуренная на глубину почти 900 м, также не вышла из осадочного чехла, подошва которого здесь залегаёт на глубине примерно 7300—6900 м [35]. Он гораздо ближе к поверхности дна в северной части цепи Магеллановых гор, но там нигде не опробован [6]. На некотором удалении от цепи Магеллановых гор скв. 801, пробуренная с борта судна «Джондес Резолюшен» в 129-м рейсе, достигла акустического фундамента на глубине примерно 500 м ниже уровня дна океана и вошла в среднеюрские базальты, перекрытые переслаивающимися скремненными аргиллитами и радиоларитами [30]. На юго-западе, вблизи гайота Ита Май Тай акустический фундамент вскрыт на глубине 516 м (скв. 802) и представлен эффузивными площадными излияниями доальбского времени.

Рис. 3. Геоморфологическая карта района Магелановых Гор.

1 — Граница океан — континент (ось глубоководного желоба); 2 — континентальный склон; 3 — океанический склон; 4 — островная дуга; 5, 6 — океанические равнины: волнистые (5), плоские переуглубленные (6); 7, 8 — глубоководные ступени: региональные (7), локальные (8); 9, 10 — возвышенности и горы: тектонические (9), вулканические (10), (а — ост-ровершинные, б — гайоты); 11 — мелкие выступы фундамента (абиссальные холмы); 12 — подгорные шлейфы; 13 — тектонические уступы; 14 — крупные подполагаемые лисаменты; 15 — отдельные горные цепи и массивы; 16 — локальные впадины.



Рельеф акустического фундамента в межгорных впадинах Магеллановых гор шероховат, с невысокими тектоническими уступами, простирая которых не поддаются однозначному определению.

На вершине гайота Ита Май Тай в 20-м рейсе «Гломар Челленджер» было пробурено три неглубокие скважины (до 150 м), которые не достигли акустического фундамента. Однако ни у кого не вызывает сомнения его вулканическая природа. Это подтверждено драгированием не только на юге [25], но и на севере [3] цепи Магеллановых гор, где были подняты обломки пород щелочно-базальтовой серии океанических островов. По данным Б. Хейзена с соавторами [25], кульминация вулканизма на горе Ита Май Тай приходилась на кампан — маастрихт.

Осадочный чехол в основании горных построек и на их вершинах также разнороден как по условиям образования, так и по возрасту. В межгорной впадине у гайота Ита Май Тай по данным сейсмоакустических исследований и глубоководного бурения выделяются пять литологических комплексов. Здесь чехол имеет мощность до 1600 м [36, 40] и представлен вулканокластическими породами в возрастном диапазоне от нижнего апта до плейстоцена. Вверх по разрезу наблюдается постепенное выравнивание слоев чехла вплоть до предельного. На севере, у массива 17-го градуса выделяются два сейсмоакустических комплекса, различные по характеру записи: верхний — горизонтально-слоистый стратифицированный, нижний — не стратифицированный полупрозрачный [6]. Нижний комплекс встречается повсеместно, тогда как верхний появляется эпизодически на глубине не менее 6000 м. Там, где присутствует верхний комплекс, наблюдается максимальная выровненность океанического дна. Максимальная мощность осадочного чехла здесь, определенная в соответствии с инструментальными возможностями, не превышает 0,7 с. При явно заниженной скорости звука в породах, принимаемой в 2 км/с, это составляет 700 м. С удалением от гайотов мощность осадочного чехла уменьшается, что, однако, не всегда получает морфологическое выражение, так как в этих случаях часто отмечается слабый наклон отражающих границ в сторону гайотов. Литологический состав и возраст пород, входящих в эти два комплекса, не определены.

На уплощенных вершинах гайотов Магеллановых гор осадочный чехол присутствует в виде линз, заметно утолщающихся к центру.

На юге цепи, на вершине гайота Ита Май Тай выделяются четыре различных сейсмоакустических комплекса [39]. Бурением установлено, что самый верхний из них представлен пелагическими осадками. Он имеет максимальную мощность 114 м в центре вершины. Второй комплекс тонкий (36 м) и интерпретируется как слой оолитового известняка, который присутствует спорадически. Ниже располагаются горизонтально залегающие лагуновые илы (45—80 м). Самый нижний комплекс прерывист. Это рифовые постройки на флангах вершин гайотов, покоящиеся на выровненном вулканическом основании. Над ними фиксируется пониженная мощность пелагических осадков. Мощность же самих рифовых построек достигает 150—205 м. Возраст лагунных фаций и синхронных им рифов по данным бурения (скв. 202) не определен, но они древнее, чем перекрывающие их песчаники раннего плиоцена — среднего эоцена [24]. При драгировании с борта НИС «Кана-Кеоки», однако, были подняты иноцерамосодержащие известняки верхнего мела.

На севере цепи Магеллановых гор у массива 17-го градуса мощность чехла на гайотах достигает 300 м [6]. Отчетливо слоистая «шапка» залегает на вулканогенном основании, выклиниваясь на флангах вершин в пределах упомянутых выше «плечиков».

Вершинные уровни гайотов. В настоящее время считается доказанной абразионная природа уплощенных вершин гайотов [16]. Глубина их залегания часто используется в качестве индикатора вертикальной составляющей тектонических движений [10, 13]. Такой анализ возможен лишь при четкой фиксации времени формирования абразионных поверхностей и учете последующей пелагической аккумуляции. Наличие

рифового комплекса и дисконформное залегание слоистых осадков лагунных фаций на вулканических пьедесталах гайотов свидетельствуют, по крайней мере, о двух главных рубежах в их развитии, когда вершины находились в субаквальных условиях: это время заселения рифообразующими организмами и время их гибели.

Наиболее достоверно гипсометрическое положение абрадированной вершины вулканического цоколя устанавливается для гайота Ита Май Тай, где проводилось глубоководное бурение. Хотя им и не достигнута эта поверхность, но устанавливается, по крайней мере, ее верхний уровень — не выше забоя скважины (1600—1650 м). Согласно же сейсмоакустическим данным, там она залегает на глубине 1600—2400 м [39]. Формирование этих площадок, вероятно, происходило при образовании самих построек, на что указывают находки кампанских мелководных пноцерамовых известняков.

На севере, в районе массива 17-го градуса, согласно сейсмоакустическим данным, поверхность вулканического цоколя залегает на глубине примерно 1800 м [6]. Высокая степень пористости и наличие гялотуфов свидетельствуют, по мнению Б. И. Васильева и др. [3], о мелководном и даже субаэральном характере излияния лав. Здесь же выделен комплекс форамнифер позднего мела, формирующийся на шельфе — верхней батии [9].

Время гибели рифообразующих организмов и прекращение роста рифов на гайоте Ита Май Тай принимается на рубеже до конца эоцена [25]. Сейчас кровля рифового комплекса там располагается на глубине 2000—2200 м. У массива 17-го градуса, по данным С. П. Плетнева и М. Г. Бирюлиной [9], в эоцене вершины гайотов находились уже в пелагической обстановке. Сейчас вершины рифовых построек там залегают на глубине 1500—1700 м.

О. Г. Сорохтин [14] определяет время гибели древних атоллов и рудистовых банок в системе Магеллановых гор по палеомагнитному возрасту океанической коры, на которой они располагаются, и гипсометрическому уровню их плоских вершин в настоящее время. Так, для четырех гайотов, включая гайот Института океанологии АН СССР, время отмирания рифовых биоценозов устанавливается 108—106 млн лет назад (антская трансгрессия), а для другой группы из пяти гайотов, включая Восточный гайот Института океанологии АН СССР, оно определяется в 105—101 млн лет назад (апт-альбская трансгрессия).

Сравнение гипсометрических уровней вершин вулканических цоколей построек и их рифовых «шапок» на севере и юге цепи Магеллановых гор пока не дают основания говорить об их заметном снижении в сторону предполагаемого в рамках гипотезы «горячей точки» движения плиты. Скорее наоборот, отмечается общее погружение их в районе горы Ита Май Тай. Это снижение может быть объяснено положением северного фланга цепи вблизи Марианского краевого вала, локальными тектоническими причинами и, наконец, процессами, связанными с различиями в скорости роста рифов.

Вертикальная составляющая тектонических движений относительно срединно-океанического хребта могла бы быть установлена по поведению абрадированных вершин вулканических цоколей вкrest простирания цепи Магеллановых гор. По данным сейсмоакустических наблюдений, проведенных через массив 17-го градуса, каких-либо наклонов в этом направлении не наблюдается.

Б. Хейзенем с соавторами [25] и Н. Смут [37] рассмотрены гайоты к востоку от Магеллановых гор (цепи Маркус-Уэйк, горы Мид-Пасифик). В этих работах не приводятся сведения о гипсометрическом положении вулканических цоколей гайотов, но факт повсеместного отсутствия среди гор Маркус-Уэйк рифовых построек, подтвержденный визуальными наблюдениями с борта обитаемого подводного аппарата [16], позволяет предполагать пониженную мощность седиментационной «шапки» на них, вплоть до полного ее отсутствия. Таким образом, положение бровок вер-

шин гайотов цепи Маркус-Уэйк примерно соответствует положению их вулканогенных цоколей на глубине 1160—1270 м. В. В. Федоров [16] наблюдал тыловые швы абразионных террас на отметках 1160, 1180, 1200, 1220 м. Г. Л. Кириллова и другие [7] приводят данные по гайоту Ламонт в пределах 1250—1800 м. Это гораздо выше, чем на Магеллановых горах, и качественно не противоречит идее погружения океанической плиты на запад.

Морфоструктурная позиция Магеллановых гор. Закономерное расположение вулканических построек Магеллановых гор в виде цепи предполагает поиск ответов об их происхождении с точки зрения трех основных существующих гипотез: приуроченность их к зонам внутриплитовых глубинных разломов; формирование их в зоне спрединга и последующая транспортировка с движущейся плитой к современному местоположению; следствие воздействия фиксированной в мантии «горячей точки» на движущуюся сверху океаническую плиту.

Связь вулканических цепей с глубинными разломами ранее не вызывала сомнений [29]. В геодинамической классификации подводных гор, предложенной Р. М. Деменицкой с соавторами [5] исходя из этих представлений, положение Магеллановых гор не определено. Судя же по приведенным признакам (независимость от границ литосферных плит, разобщенность и т. д.), их можно было бы отнести к типу отдельно стоящих гор, как следствие повышенной магмопроницаемости литосферы в этом районе. С другой стороны, вполне отчетливая упорядоченность горных построек в виде горной цепи может быть рассмотрена как признак приуроченности к шовной зоне.

В морфологическом отношении линейная цепь Магеллановых гор близка к вулканическим грядам «островных дуг» (изогнутость в сторону океана, блоковое строение, обусловленное поперечными нарушениями, наличие внешней с вогнутой стороны депрессии, особенно заметной в рельефе фундамента и т. д.). Отсутствие же отчетливого единого цоколя и глубоководного желоба, а главное — отличие в петрографическом составе вулканических пород, не позволяют однозначно относить ее к этому классу форм. Вместе с тем следует отметить, что подобное сопоставление не противоречило бы идее о распаде праокеана путем отсечения от него новых окраинных морей горными цепями, заложившимися вдоль глубинных разломов.

В последнее время подобное представление получило поддержку О. Г. Сорохтина [14]. Он отметил совпадение вспышек вулканизма, приведших к формированию Магеллановых гор в барреме, с положением несущей их плиты на то время в Южном полушарии вблизи критических широт 30°—20°. Перемещение этой плиты по эллипсоиду вращения, по его мнению, неминуемо должно было привести ее к раскалыванию в связи с изменением радиуса кривизны земного шара. При этом движение плиты из высоких широт к низким должно было сопровождаться сжатием и раскалыванием по системе ортогональных сдвиговых трещин, на пересечении которых возникли зияющие трещины — магмопроводящие каналы. Кроме того, ослаблению несущей плиты способствовало наличие разломов с большой сдвиговой составляющей, что приводит к контакту более молодой и легкой океанической коры с более древней и тяжелой. Вулканические цепи должны тяготеть к таким разломам.

Гипотеза о формировании подводных гор в зоне спрединга на срединно-океаническом хребте выдвинута Г. Хессом [26]. Она появилась в качестве объяснения современного гипсометрического положения абразионных вершин гайотов погружением при удалении от места возникновения, где они достигали уровня моря. Представления о перемещении внутриокеанических цепей в сторону материка поддержаны З. Бен-Абрахамом и С. Уедой [19] в качестве одного из возможных вариантов отсечения океанической окраины вновь образованной «островной дугой» на месте столкновения внутриокеанической вулканической цепи с зоной субдукции. Таким образом, идеи, связывающие внутриокеанические цепи

с островодужными, в первом и во втором случаях сближаются. Главным же препятствием к однозначному признанию такой геодинамической модели являются спорность самого факта перемещения вулканической цепи от срединного океанического хребта к глубоководному желобу и различия в вещественном составе вулканических построек срединно-океанических хребтов (толеитовый и оливин-базальтовый состав внутриокеанических и вулканических цепей и более щелочной состав Магеллановых гор). Кроме того, вулканы срединно-океанических хребтов имеют, как правило, более скромные размеры. К тому же, согласно теоретическим расчетам в соответствии с этой гипотезой, глубина залегания океанической коры возраста 170 млн лет (средняя юра), обнаруженной вблизи Магеллановых гор, должна составлять 6200 м [34]. Как показано Д. Уитмен, это по крайней мере на 700 м выше, чем наблюдается в реальности, даже учитывая изостатический эффект давления вышележащей осадочной толщии мощностью 1200 м [40].

Гипотеза происхождения внутриокеанических вулканических цепей вследствие плавления движущейся океанической плиты над разогретым участком мантии выдвинута Дж. Уилсоном [41] и развита В. Морганом [32]. В соответствии с этой гипотезой вулканические цепи отражают все изменения в параметрах движущейся плиты — направлении и скорости. Согласно расчетам Р. Дункана и Д. Клага [21], на западе Тихого океана океаническая кора прошла над серией таких «горячих точек», зафиксировав два эпизода смены направления движения 100 и 42 млн лет назад. Лишь предполагаемый след от «точки Макдональд», фиксирующий прохождение океанической плиты в первую (150—100 млн лет назад) субширотную фазу движения, частично совпадает с второстепенными субширотными массивами на севере цепи Магеллановых гор, но в несопоставимых по протяженности размерах.

В региональном плане здесь необходимо еще раз обратить внимание на существование поперечных относительно всей цепи Магеллановых гор морфоструктурных элементов. Самым отчетливым из них является линейament, включающий горы Марианского краевого вала, горы массива 17° с. ш. и некоторые постройки цепей Маркус-Уэйк, протягивающийся, возможно, до Императорских гор. Существование этого линейамента объясняет наличие в зоне пересечения с цепью Магеллановых гор группировки горных построек субширотной ориентировки. Подобного рода простирания, помимо основных северо-западных, широко представлены также среди построек Маркус-Уэйк, обследованных при помощи многолучевых эхолотов [37]. Зафиксированы они также вблизи Императорских гор, где выделены крупные разломные зоны этой ориентировки [12, 28]. Наличие подобного же поперечного линейамента фиксируется в районе гайота Ита Май Тай, где выделяются переуглубленные впадины океанической плиты. Вместе с поперечными группами вулканов Уайлд и др., сопряженными с «брешью» в цепи гор Маркус-Уэйк, горами Картографов (вулканы Баффингтон, Томас, Ноглер и др.) и юго-западными флангами разлома Мендосино они образуют единую зону морфоструктурных элементов северо-восточной ориентировки.

Заключение. Суммируя известные данные по геоморфологии Магеллановых гор и прилегающих к ним океанических пространств, следует отметить, что они пока не дают однозначного ответа о природе цепи в целом вследствие их недостаточности и отсутствия целенаправленности в их получении. Так, отсутствие достоверных данных о времени формирования большинства вулканических построек не позволяет говорить ни о миграции тихоокеанской плиты над «горячей точкой», ни о нижнем возрастном рубеже формирования абразионных вершин. Отсутствуют датировки рифовых построек большинства гайотов, которые вместе с зафиксированными абразионными уровнями могли бы прояснить характер относительных и абсолютных вертикальных перемещений литосферных плит.

Таким образом, намечается ряд региональных проблем и задач, без решения которых невозможно построение достоверных геодинамических моделей этой части океана, что необходимо учитывать при постановке региональных геолого-геофизических исследований в западной части Тихого океана. Это дугообразная форма цепи Магеллановых гор, наличие крупных поперечных линейментов и, наконец, выявление, гипсометрическая и возрастная корреляция достоверных уровней абразионного выравнивания на вершинах гайотов, а также изучение их колебаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1988.
2. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б. Геолого-геофизические исследования в западной части Тихого океана // *Океанология*.— 1989.— Вып. 2.— С. 349—341.
3. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симоненко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // *Тихоокеан. геология*.— 1985.— № 3.— С. 97—101.
4. Головинский В. И. Тектоника Тихого океана.— М.: Недра, 1985.
5. Деменицкая Р. М., Гордоницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. М. Подводные горы. (Проблемы геофизического изучения).— Л.: Недра, 1978.
6. Жигулев В. В., Пуцин И. К. Старшинова Е. А. и др. Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана.— Южно-Сахалинск, 1988.
7. Кириллова Г. Л., Марков Ю. Д., Уткин И. В. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // *Тихоокеан. геология*.— 1987.— № 6.— С. 30—43.
8. Кулаков А. П., Ермошин В. В., Ищенко А. А., Никонова Р. И. Новые данные о морфоструктуре юго-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1987.
9. Плетнев С. П., Бирюлина М. Г. Биостратиграфические исследования западной части Тихого океана (Новогебридские желоба, хребт Михельсона и Магеллановы горы).— Владивосток, 1989.
10. Равикович А. И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании // *Бюл. МОИП. Отд. геол.*— 1960.— Т. 35.— С. 47—68.
11. Сваричевский А. С. Геоморфология дна в северо-западном секторе Тихого океана // *Структура и состав осадочного чехла северо-западной части Тихого океана/ДВНЦ АН СССР*.— Владивосток, 1982.— С. 64—80.
12. Сваричевский А. С., Андреев А. А. Характеристика разломной зоны Мендосино к западу от Гавайских островов // *Океанология*.— 1988.— Вып. 2.— С. 280—285.
13. Седов А. П. Оценка средних скоростей погружений гайотов северной части Тихого океана // *Там же*.— 1980.— Вып. 6.— С. 1054—1058.
14. Сорохтин О. Г. Происхождение гайотов в Тихом океане // *Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана*.— М.: Наука, 1990.— С. 175—209.
15. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана.— М.: Наука, 1972.
16. Федоров В. В. Древние абразионные формы рельефа на подводных горах западной части Тихого океана // *Докл. АН СССР*.— 1988.— Т. 298, № 1.— С. 177—181.
17. *Bathymetric Atlas of the North Pacific ocean/Ed. Menard H. W., Chase T. E.*— Washington, D. C.: U. S. Naval oceanographic office, 1971.
18. *Bathymetric charts of Northwestern Pacific ocean shown at the WESTPAC-IY*.— Tokyo: J. O. D. C., 1984.
19. *Ben-Avraham Z., Uyeda S. Entrapment origin of marginal sea // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region/Ed. Hilde T. W. C., Uyeda S.*— Washington, D. C.: A. G. U.— Boulder: Geol. Soc. Amer., 1983.— P. 91—104.
20. *Dietz R. S. Marine geology of northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901 // Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1954.— V. 65, N 1, pt. 1.— P. 1199—1224.
21. *Duncan R. A., Clague D. A. Plate motion recorder by linear volcanic chains // The Ocean Basins and Margins. V. 7a. The Pacific Ocean/Ed. Nairn A. E. M., Stehli F. G., Uyeda S. N.*— Y.; London: Plenum Press, 1985.— P. 89—121.
22. *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). Sheet 5—06. 5-th ed/Ed. Iwabuchi Y.*— Ottawa: Canadian Hydrogr. Surv., 1984.
23. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 20/Ed. Heezen B. C., MacGregor I. D.*— Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office, 1973.
24. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 89/Ed. Moberly R., Schlanger S. O. et al.*— Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office, 1986.
25. *Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R. et al. Western Pacific guyots // Initial Reports DSDP, V. 20/Ed. Heezen B. C., MacGregor I. D.*— Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office, 1973.— P. 653—702.
26. *Hess H. H. History of ocean basins // Petrological studies, a volume to honor A. F. Buddington.*— Boulder: Geol. Soc. Amer. 1962.— P. 599—620.
27. *Jones E. J. W. Determination of sedimentary velocities using expendable sonobuoys at DSDP Leg 20 drilling sites, north west Pacific // Initial Reports of the DSDP,*

28. *Mammerickx J.* Depth anomalies over Mesozoic crust in the Western Pacific // *Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian Region*/Eds. Hilde T. W. C., Uyeda S. — Washington, D. C.: A. G. U.—Boulder: Geol. Soc. Amer., 1983. — P. 63—73.
29. *Menard H.* Marine Geology of the Pacific. — N.-Y.: McGraw Hill, 1964.
30. *Meyer A. W.* To: JOIDES executive and planning committees.—Texas: A. and M. Univ. Res. Park., 1990.
31. *Mogi A.* Bathymetry of the Kuroshio region // *Kuroshio. Its Phys. Aspects*/Eds. Stommel H., Yoshida K.—Tokyo: Univ. Tokyo Press., 1972.— P. 53—80.
32. *Morgan W. J.* Deep mantle convection: Plumes and Plate motions // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*—1972.— V. 56.— P. 203—213.
33. *Murauchi S., Asanuma T.* Seismic Profiles in the Western Pacific 1965-74.—Tokyo: Univ. Tokyo Press., 1977.
34. *Parsons B., Selster J. G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.*—1977.— V. 82.— P. 803—827.
35. *Scientific Party, Leg 89, Leg 89* drills Cretaceous volcanics // *Geotimes.*—1983.— V. 28.— P. 17—29.
36. *Shipley T. H., Whitman J. M., Duennabier F. K., Petersen L. D.* Seismic stratigraphy and sedimentation history of the East Mariana Basin, Western Pacific // *Earth and Planet. Sci. Letters.*—1983.— V. 64.— P. 257—275.
37. *Smoot N. C.* Guyots of the Dutton Ridge at the Bonin-Mariana trench juncture as shown by multi-beam surveys // *J. Geology.*—1983.— V. 91.— P. 211—220.
38. *Smoot N. C.* The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Dutton ridge // *Marine Geology.*—1989.— V. 88.— P. 117—131.
39. *Wedgworth B., Kellogg J.* A 3-D gravity-tectonic study of Ita May Tay guyot: and uncompensated seamount in the East Mariana Basin // *Seamounts, Islands and Atolls*/Eds. Keating B. H., Eryer P., Batiza R., Boehlert G. W.—Washington, D. C.: A. G. U., 1987.— P. 73—84.
40. *Whitman J. M.* Sedimentation and subsidence history of the East Mariana Basin, Western Pacific // *Geology.*—1986.— V. 14.— P. 771—775.
41. *Wilson J. T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Can. J. Phys.*—1963.— V. 41.— P. 863—870.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
14 ноября 1991 г

УДК 549,74(265.54)

Н. В. Астахова, Н. Г. Ващенко, С. А. Горбаренко

КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ПРИМОРЬЯ

Приводятся данные о строении, химическом составе, изотопном составе О и С карбонатных образований из неогеновых отложений материкового склона Японского моря. По внешнему виду и степени литификации они разделяются на четыре группы. По химическому составу карбоната (отношению CaO/MgO) выделяются 6 групп: известняк, доломитистый известняк, доломитовый известняк, известковый доломит, известковистый доломит, доломит. Не выявлено накопления микроэлементов в карбонатных конкрециях по сравнению с вмещающим осадком, за исключением Sr и F. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от +2,7‰ до +5,2‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ известняка — от -27,8‰ до -8,0‰, доломита — +9,0‰ ÷ +14,1‰.

Делается вывод, что образование карбонатов произошло в результате диагенеза морских осадков. Источником углерода в основном служили продукты анаэробного разложения органического вещества.

Находки карбонатных образований в Японском море приурочены, в основном, к отложениям неогенового возраста. Они встречаются на склоне о. Монерон и на материковом склоне Приморья и Кореи. Конкреции и линзы известняков появляются в верхнем миоцене, в плиоценовых отложениях их количество значительно увеличивается (рис. 1) [4]. Они встречаются совместно с конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, диатомитами, туффитами.

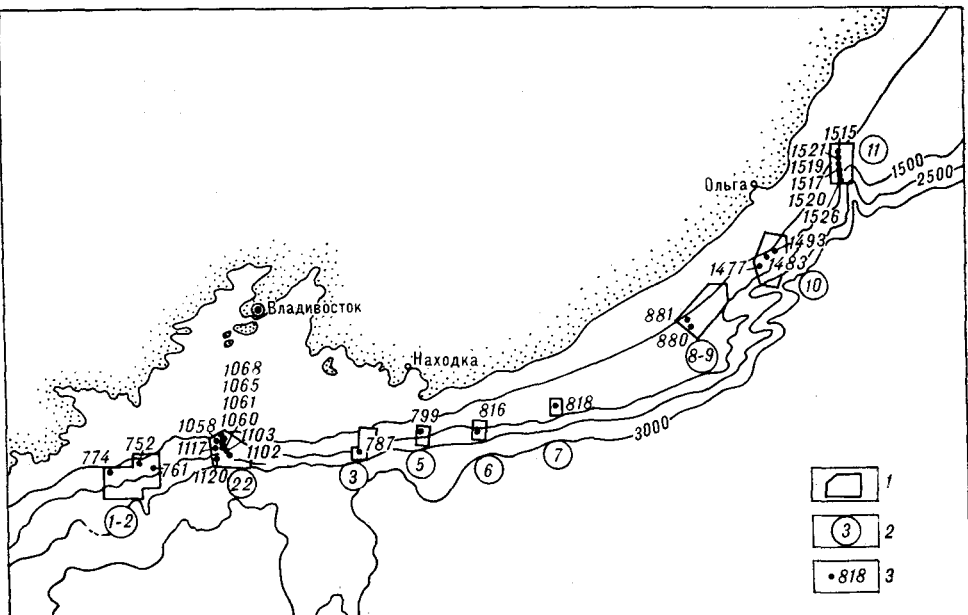


Рис. 2. Карта фактического материала.

1 — полигоны, 2 — номера полигонов, 3 — станции и их номера.

ригенных частиц преобладают кварц, полевые шпаты, обломки горных пород. В меньшем количестве встречаются роговая обманка, пироксен, эпидот, хлорит, слюда, сфен, циркон, ильменит. Пирокластика представлена в основном вулканическим стеклом, содержание которого иногда достигает 10%. Во многих образцах отмечаются небольшое количество реликтов панцирей диатомей, единичные раковины радиолярий плохой сохранности и перекристаллизованные раковины планктонных и бентосных фораминифер [6].

Изученные карбонатные образования по внешним признакам (форме обломков, характеру поверхности, степени литификации) можно разделить на 4 группы:

1. Карбонатные конкреции правильной формы. Чаще они уплощенные (дисковидные, лепешковидные), реже округлые, бобовидные, овальные. Очень крепки, развиваются с трудом. Конкреции с поверхности светло- или желтовато-серые, внутри — серые, темно-серые. Образованы они пелитоморфным карбонатом с незначительной примесью терригенного материала. Встречаются конкреции этого типа на разных глубинах, обычно с осадочными породами позднемиоценового и плиоценового возраста (образцы 752 (650—530)*, 761/5 (1470—1350), 1102/2 (1290—1240), 1117/16 (900—850), 1120/1 (1740—1650), 1122/3 (970—900), 818/4 (650—550), 881/1 (720—650), 1493/2 (1100—1050)).

2. Карбонатные конкреционные образования разнообразной неправильной формы (корки и др.), крепкие, несущие на поверхности многочисленные следы жизнедеятельности донных организмов. Поверхность их зеленовато-серая, внутренние части — серые, темно-серые. Сложены они карбонатом со значительной примесью терригенных зерен, нередко присутствует примесь гальки и гравия. Чаще встречаются в верхних и средних частях материкового склона (образцы 774/2 (250—200), 799/6 (850—800), 1065/1 (600—570), 1068 (370—350), 1515/1, 2 (270—250), 1519/3 (400—370)).

3. Угловатые и полуокатанные обломки очень крепких карбонатных пород. Поверхность их обычно без следов жизнедеятельности донных

* Здесь и далее в скобках указан интервал драгирования в метрах.

Классификация карбонатов Японского моря

Номер полигона	Номер образца	CaO	MgO	CO ₂	Остаток	CaO/MgO	Карбонат
1—2	761-3	31,36	Н. о.	24,60	44,06		Известняк
1—2	774-2 ц. ч.	31,27	2,72	27,50	38,51	11,50	Доломитистый известняк
1—2	774-2 кр. ч.	22,50	3,71	21,69	52,10	6,06	Доломитовый известняк
5	799-6	15,77	3,06	15,71	65,46	5,15	То же
6	816-9	21,04	6,98	24,11	47,87	3,01	Известковый доломит
8—9	880-3	21,61	9,96	27,81	40,62	2,17	Известковистый доломит
22	1058-2	17,80	12,22	27,28	42,70	1,46	Доломит
22	1061-2	30,26	8,10	32,56	29,08	3,74	Известковый доломит
22	1102-2	31,75	Н. о.	24,90	43,35		Известняк
22	1117-16	31,52	Н. о.	24,73	43,75		»
22	1122-3	29,40	Н. о.	23,06	47,54		»
10	1477-9	20,39	11,12	28,12	40,37	1,83	Известковистый доломит
10	1483-2	12,40	2,94	12,94	71,72	4,22	Доломитовый известняк
10	1493-2	27,04	Н. о.	21,21	51,75		Известняк
11	1515-2 ц. ч.	16,72	Н. о.	13,11	70,17		»
11	1515-2 кр. ч.	15,38	3,47	15,84	65,31	4,43	Доломитовый известняк
11	1521	19,61	2,66	18,92	58,81	7,37	То же

организмов либо с незначительными следами обрастания. Породы серые, темно-серые, мелкозернистые, массивные. В шлифах хорошо видно, что карбонат замещает первично диатомовую породу. Подняты образцы этой группы с разных частей склона, но чаще встречаются на средних глубинах (образцы 816/9 (2400—2000), 880/3 (850—750), 1058/2 (700—670), 1060 (850—800), 1061/2 (800—770), 1477/9 (1100—1000), 1483/2 (850—800), 1519 (5400—370), 1520/1 (500—450), 1521/1 (370—350)).

4. Полуокатанные и окатанные обломки слабо литифицированных алевролитов с карбонатным цементом серого и желтовато-серого цвета. Обломки чаще уплощенные, что является следствием слоистости. Иногда встречается переслаивание известковистых и неизвестковистых прослоев мощностью до 1—3 см. Это наиболее молодые карбонатные образования, содержащие комплекс диатомей эоплейстоценового или плейстоценового возраста (определения И. Б. Цой) (образцы 1102/3 (1290—1240), 1065 (600—570)).

Анализ химического состава проб выявил существенные различия по содержанию SiO₂ (52,4—9,8 %), CaO (35,2—10,5 %), MgO (17,5—0,7 %), что связано с различным соотношением терригенной составляющей и карбонатного цемента в изучаемых образцах.

По содержанию микроэлементов (г/т) разброс значений наблюдается по Sr (1165—202), Ba (779—149) и F (3000—0).

При сравнении внешней и внутренней частей конкреций однозначно можно говорить лишь об обогащении ядра CaO и Sr. По отношению к вмещающим породам — более высокие содержания породообразующих окислов и микроэлементов, за исключением CaO, MgO, F и Sr, наблюдаются у последних.

У образцов с повышенным содержанием MgO был проведен анализ карбонатной составляющей (CaO, MgO, CO₂). По значениям отношения CaO/MgO [7] в карбонатной части изученные породы разбили на 6 групп: известняк, доломитистый известняк, доломитовый известняк, известковый доломит, известковистый доломит и доломит (табл. 1).

Следует отметить, что выделенные нами по внешним признакам четыре группы карбонатных образований довольно хорошо разделяются и по химическому составу карбоната. Первую и четвертую группы со-

Таблица 2

Значения изотопного состава кислорода и углерода карбонатных образований материкового склона Приморья (система PDB в ‰)

Номер образца	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
774-2 ц. ч.	+5,1	-22,55
774-2 кр. ч.	+4,7	-8,6
1058-2	+5,2	+9,0
1061-2	+4,43	-8,0
1068	+3,6	-8,4
1102-2	+3,6	-9,7
1477-2	+3,7	+14,1
1515-2 ц. ч.	+3,53	-27,8
1515-2 кр. ч.	+2,73	-8,0

ставляют, как правило, чистые известняки, вторую — доломитовые и доломитистые известняки. Третья группа объединяет все виды доломитов и единичные доломитовые известняки.

При сравнении химического состава карбоната из центральных и краевых частей конкреций наблюдается увеличение содержания MgO в краевой части, т. е. переход от кальцита к магнезиальному кальциту. Вероятно, это указывает на то, что процесс доломитизации в данном случае является более поздним.

Учитывая приуроченность карбонатных образований только к отложениям материкового склона, нужно выяснить условия формирования послед-

них. Широкое распространение в осадочной толще прослоев конгломератов, гравийно-галечного материала, остатков толстостенных раковин двустворчатых моллюсков позволяет говорить об образовании их в условиях мелководья. Это хорошо согласуется и с историей геологического развития Японского моря [4]. Морские нижнемиоценовые отложения в Японском море были обнаружены лишь на небольшом участке материкового склона залива Петра Великого на глубине 1400—1500 м. Считается, что береговая линия раннемиоценового моря проходила вблизи этих отметок. В среднем миоцене началась трансгрессия моря, вызванная глобальным повышением уровня Мирового океана при одновременном погружении дна Японского моря и его обрамления. В позднем миоцене продолжалось погружение шельфа, наклон его и опускание по сбросам. В начале плиоцена началась регрессия, и морские воды покинули шельф и верхнюю часть материкового склона. В раннем плиоцене началась новая трансгрессия, а в позднем плиоцене — очередная регрессия. По мнению отечественных исследователей, у побережья Приморья уровень моря в позднем плиоцене, зоплейстоцене и в начале раннего плейстоцена был ниже современной бровки шельфа [4].

Таким образом, можно говорить о том, что формирование раннеплиоценовых отложений верхней части материкового склона Приморья, содержащих карбонатные конкреции и прослои карбонатов, происходило в условиях мелководного моря. Нахождение этих отложений в настоящее время на значительных глубинах связано с тектоническими движениями и повышением уровня моря.

Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов материкового склона Приморья (табл. 2) свидетельствуют, что все они образовались в морских водах с соленостью, близкой к нормальной. Величины $\delta^{18}\text{O}$ известняков равны $+2,7 \div +3,4$ ‰, что согласно палеотемпературной шкале [8] $t^\circ\text{C} = 16,9 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{воды}}) + 0,10 (\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{воды}})^2$ соответствует образованию кальцита при температуре $+2 \div +6$ °C морской воды, имеющей изотопный состав кислорода, близкий к SMOW. Низкотемпературная изотопно-кислородная шкала для доломитов пока точно неизвестна, но экстраполяция высокотемпературной шкалы [12] и экспериментальных данных указывает, что при низких температурах в доломите кислород обычно обогащен изотопом ^{18}O по сравнению с чистым CaCO_3 примерно на 3—6 ‰ [11]. В изученных нами карбонатных образованиях также наблюдается тенденция «утяжеления» кислорода на 1—2 ‰ в карбонатах с повышенным содержанием магния. Поэтому температуры образования доломитов были не меньше вышеприведенных значений ($+2 \div +6$ °C), а, возможно, даже на несколько градусов выше.

Поскольку изотопный состав углерода изученных карбонатных образований отличен от значений биогенных карбонатов ($+2 \div -2$ ‰)

[2], то следует говорить о диагенетическом их происхождении. Известно, что в осадках океанических окраин при раннедиагенетических процессах повышается щелочность поровых вод и может происходить садка вторичных карбонатов [1], приводящая к цементации осадка или образованию различного рода карбонатных стяжений. Значения $\delta^{13}\text{C}$ вновь образованных карбонатов при этом фиксируют изотопный состав суммарного растворенного в поровых водах углерода. Первоначально при разложении органического вещества образуется изотопно легкая углекислота ($-20 \div -25 \text{‰}$), которая поступает в иловые воды. Формирование ядер конкреции (обр. 774/2), по-видимому, произошло при взаимодействии этой углекислоты и ионов кальция илового раствора.

При этом в начале процесса конкрециеобразования в поровых водах локально поддерживается щелочная среда, в которой не может происходить растворение первичных карбонатов любого генезиса. Увеличение $\delta^{13}\text{C}$ к краю конкреции в других образцах указывает, что со временем увеличивалась доля CO_3^{2-} , полученного за счет растворения рассеянного первично седиментационного карбоната, $\delta^{13}\text{C}$ которого составляет $0 \div 2 \text{‰}$ [2, 5].

Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ центральной части обр. 1515 ($-27,8 \text{‰}$), а также положительные величины образцов 1058/2 и 1477/9 позволяют предположить и наличие другого источника CO_2 . После загущения сульфатредукции в более глубоких слоях осадков развиваются процессы ферментативного брожения органики. При этом выделяются легкий метан ($\delta^{13}\text{C} = -60 \div -80 \text{‰}$) и тяжелая углекислота (до $+15 \div +20 \text{‰}$) [2, 9]. Эти газы могут быть пространственно разобщены и служить разными источниками формирования карбонатных образований. Метан в вышележащих осадках может окисляться в анаэробных или аэробных условиях и быть источником добавочной углекислоты со значениями $\delta^{13}\text{C}$ до -60‰ . Вероятно, центральная часть конкреции обр. 1515-2 ($-27,8 \text{‰}$) формировалась при добавлении этой углекислоты. Изотопно тяжелая углекислота, выделяемая при ферментативном брожении органики, может отделяться от метана и образовывать карбонаты, обогащенные изотопом ^{13}C . Вероятно, с этой изотопно тяжелой углекислотой связано формирование доломитов с $\delta^{13}\text{C}$ равным $+9,0 \text{‰}$, $+14,1 \text{‰}$ (образцы 1058-2 и 1477-9).

Известно, что повышение парциального давления CO_2 в восстановленных осадках благоприятствует формированию доломита. Такому диагенетическому процессу способствует высокая скорость накопления осадков при высокой биологической продуктивности [10], что повсеместно наблюдается в условиях мелководья.

Принимая во внимание полученные данные, можно говорить о том, что широкое распространение карбонатных образований в неогеновых отложениях материкового склона Приморья связано с диагенетическими процессами в осадках. Формирование этих отложений происходило, вероятно, в условиях высокой скорости осадконакопления и при значительной биопродуктивности в зонах мелководья (шельфа). Впоследствии при дальнейших тектонических процессах эти осадочные толщи оказались на значительных глубинах (1–2 км).

Изотопный состав кислорода изученных образцов изменяется в незначительных пределах (от $+2,7 \text{‰}$ до $+5,2 \text{‰}$). Согласно этим данным, образование карбоната, вероятно, произошло при температурах $+2 \div +6 \text{°C}$.

Изотопный состав углерода карбонатов варьирует в более широких пределах: от $-27,8 \text{‰}$ до $+14,1 \text{‰}$, что указывает на разные источники углекислоты и, соответственно, зоны диагенеза морских осадков, определяемых по деструкции органического вещества:

а) зона бактериальной сульфатредукции с выделением углекислоты со свойственными органическому веществу значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-20 \div -25 \text{‰}$);

б) зона бактериальной ферментации с выделением легкого метана (до -70 %) и тяжелой углекислоты (до +15 %).

По химическому составу изученных образцов существенных различий не обнаружено. Отмечается лишь увеличение содержания Sr и F в карбонатных породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бруевич С. В. Щелочный резерв вод и грунтовых растворов морей и океанов // Тр. Ин-та океанологии.— 1973.— Т. 63.— С. 18—56.
2. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Недра, 1968.
3. Галимов Э. М., Гирич Ю. П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций // Геохимия.— 1968.— № 2.— С. 228—233.
4. Геология дна Японского моря.— Владивосток, 1987.
5. Лейн А. Ю., Логвиненко Н. В., Сулержицкий Л. Д., Волков И. И. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива // Литология и полезн. ископаемые.— 1979.— № 1.— С. 23—29.
6. Липкина М. И. Типы пород неогеновых отложений материкового склона Японского моря у берегов Южного Приморья // Геология окраинных морей Тихого океана/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 46—60.
7. Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород.— Л.: Недра, 1986.
8. Fridman L., O'Neil J. R. Data of Geochemistry // Compilation of Stable Isotope Fractionation Factor of Geochemical Interest.— Washington: US Govern. Print. Office, 1977.
9. Irwin H., Curtis C., Coleman M. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments // Nature.— 1977.— V. 269, N 5625.— P. 209—213.
10. Kelts K., McKensie J. A. Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling project Leg 64 // Init. Reports DSDP.— 1982.— V. 64, pt. 2.— P. 553—569.
11. Land L. S., Dutton S. P. Cementation of Pennsylvanian de Itaic sandstone: isotopic data // Sed. Petrol.— 1978.— N 48.— P. 1167—1176.
12. O'Neil J. R., Clayton R. N., Mayeda T. K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // J. Chem. Phys.— 1969.— V. 51.— P. 5547—5558.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
13 апреля 1992 г.

УДК 552.11 + 548.4

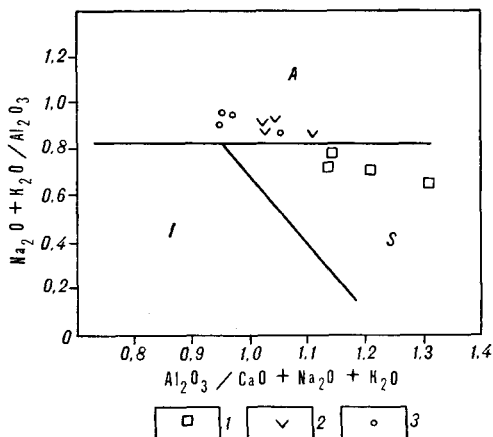
Л. Н. Хетчиков, И. Н. Говоров, В. А. Пахомова,
Д. В. Андросов

ДВА ТИПА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ ПРИМОРЬЯ

Установлено, что литий-фтористые граниты Вознесенской структуры в пределах Ханкайского массива относятся к S-типу, а граниты Тигриной структуры Восточно-Сихотэ-Алинской области — к А-типу. Доказывается реоморфический генезис гранитов первого типа и образование гранитов второго типа за счет кристаллизации из расплавов. Методами термобарогеохимии определены различия составов глубинных флюидов при формировании рудно-магматических систем в разных структурах и особенности изменения этого состава во времени. Рассматриваются причины различий рудной минерализации, ассоциирующей с гранитами Вознесенской и Тигриной структур.

Редкометалльные литий-фтористые граниты в Приморье распространены в двух формационно-тектонических зонах — Ханкайском срединном массиве и Восточно-Сихотэ-Алинской складчатой области. Редкометалльные граниты постоянно привлекали внимание исследователей, так как с ними связаны месторождения олова, вольфрама, тантала, ниобия и других редких элементов, а также флюорита. Несмотря на то, что интрузии гранитов формировались в разной геологической обстановке и со значительным разрывом во времени, большинство исследователей отмечает общие особенности строения интрузивов, вещественного состава

Положение фигуративных точек гранитов Вознесенского (1), Тигриного (2) и Забытого (3) месторождений на диаграмме I-, A- и S-типов гранитоидов.



пород, закономерностей распределения редких элементов, критериев связи оруденения с магматизмом [4, 6, 8, 9, 11—15]. Они подтверждаются и проведенными нами дополнительными исследованиями. В то же время они показывают, что граниты из различных тектонических зон заметно различаются между собой по ряду признаков, которые обусловлены особенностями их происхождения. Наиболее существенные различия условий формирования гранитов выявляются при их изучении методами термобарогеохимии, почти не использовавшимися предыдущими исследователями.

Уже при полевых наблюдениях обнаруживается, что термальные изменения вмещающих гранитные штоки пород в пределах Ханкайского массива почти не проявлены и только на контакте с известняками устанавливаются маломощные зоны пироксеновых, пироксен-гранат-волластонитовых, пироксен-везувиановых скарнов, температуры образования которых, по данным декрепитации гранатов и расчетов распределения железа между сосуществующими гранатом и пироксеном [5], не превышают 600 °C (определения Д. В. Андросова). В контакте же с гранитами Восточно-Сихотэ-Алинской зоны устанавливается ороговикование вмещающих песчано-сланцевых пород, причем мощность контактовых изменений иногда составляет десятки метров.

Изучение гранитов в шлифах под микроскопом также выявляет некоторые их различия в морфологии минеральных индивидов. Так, кварц редкометалльных гранитов Ханкайского массива отличается волнистым погасанием, катаклазом зерен, а альбит — изогнутостью полисинтетических двойников и кристаллов. Эти особенности не характерны для минералов гранитов Восточной Сихотэ-Алинской области, как правило, не несущих следов деформации.

Пересчетом химического состава гранитов (табл. 1) на ПЭВМ по программе, составленной Д. В. Андросовым, с последующим вынесением полученных результатов расчета на график (см. рисунок) с координатами $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ и $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (взяты в молекулярных %), установлено, что граниты Вознесенской структуры Ханкайского массива принадлежат полю генераций гранитов S-типа [18, 19], становление массивов которых происходило на сиалическом основании, а граниты Сихотэ-Алиня располагаются в поле гранитов A-типа, т. е. они приурочены к области перехода от симатических к сиалическим гранитам.

По уровню накопления редкоземельных элементов, нормированным спектрам их распределения редкометалльные граниты обеих формационно-тектонических зон близки между собой [8, 14], однако обращает на себя внимание почти полное сходство по содержанию и распределению этих элементов в гранитах Ханкайского массива и в мигматит-анатектических выплавках из пород нахимовской свиты раннепротеро-

Химический состав редкометаллических гранитов

Компонент	Вознесенские граниты				Граниты Тигриного месторождения					Граниты Забытого месторождения		
	407/6	931/5	А-1240	407/7	1100/8	1170/8	1103/8	5	402/7	АГ-129	АГ-98	АГ-98/1
SiO ₂	72,87	74,29	72,60	72,76	74,90	75,02	76,10	75,14	75,50	76,86	76,55	74,10
TiO ₂	0,10	0,10	0,30	0,10	0,04	0,04	0,07	сл.	0,05	0,04	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	14,50	14,35	13,55	15,32	12,77	12,18	13,40	13,42	13,20	12,34	12,46	13,63
Fe ₂ O ₃	0,55	0,11	0,07	0,36	0,54	1,10	0,26	0,19	0,27	0,79	0,44	0,44
FeO	1,71	1,65	1,91	1,01	1,32	1,08	0,76	0,76	0,66	0,42	0,77	0,70
MnO	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,10	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03
MgO	0,14	0,30	0,88	0,23	0,20	0,20	0,31	0,13	0,22	0,10	0,15	0,07
CaO	0,60	0,32	0,84	0,98	0,42	0,45	0,29	0,28	0,45	0,87	0,71	0,71
Na ₂ O	4,32	4,70	2,87	4,29	4,10	3,82	4,28	3,96	3,54	4,00	3,98	3,98
K ₂ O	4,20	3,10	3,81	4,29	4,52	4,29	4,93	4,66	5,28	4,34	4,56	5,78
Li ₂ O	0,10	0,12	Н. о.	0,017	0,09	0,08	0,08	0,04	0,06	0,017	0,008	0,014
Rb ₂ O	0,12	0,10	Н. о.	0,01	0,096	0,076	0,07	0,08	0,08	0,049	0,013	0,113
H ₂ O ⁺	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,23	Н. о.	Н. о.	0,24	0,46	0,65	Н. о.	Н. о.	Н. о.
F	1,08	1,04	Н. о.	0,26	0,56	0,49	0,23	0,10	0,44	0,33	0,22	0,23
П. п. п.	0,43	0,33	Н. о.	0,68	0,84	0,50	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,39	100,19	99,59	100,58	100,46	99,42	100,58	99,87	100,46	100,20	100,57	99,56
(Na + K)/Al, мол. %	0,80	0,77	0,65	0,76	0,91	0,89	0,92	0,86	0,87	0,91	0,92	0,93
Al/(Na + K + Ca), мол. %	1,14	1,22	1,30	1,13	1,03	1,04	1,04	1,11	1,07	0,95	0,97	0,96

Примечание. Анализы 407/6, 931/5, 407/7 редкометаллических гранитов Вознесенского месторождения произведены в лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ ДВО РАН (анализы С. П. Багалова); анализы А-1240, 1170/8, 1103/8, 5, 402/7, АГ-98, АГ-129, АГ-98/1 замштованы из работ [4, 8, 13].

зойского возраста, залегающих в основании разреза древних метаморфитов района. Также важно подчеркнуть, что, по данным радиологических исследований, абсолютный возраст редкометалльных гранитов Вознесенского района Ханкайского массива колеблется в широких пределах — 512—430 млн лет, в то время как для редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня такие колебания не установлены. Радиологический возраст последних равен 80—85 млн лет [12].

По изотопному составу кислорода в кварце граниты из разных зон мало различаются между собой. Общим для них является облегчение изотопного состава кислорода с глубиной при переходе от грейзенов через грейзенизированные и альбитизированные граниты к неизменным их разностям. Так, для кварца из гранитов Вознесенского района δO_{18} изменяется от 10‰ в неизмененных гранитах до 14‰ в грейзенизированных.

Методом термобарогеохимии были изучены граниты Вознесенской структуры в Ханкайском массиве и месторождение Тигриное в Сихотэ-Алине. Полученные данные по Тигриному месторождению хорошо согласуются с результатами исследований по другим массивам литий-фтористых гранитов Сихотэ-Алиня. При визуальном изучении полированных пластин под микроскопом отмечаются существенные отличия включений в кварце гранитов Ханкайского массива и месторождения Тигриное. Основным отличием вознесенских гранитов является отсутствие в кварце расплавных и кристаллофлюидных включений, что служит основанием для отрицания расплавной природы этих пород. Кварц здесь насыщен мельчайшими разноориентированными минеральными включениями разного состава, а также субмикроскопическими газово-жидкими включениями, располагающимися в виде шлейфообразных скоплений по всей площади кварцевых вкрапленников. В наиболее крупных вакуолях (5 мкм и более) удается различать одну, реже две, твердые фазы, состав которых пока определить не удалось.

В кварце гранитов месторождения Тигриное, в отличие от вознесенских гранитов присутствуют несколько типов первичных включений: минеральные, расплавные и сопутствующие им кристаллофлюидные, газово-жидкие и газовые. Особый интерес представляют расплавные включения, образования которых возможно только при кристаллизации гранитов из расплавов. Эти включения распределяются в кварце неравномерно: встречаются участки только с одиночными включениями, в других случаях они располагаются цепочками по зонам роста в кварце или группируются в своеобразные обособления, в центре которых видны сравнительно крупные, а по периферии более мелкие расплавные и сопутствующие им кристаллофлюидные и газово-жидкие включения. По фазовому составу расплавные включения весьма неоднородны. Характерно, что, кроме обычных двухфазовых включений, состоящих из газового пузырька и в различной степени раскристаллизованной силикатной фазы, встречаются включения, содержащие третью — жидкую флюидную фазу. Она в одних случаях заполняет интерстиции между кристаллами силикатов, а в других — обособляется в виде пузырька с нечеткими границами или в виде тонких полосок, переслаивающихся с более широкими полосками силикатов. Жидкие флюиды занимают от 5 до 15 % объема вакуолей. Нагревание некоторых наиболее крупных вакуолей показало, что температуры гомогенизации их содержимого изменяются от 880 °С в кварце гранитов Верхнего штока до 970 °С в кварце гранитов Нижнего штока. По-видимому, эти температуры по разным причинам [10] завышены по сравнению с температурами кристаллизации реального гранитного расплава, однако они дают представление о высокотемпературном режиме этого процесса. Об этом свидетельствуют опыты по гомогенизации кристаллофлюидных включений, сопутствующих расплавным. Температур гомогенизации этих включений определить не удалось, так как, не достигая полной гомогенизации, доступные для наблюдения включения взрывались при температурах около 700 °С. Кри-

сталлофлюидные включения обычно крупнее расплавных и содержат один и более кристаллика кубической, удлиненно-призматической, пластинчатой и чешуйчатой (слюда?) форм. Жидкая флюидная фаза, заполняющая промежутки между кристалликами, занимает незначительный объем вакуолей. Первые газово-жидкие включения, в отличие от кварца Вознесенских гранитов, не образуют шлейфообразных скоплений, а группируются вблизи расплавных и кристаллофлюидных включений. Они отличаются непостоянством соотношения фаз газ — жидкость и часто содержат 1—2 кристаллика кубической формы, скорее всего, галита и сильвина.

Методами криометрии определен состав флюидов, заполняющих включения в кварце гранитов. Общим для всех изученных препаратов оказалась консервация в вакуолях весьма разнообразных по составу флюидов, что характерно не только для включений из разных вкрапленников кварца, но и для семейств включений, сопутствующих одному из расплавных. Подобные изменения в составе флюидов, законсервированных в рядом расположенных разновозрастных включениях, позволяет предполагать микрогетерогенное состояние флюидной части системы, формирующей граниты. Наиболее разнообразен состав включений в кварце гранитов месторождения Тигриное. Здесь в составе включений преобладают хлориды щелочных и щелочно-земельных металлов, причем наиболее часто встречаются хлориды натрия и калия, реже — хлориды кальция и магния и еще реже хлориды лития. Характерно содержание в некоторых включениях фторидов щелочных металлов, а также растворов с неопределенным пока составом, температура эвтектики которых колеблется от -42 до -46 °С. В некоторых включениях предположительно определены серно-кислый литий, хлористое железо и бикарбонат натрия. Встречаются включения с углекислотой, содержащей, судя по пониженным температурам (до -58 °С) характерной для углекислоты криометрической точки, более низкотемпературные газы. Сравнительно простые по составу, но также многокомпонентные растворы законсервированы во включениях в кварце гранитов Вознесенского района. Здесь установлены только хлориды щелочных (натрий и калий) и щелочно-земельных (кальций и магний) металлов, причем по количеству преобладают включения с хлоридами натрия. Некоторые включения кроме хлорида содержат бикарбонат натрия. Обычны также включения с углекислотой, не содержащей более низкотемпературных газов.

Данные криометрии подтверждаются анализами водных вытяжек из кварца, показавшими, например, почти одинаковые содержания хлора и фтора в кварце гранитов месторождения Тигриное и во много раз большее содержание хлора по сравнению с фтором в кварце гранитов Вознесенского района. Имеются различия и в составе газовой фазы включений в кварце гранитов, изученной методом газовой хроматографии: включения в кварце Вознесенских гранитов характеризуются заметно большим содержанием углекислоты и воды по сравнению с кварцем гранитов месторождения Тигриное. Только во включениях в кварце гранитов Вознесенского района в газовой фазе обнаружен водород.

Таким образом, в пределах Приморья отчетливо выделяются два типа редкометалльных литий-фтористых гранитов, различающихся как по условиям формирования, так и по особенностям связанной с гранитами минерализации. В пределах Ханкайского массива, представлявшего собой в раннем палеозое часть активной континентальной окраины, редкометалльные граниты формируются в грабенообразных структурах, заполненных мощными толщами морских терригенно-карбонатных отложений кембрийского возраста. По своим характеристикам эти структуры близки к рифтам — авлакогенам или структурам дива, отличаясь от последних расположением в зоне перехода континент — океан, резким преобладанием морских отложений, а также сравнительно коротким периодом развития. К важным особенностям некоторых авлакогенов, например Вознесенского, относится наличие, наряду с уникальными по масштабам

и минеральным парагенезисам редкометалльно-флюоритовых руд, связанных с гранитами, еще и догранитных стратиформных месторождений и проявлений полиметаллических и, возможно, флюоритовых руд гидротермально-осадочного генезиса [4].

Особенности минералогии и геохимии редкометалльных гранитов Вознесенского района, включений минералообразующих сред в кварце, главное, отсутствие расплавных включений, позволяют высказать предположение о необычном — реоморфическом происхождении этих пород, что, возможно, составляет специфику гранитоидных интрузий подобных структур. Представляется, что под воздействием глубинных щелочно-галогенидных флюидов происходил метасоматоз с переходом в разжиженное состояние гранитогнейсов и мигматитов нахимовской свиты раннепротерозойского возраста с последующим подъемом пластичных насыщенных флюидами масс и их затвердевание в гипабиссальной области. Согласно предположению И. Н. Говорова [3], зарождение подобных флюидометасоматических очагов происходило на глубине 10—15 км, а затем образовавшиеся пластичные гранитные массы поднимались до глубины 2—3,5 км от палеоповерхности, раздвигая и частично ассимилируя вмещающие породы вдоль тектонических нарушений. При этом подъем и кристаллизация этих своеобразных интрузий — диапиров происходили длительное время, что наряду с ассимиляцией разновозрастных пород обусловило широкий диапазон радиологического возраста гранитов. Длительное поступление глубинных флюидов меняющегося состава в условиях высокого термоградиента обеспечило зональное аутометасоматическое изменение гранитов в апикальных частях массивов, последовательную смену и в пространстве, и во времени зон альбитизации и грейзенизации, а затем и образование редкометалльно-слюдисто-флюоритовых руд во вмещающих карбонатных породах.

По данным термобарогеохимии, нижний температурный предел кристаллизации вознесенских гранитов определяется по максимальной температуре формирования скарнов, составляющей 600 °С. Верхний температурный предел, в связи с отсутствием в кварце гранитов расплавных включений, определить не удалось. Косвенным показателем сравнительно низких температур процесса являются мало проявленные термоконтактные изменения вмещающих пород вблизи гранитных массивов.

Иные условия формирования редкометалльных гранитов Восточно-Сихотэ-Алинской области. Здесь гранитные штоки закристаллизованы в нижнемеловых терригенно-осадочных отложениях мощностью 12—15 км, в основании которых залегают позднеюрско-берриасовые эффузивно-кремнистые породы окраинно-морского происхождения. За счет переработки этих пород под влиянием глубинных флюидов и базальтовых расплавов, поступавших по тектоническим нарушениям, сопряженным с Главным Сихотэ-Алинским разломом, и возникали первичные очаги гранитоидной магмы повышенной основности. Эта модель происхождения гранитоидных магм и связанной с ними вольфрам-оловянно-сульфидной минерализации была впервые разработана Ф. К. Шипулиным [17] на примере месторождений Сихотэ-Алиня. Температуры в глубинных очагах были значительно выше, чем в пределах Вознесенского блока, что обеспечивало образование типичных гранитных расплавов, поднимавшихся затем по зонам тектонических нарушений в более высокие горизонты осадочных толщ. Весь рудно-магматический процесс, включающий возникновение глубинных очагов расплавов, их подъем в верхние части стратиграфического разреза, кристаллизацию гранитов и образование руд, протекал в значительно более короткий отрезок времени, чем в Вознесенском районе; альбитизация гранитов, зональная смена альбитизированных пород грейзенизированными проявлены менее отчетливо.

Широко известны различия рудной минерализации, связанной с редкометалльными гранитами Вознесенской и Тигриной структур. Одним из факторов, определяющим эти различия, являются особенности состава глубинных магматических флюидов и его изменений во времени. Дейст-

Состав флюидных включений в кварце литий-фтористых гранитов и сопровождающих их рудных образований

Места отбора, характеристика образцов	Температура эвтектики, °C	Состав флюида	Примечание
Тигриное, верхний шток, гранит-порфир	-78	$\text{LiCl} + \text{CaF}_2 + \text{KF} + \text{H}_2\text{O}$	
	-52	$\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	
	-42	?	
	-38	$\text{MgCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
	-21	$\text{KF} + \text{H}_2\text{O}$	
	-11	$\text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
	-58 ÷ -64	$\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ или N_2	
Тигриное, кварц из жилы с топазом и вкрапленниками сульфидов с вольфрамитом	-55	$\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	Включения содержат твердые фазы — турмалин?
Тигриное, кварц из рудных прожилков	-52	$\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	
	-11	$\text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
	-51	$\text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
Вознесенское, протолитионитовый гранит	-38	$\text{MgCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
	-22	$\text{NaCl} + \text{NaHCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	
	-21	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	
	-56,6	CO_2	
	-51	$\text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
Вознесенское, протолитионитовый гранит, сильно альбитизированный	-21	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	Включения, вероятно, вторичные, связанные с альбитизацией
	-11	$\text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	
	-56,6	CO_2	

вительно, судя по включениям в кварце, при формировании гранитов Вознесенской структуры в флюидной составляющей системы преобладали хлориды щелочных и щелочно-земельных металлов (табл. 2), при альбитизации гранитов — хлориды щелочных металлов, а при последующих процессах рудообразования, как следует из особенностей минерализации, представленной уникальными по масштабам месторождениями флюоритовых руд, флюиды имели существенно фторидный характер. Иной состав флюидов свойствен процессам магмо- и рудообразования в пределах Тигриной структуры. Флюидная часть гранитного расплава здесь содержала не только хлориды, но, хотя и в меньшей степени, фториды щелочных металлов. Но уже во включениях в кварце из кварц-топазовых прожилков обнаруживаются только хлориды щелочных и щелочно-земельных металлов, а в более поздних рудных прожилках включения в кварце содержат преимущественно хлориды щелочно-земельных металлов (см. табл. 2). Таким образом, для Вознесенской структуры характерны мощные потоки фторидных глубинных растворов в конце процесса формирования рудно-магматической системы, а для Тигриной структуры фторидные флюиды удалось обнаружить в заметных количествах только во флюидной части гранитного расплава. Судя по участию в составе руд топаза и флюорита, фторидные флюиды поступали в небольших количествах на протяжении главных стадий процесса рудообразования.

Причина, обусловившая различия рудной минерализации в изученных структурах, заключается, очевидно, в различии механизмов формирования рудообразующих растворов того и другого типов редкометаллических гранитов. В случае Тигриного месторождения это кристаллизационная и эманационная дифференциация гранитной магмы с накоплением остаточных силикатно-хлоридно-фторидно-солевых расплавов, обогащенных оловом, вольфрамом, ниобием и другими редкими элементами.

В случае Вознесенских месторождений происходила метасоматическая переработка гранитогнейсового субстрата в глубинном фундаменте и подъем реоморфических интрузивов с образованием зональных метасоматических месторождений редкометалльных альбит-топазовых апогранитных и слюдисто-флюоритовых апокарбонатных грейзенов. Механизм формирования Тигриного месторождения соответствует модели магматического происхождения литий-фтористых гранитов, разработанной Л. В. Таусоном [16] и В. И. Коваленко с соавторами [7], а механизм формирования Вознесенских месторождений — метасоматической (апогранитной) модели, предложенной А. А. Беусом с соавторами [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов Д. В., Раткин В. В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геология рудных месторождений.— 1990.— № 5.— С. 46—58.
2. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты).— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
3. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья.— М.: Наука, 1976.
4. Гоневчук В. Г., Гоневчук Г. А. Литий-фтористые граниты как источник вещества редкометалльных (олововольфрамowych) месторождений Приморья // Рудные формации структур зоны перехода континент — океан /ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1988.— С. 39—40.
5. Жариков В. А. Условия скарнообразования по данным экспериментальных исследований // Эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1985.— С. 101—112.
6. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В. и др. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и южного Приморья, их рудоносность и происхождение.— М.: Наука, 1967.
7. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе литий-фтористых гранитов // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 190, № 2.— С. 446—449.
8. Левашов Г. Б., Рыбалко В. И., Изосов Л. А. и др. Геодинамические обстановки проявления доюрского магматизма на юге Сихотэ-Алиня/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.
9. Левашов Г. Б., Изосов Л. А., Зарубина Н. В. и др. Вольфрамовые пояса Сихотэ-Алиня/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.
10. Рейф Ф. Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации.— М.: Наука, 1990.
11. Родионов С. М., Шапснко В. В., Родионова Л. Н. Структуры локализации и генезис олововольфрамowych месторождений центрального Сихотэ-Алиня // Геология рудных месторождений.— 1984.— № 1.— С. 22—30.
12. Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Яшукин О. И. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР.— М.: Наука, 1982.
13. Руб М. Г., Руб А. К., Акимов В. М. Редкометалльные граниты центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1986.— № 7.— С. 33—46.
14. Руб А. К., Руб М. Г., Заяц А. П. Редкометалльные элементы породообразующих минералов гранитов как индикатор их генезиса и рудоносности // Геология рудных месторождений.— 1990.— № 5.— С. 96—100.
15. Рязанцева М. Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродековских гранитоидов южной части Ханкайского массива // Изверженные породы востока Азии.— Владивосток, 1976.— С. 69—73.
16. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитов.— М.: Наука, 1977.
17. Шипулин Ф. К. О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой // Петрология и металлогения базитов.— М.: Наука, 1973.— С. 145—160.
18. Hine R., Williams D. et al. Contrast between I- and S-type granitoids of the Kosei-usko batholith // J. Geol. Soc. Aust.— 1978.— N 25.— P. 219—234.
19. Loiselle M. C., Wones D. R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. Am. Abstr.— 1979.— N 11.— P. 468.

Л. М. Олейник, Л. А. Изосов

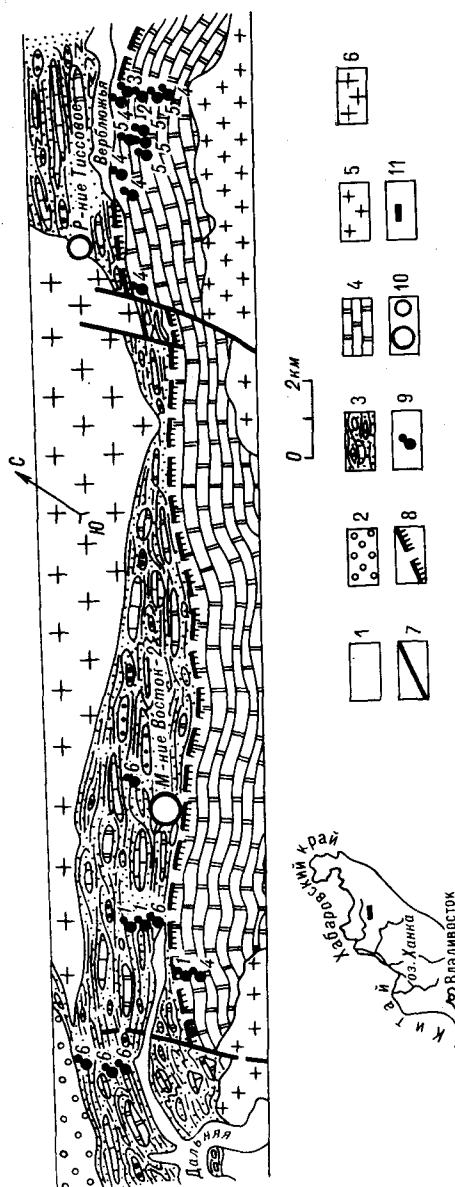
ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ТАТИБИНСКОЙ СВИТЫ

(рудное поле Восток-2)

Приводятся новые палеонтологические данные о возрасте рудоносной формации вольфрамово-рудного узла Восток-2 Приморья, подтверждающие правильность ее корреляции с верхнеюрско-нижнемеловой рудомещающей толщей Лермонтовского рудного узла. Делается вывод о том, что при региональном прогнозировании промышленных вольфрамовых месторождений в Приморье в первую очередь необходимо учитывать литолого-стратиграфический фактор контроля оруденения.

В пределах рудного узла Восток-2 (см. рисунок) промышленное вольфрамовое оруденение локализовано в татибинской свите, которая представляет собой вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенную формацию [1]. Она традиционно относилась к верхней перми [3], в основном по данным В. А. Никогосяна (1967 г.), обнаружившего в свите позднепермские окаменелости. В 1979 г. Л. А. Изосов [1] условно отнес татибинскую свиту к нижнему мелу (берриасу), исходя из следующего: 1) свита представляет собой типичную олистоформу, в которой палеозойская фауна заключена в обломках, как это имеет место в мезозойских разрезах Сихотэ-Алиня [2, 4]; 2) в кремнистых породах татибинской свиты А. И. Жамойда собрал и определил мезозойские радиоларии; 3) в среднем течении р. Верблюжья (Судынгоу) свита по простиранию сменяется близкими к ней по литологии фаунистически охарактеризованными берриасскими отложениями, по мнению В. А. Никогосяна, выступающими в виде тектонического клина.

Таким образом, вопрос о возрасте рассматриваемого стратона до сего времени, в известной мере, оставался открытым. Теперь поло-



Схематическая геологическая карта вольфрамово-рудного узла Восток-2.

1 — четвертичные отложения; 2 — ключевая свита (К.в): конгломераты и песчаники; 3 — рудоносная (татибинская) толща (J₃—K₁): олистоформные образования; 4 — многокременная толща (T₂—J₂): кремни, алевролиты, песчаники; 5, 6 — раннемеловые (5) и поздне-меловые (6) гранитоиды; 7 — разломы; 8 — надвиги предполагаемые; 9 — радиоларии (1 — позднеюрско-раннемеловые, 2 — среднетриасовые, 3 — раннесреднеюрские, 4 — среднеюрские, 5 — средислоднеюрские, 6 — позднеюрские); 10 — месторождение Восток-2 и рудопроявление Тисовое; 11 — местоположение участка на схеме.

жение изменилось, так как в рудном поле месторождения Восток-2 А. Я. Гааз собрал, а Л. М. Олейник определила радиолярии, позволяющие относить вмещающие их породы к верхней юре — нижнему мелу.

Вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная формация (1420—3505 м) сложена песчаниками (30,5 %), алевролитами (27,1), подводно-оползевыми накоплениями (17,4), кремнями (13,1), известняками (9,5), вулканитами основного и среднего состава (1,4) и сланцами (1,0 %). Подошва формации твердо не установлена, кровля определяется несогласным налеганием на ней валанжинского конгломерата.

Подстилающие образования представлены здесь, по мнению А. Я. Гааза (1970 г.), многокремнистой толщей или карбонатно-кремнисто-терригенной формацией, которая, вероятно, надвинута на татибинскую свиту [1]. В. А. Никогосян предполагал для этого стратона триасовый возраст. Судя по данным А. Я. Гааза, многокремнистая толща охватывает средний триас и какую-то часть верхней юры. В самом деле, в рудном поле месторождения Восток-2 он собрал в ней *Silicarmider* sp. indet. — средний триас, *Guexella nudata* (Kocher) — средняя — поздняя юра (здесь и далее — определения радиолярий — Л. М. Олейник). Кроме того, кремнистые породы с остатками среднетриасовых радиолярий, слагающие эту толщу, встречаются в виде глыб в олистостромовом горизонте татибинской свиты (см. ниже разрез по канаве № 365). Большая коллекция юрских радиолярий собрана А. Я. Гаазом примерно в 20 км от месторождения Восток-2 на правом берегу р. Верблюжья на рудопоявлении Тисовое, куда прослеживается многокремнистая толща: *Tricolocapsa plicarum* Matsuoka — ранняя — средняя юра; *Protunuma turbo* Matsuoka — средняя юра; *Tricolocapsa conexa* Matsuoka, *Tr. tetragona* Matsuoka, *Tr. plicarum* Yao, *Tr. naradaniensis* Matsuoka — средняя — поздняя юра; *Eucyrtidiellum* cf. *unumaensis* (Yao), *Obesacapsula demersa* Tikhomirova, *Giagiastidae* gen. indet., *Spongocapsulidae* gen. indet., *Stylocapsa hemicostata* Matsuoka, *Dictyomitrella kamoensis* Misutani, *Mirifusus mediodilatatus* Rüst и др. — поздняя юра.

Разрез татибинской свиты, составленный А. Я. Гаазом в 1970 г. в пределах рудного поля месторождения Восток-2, представляется в следующем виде (снизу):

Песчаниково-карбонатно-кремнистая пачка (первая):

1. Переслаивающиеся песчаники и алевролиты. Отдельные пласты имеют ритмичное строение (песчаник-песчанистый алевролит — алевролит); мощность ритма — 3—4 см. В основании — олистоstroma (1 м), обломки в которой представлены известняками, песчаниками, кремнями и конгломератами 390—435 м
2. Рудовмещающий (олистостромовый) горизонт. Известняки, туфолавы среднего состава, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые породы. Отложения будинированы, сильно рассланцованы и содержат большое количество экзотической кластики 103—135 м
3. Кремни с мелкими телами известняков и линзами песчаников 120—130 м

Кремнисто-песчаниковая пачка (вторая):

4. Песчаники с прослоями алевролитов. В основании — слой конседиментационных брекчий (1 м) 95—105 м
 5. Аргиллиты, кремнистые породы. В основании — слой аргиллитов с сингенетичными включениями песчаников (2—3 м) 90—100 м
 6. Песчаники с мало мощными прослоями алевролитов и кремнистых пород 130—140 м
 7. Кремнистые породы, алевролиты, аргиллиты, песчаники 130—140 м
 8. Чередующиеся песчаники, алевролиты и кремни 115—150 м
- В верхах пачки в алевролитах — *Willriedellidae* gen. indet., *Spongocapsulidae* gen. indet., *Giagiastriidae* gen. indet., *Stylocapsa* sp. indet., *Cryp-tamphorella* sp. indet.

Кремнисто-песчаниковая аргиллитовая пачка (третья):

9. Аргиллиты с прослоями (от 1,5 до 50—60 м) туфоалевролитов, туф-фитов, песчаников, алевролитов, известняков и гранитов (олистоstromо-вые образования) 365—415 м
10. Песчаники с прослоями алевролитов и туфов андезитов 65 м

11. Аргиллиты, кремнистые породы и песчаники; в аргиллитах часто наблюдаются будины песчаников и кремней 165—200 м
 В низах пачки в туфоалевролитах и туффитах — *Stylocapsa* sp. indet., *Hagiastridae* gen. indet., *Eucyrtis* sp. indet., *Williriedellum carpaticum* Dumitrica, *Tricolocapsa furiformis* Matsuoka, Tr. sp. indet., *Eucyrtidiellum* sp. indet., *Guexella nudata* (Kocher), *Unuma?*, *Protunuma?*
 В средней части пачки — в глыбах кремнистых пород — *Triassocampa* sp. indet.

Песчаниково-карбонатно-кремнистая пачка (четвертая):

12. Песчаники, аргиллиты с включениями песчаников и кремней, кремнистые породы 125—195 м
 13. Аргиллиты, кремнистые породы, песчаники, алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы 200—250 м
 14. Аргиллиты, метадиабазы, мраморы 210—230 м
 15. Песчаники и алевролиты 70 м
 16. Песчанистые алевролиты с прослоями, линзами и обломками кремнистых пород и песчаников 200—215 м

Песчаниково-карбонатная пачка (пятая):

17. Песчаники с прослоями и линзами алевролитов 55 м
 18. Мраморы крупнокристаллические, иногда полосчатые 60 м
 19. Алевролиты с маломощными прослоями, линзами кремнистых пород и телами (глыбами) известняков 125 м
 20. Песчаники с прослоями алевролитов 10 м

Песчаниково-карбонатно-аргиллитовая пачка (шестая):

21. Чередующиеся известняки и кремнистые породы; в основании — пласт туфов среднего состава (2 м) 65 м
 22. Кремнистые породы, алевролиты, аргиллиты 45 м
 23. Переслаивающиеся песчаники и алевролиты 65 м
 24. Кремнистые породы с редкими прослоями аргиллитов 55 м

Песчаниковая пачка (седьмая):

25. Песчаники 50 м

Всего: 3105—3505 м

По нашим подсчетам (Л. А. Изосов и др., 1979 г.), в данном разрезе татибинской свиты широко распространены подводно-оползневые образования (25,5 %), содержащие экзотические глыбы. Как правило, известняки и мраморы слагают здесь тектонические пластины, которые брекчированы и имеют неровные (с зазубринами) очертания.

Детали строения татибинской свиты можно проиллюстрировать ее разрезом, вскрытым канавой № 365 (по А. Я. Гаазу):

Вторая пачка:

1. Песчаники темно-серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые с прослоями черных алевролитов (0,1—1,5 м) с *Williriedellidae* gen. indet., *Spongocapsulidae* gen. indet., *Hagiastridae* gen. indet., *Stylocapsa* sp. indet., *Syrptomphorella* sp. indet. 30 м
 2. Яшмы светло-серые, по простиранию сменяющиеся алевролитами черными и темно-серыми 30 м
 3. Песчаники темно-серые средне-мелкозернистые полимиктовые с прослоями алевролитов (0,3—1 м) 30 м

Третья пачка:

4. Олигостромовый горизонт — алевролиты темно-серые, пепельно-серые песчаные с обломками песчаников, кремнистых пород и алевролитов; редкие прослой (1—3 м) гравелитов, песчаников и кремнистых пород 155 м
 5. Кремнистые породы темно-серые, светло-серые массивные с прослоями алевролитов (1—5 м) 50 м
 6. Олигостромовый горизонт — алевролиты темно-серые; черные песчаные с обломками и глыбами песчаников, алевролитов и кремнистых пород; в одной из глыб — *Triassocampa* sp. indet 55 м

Всего: 330 м

Итак, полученные данные подтверждают правильность корреляции татибинской и култухинской свит, вмещающих промышленные месторождения вольфрама Восток-2 и Лермонтовское, и в формационном, и в воз-

растном отношении [1]. Судя по результатам крупномасштабных геологических съемок и тематических исследований, проведенных в последние годы в Сихотэ-Алине [3], время формирования олистостромовой толщи, развитой там на обширных территориях, также охватывает позднюю юру — ранний мел (берриас).

Следует еще раз подчеркнуть, что рассматриваемая формация является вольфрамоносной [1], поэтому при региональном прогнозировании промышленных вольфрамовых месторождений в Приморье в первую очередь необходимо учитывать наиболее яркий — в данном случае литолого-стратиграфический — фактор контроля оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Изосов Л. А., Василенко Н. Г., Мельников Н. Г., Петрищевский А. М. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алия // Геотектоника.— 1988.— № 3.— С. 76—87.
2. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные покровы Сихотэ-Алия // Геотектоника.— 1980.— № 4.— С. 95—106.
3. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. I. Стратиграфия.— Владивосток, 1987.
4. Никитина А. П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине // Сов. геология.— 1968.— № 2.— С. 107—110.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
17 декабря 1991 г.

УДК 553.98.061.3 : 551.76/.77(571.62)

И. Д. Полякова, М. М. Колганова, Е. И. Соболева,
Т. А. Рязанова, Н. Е. Ушаков

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ

Третичные и меловые отложения, слагающие осадочные выполения впадины, характеризуются относительно низкими содержаниями органического вещества (ОВ). Смешанное сапропелево-гумусовое и гумусово-сапропелевое ОВ, значительно карбонизированное, изначально обладало слабыми нефтематеринскими свойствами, которые по мере усиления катагенеза в меловых толщах постепенно утрачивались. Состав битумоидов свидетельствует о существенных различиях генерационных процессов в третичных и меловых отложениях. В первых эти процессы только начали прогрессивно развиваться, во вторых они протекали с малой активностью и на грациях мезокатагенеза МК₃₋₄ стали затухать. Следов миграции углеводородов (УВ) из меловых толщ в третичные не обнаружено. В соответствии с полученными данными установлена вертикальная зональность нефтегазообразования. Комплекс геохимических показателей не позволяет дать положительный прогноз нефтегазоносности в третичных и меловых отложениях изученного Переяславского грабена Среднеамурской впадины.

Актуальной задачей для Дальнего Востока является создание собственной топливно-энергетической базы. В связи с этим приобретает важное значение геологическое освоение густо заселенных районов Приамурья, где распространены довольно крупные мезозойские и кайнозойские впадины. По аналогии с бассейнами Восточного Китая они могут оказаться нефтегазоносными.

В конце 80-х гг. на территории одной из впадин, Среднеамурской, ПГО Сахалингеология были поставлены специальные нефтегазопоисковые работы, включавшие сейсмопрофилирование методом МОВ ОГТ и бурение трех параметрических скважин в Переяславском грабене на

© И. Д. Полякова, М. М. Колганова, Е. И. Соболева, Т. А. Рязанова, Н. Е. Ушаков,
1993

Тип, содержания органического углерода ($C_{орг}$) и хлороформенного битумоида ($B_{хл}$),
в кайнозойских и

Возраст	Песчаники и алевролиты крупнозернистые				
	Тип ОВ	$C_{орг}$	$B_{хл}$	β	θ
N_1	СГ — ГС	$\frac{0,45(7)}{0,08-0,80}$	$\frac{0,0067(6)}{0,0036-0,014}$	$\frac{1,5(6)}{1,3-1,7}$	$\frac{2,5(4)}{0-4,0}$
		$\frac{0,33(23)}{0,06-0,78}$	$\frac{0,0042(19)}{0,0017-0,014}$	$\frac{1,3(14)}{0,5-6,3}$	$\frac{0,45(11)}{0-3,0}$
P_{1-3}	Г	$\frac{0,15(36)}{0,08-0,59}$	$\frac{0,004(36)}{0,0017-0,0164}$	$\frac{3,2(36)}{0,4-10,0}$	$\frac{0,4(15)}{0-13,6}$

Примечание. В числителе — средние содержания, в скобках — число анализов; в зна

Екатеринославской и Волочаевской площадях. Скважинами пройден разрез кайнозойских и меловых отложений, в самой глубокой Волочаевской скважине вскрыто 3,2 км разреза. С целью оценки перспектив нефтегазонасыщенности проведен комплекс разнообразных исследований, которые носят пионерный характер для Среднеамериканской впадины.

Данная работа отражает результаты геохимического изучения органического вещества (ОВ), позволившие идентифицировать нефтематеринские толщи, следы миграции углеводородов (УВ) и определить интенсивность и направленность нефтегазообразования в разрезе впадины.

Геохимические исследования ОВ, проведенные по разрезу трех пробуренных скважин, характеризуют все стратиграфические подразделения разреза. Применен широкий спектр химических, физических и угленетрографических методов. Выявлены концентрации, тип ОВ, геохимические фации его накопления и катагенетическая превращенность, остаточный генерационный потенциал $\Theta(УВ/C_{орг}, \%)$. Детально изучен состав концентратов нерастворимого ОВ, групповой и углеводородный состав битумоидов, индивидуальный состав алифатических и ароматических углеводородов, а также фракция смол. Определен изотопный состав углерода нерастворимого ОВ и битумоидов. Тонкие исследования индивидуального состава углеводородов и смол осуществлялись методами газожидкостной хроматографии, спектроскопии в ультрафиолетовой и инфракрасной областях и протонно-магнитного резонанса. По такой схеме ранее было описано ОВ третичных отложений Екатеринославской площади [2]. Здесь приводится наиболее полная геохимическая характеристика ОВ мезокайнозойского разреза осадочного выполнения Переяславского грабена.

ОВ кайнозойских и мезозойских отложений имеет относительно небольшие содержания: средние значения для органического углерода ($C_{орг}$) варьируют от 0,15 до 1,25 %, хлороформенного битумоида ($B_{хл}$) — от 0,004 до 0,025 %. По составу ОВ относится к сапропелево-гумусовому (СГ) и гумусово-сапропелевому (ГС) типам. Сапропелевый материал присутствует в повышенных количествах в глинистых разностях пород (табл. 1).

Горизонтально залегающие кайнозойские отложения (миоцен + палеоген) соответствуют окисно-сидеритовой, существенно сидеритовой, а иногда и пиритосидеритовой геохимическим фациям, свидетельствующим об изменениях условий в диагенезе от окислительных до восстановительных.

Содержания ОВ в глинистых породах на порядок превышают таковые в песчаниках, то же самое можно сказать и об остаточном генерационном потенциале.

На Екатеринославской площади в керне кайнозойского разреза зафиксированы три слоя глинистых отложений, в которых распространено ОВ смешанного, существенно сапропелевого состава с относительно вы-

битуминозность (β) ОВ (%) и остаточный генерационный потенциал Θ (% УВ/ $C_{орг}$) меловых отложений

Алевролиты мелко-зернистые глинистые, глины и аргиллиты				
Тип ОВ	$C_{орг}$	$B_{хл}$	β	Θ
ГС	$\frac{0,81(4)}{0,56-1,06}$	$\frac{0,0064(3)}{0,0045-0,01}$	$\frac{2,6(3)}{1,5-3,6}$	$\frac{9,8(4)}{3,5-25,0}$
ГС — С	$\frac{1,13(26)}{0,45-3,06}$	$\frac{0,025(26)}{0,006-0,151}$	$\frac{2,2(26)}{0,6-6,95}$	$\frac{7,4(26)}{0,5-49,0}$
ГС — СГ	$\frac{1,25(65)}{0,12-5,74}$	$\frac{0,016(65)}{0,001-0,1114}$	$\frac{1,4(65)}{0,64-3,6}$	$\frac{6,1(40)}{1,7-15,5}$

менателе — интервалы значений.

сокими содержаниями $C_{орг}$ (до 3 %) и $B_{хл}$ (до 0,15 %) при весьма значительном Θ (25—49 %). Очевидно, что глинистые отложения этих слоев обладают хорошими нефтематеринскими свойствами.

По результатам замеров отражательной способности витринита пре-вращенность ОВ пород кайнозойского возраста слабая, не выходящая за пределы протокатагенетической подстадии (ПК). В нерастворимом ОВ палеогеновых отложений ей соответствуют средние содержания углерода — 72,1 %, водорода — 4,8, серы — 0,62 и кислорода — 18,6 %, показатель термической устойчивости составляет в среднем 0,47. Имеют место случаи, когда указанные показатели характеризуются иными величинами. Так, в отдельных образцах палеогеновых отложений скв. Екатеринославская-1 содержание углерода достигает 80 %, что, вероятно, связано с присутствием в незрелом окисленном ОВ еще не отделившихся асфальтоподобных продуктов.

Мезозойские отложения относятся к меловой системе. По причине отсутствия достоверных палеонтологических данных можно только предполагать, что значительная часть вскрытого разреза соответствует верхнему мелу. Меловые отложения, существенно дислоцированные, встречаются в разрезе трех изученных скважин. В скв. Екатеринославская-1 это — эффузивно-пирокластическая толща с прослоями алевролитов и аргиллитов, характеризующихся низкими содержаниями $C_{орг}$ (0,4 %), $B_{хл}$ (0,005 %) и практически нулевым Θ . В скважинах Екатеринославская-2 и Волочаевская-1 описан иной разрез, сложенный переслаивающимися песчаными и алевролитовыми, реже аргиллитовыми пачками, среди которых первые имеют наибольшие мощности. Накопление меловых осадков происходило в восстановительной среде, что подтверждается их принадлежностью к существенно сидеритовой, иногда пиритосидеритовой фациям.

ОВ в меловых отложениях имеет более гумусовый состав, чем в кайнозойских. Особенно это касается песчаников и крупнозернистых алевролитов, где преобладают гумусовый и сапропелево-гумусовый типы ОВ. Гумусово-сапропелевое ОВ распространено в основном в аргиллитовых пачках. Хотя по содержанию $C_{орг}$ и $B_{хл}$ эти породы мало отличаются от кайнозойского разреза (см. табл. 1), в них наблюдается снижение Θ с глубиной. Здесь не выделяются слои и, тем более, пачки, обладающие повышенными нефтегазопроизводящими способностями (Θ не превышает 15 %). При этом фиксируется некоторое возрастание β в песчаниках, что свидетельствует о развитии процессов генерации и эмиграции УВ в меловую эпоху. То же самое следует из степени преобразованности ОВ, которая соответствует градициям мезокатагенеза $МК_1$ — $МК_4$.

В нормальном осадочном разрезе меловых пород Волочаевской скважины нерастворимое ОВ на градиции $МК_1$ содержит в среднем 79,4 % углерода, 3,9 водорода, 14,9 кислорода, 23,8 % — потери летучих при

Средний групповой состав (в %) битумоидов и характеристика их метанонафтенной фракции

Возраст	Тип битумоида	Градация катагенеза	Групповой состав				Метанонафтенная фракция					
			УВ		смолилы	асфальтены	н-алканы			изопреноиды		изопреноиды н-алканы
			М-Н	Н-А			н-С _{max}	СДЦ	К _{нч} /4	i-C ₁₉	K _i	
N	СБ	ПК ₂	22,0	7,2	60,9	9,9	27	24,7	1,6	1,0	0,4	0,07
P	»	ПК ₂₋₃	25,2	11,7	57,1	6,0	29	25,2	1,7	1,1	0,7	0,08
K	»	МК ₁	13,0	11,7	42,7	32,6	17	22,6	1,1	1,0	0,4	0,10
		МК ₂	9,4	11,7	50,3	27,2	21	23,9	1,1	1,4	0,5	0,09
СмБ	»	МК ₁	21,5	15,2	50,2	13,1	17	20,9	1,1	0,9	0,3	0,17
		МК ₂	15,8	14,4	57,4	12,4	22	23,6	1,0	0,9	0,4	0,08
»	»	МК ₃	27,4		55,4	17,2	—	—	—	—	—	—
		ОСБ	МК ₁	6,4	10,6	35,5	46,3	19	22,2	1,1	1,6	0,4
»	»	МК ₃	7,6	11,4	41,6	39,5	19	22,9	1,1	1,9	0,3	0,08
		»	МК ₃₋₄	6,4	10,3	46,0	37,3	19	23,4	1,0	1,3	0,4

Примечание. СБ — сингенетичный битумоид, СмБ — смешанный битумоид, ОСБ — остаточный сингенетичный битумоид, М-Н — метанонафтенновые, Н-А — нафтоароматические, СДЦ — средняя длина цепи, $K_i = \frac{i-C_{19} + i-C_{20}}{n-C_{17} + n-C_{18}}$ (изопреноидный коэффициент).

показателе термической устойчивости 0,58. С ростом катагенеза усиливаются карбонизация и дегидрогенизация нерастворимого ОВ.

Более интенсивные превращения нерастворимого ОВ зафиксированы в меловых отложениях Екатеринославской площади. Здесь содержания углерода в ОВ составляют 81—88 %, кислорода — 10, потери летучих — 14,8 %, показатель термической устойчивости — 0,74. Такие характеристики нерастворимого ОВ свидетельствуют о более высоком уровне его карбонизации, чем тот, который определен по замеру отражательной способности витринита и отвечает начальному мезокатагенезу. Только водород (3,4—4,3 при среднем 3,9 %) на градации МК₁ сохраняется в тех же количествах, что и на Волочаевской площади. Наблюдаемая карбонизация ОВ меловых пород Среднеамурской впадины превосходит таковую и в шкалах катагенеза для платформенных отложений Сибири [1, 3].

Специфика состава нерастворимого ОВ Среднеамурской впадины, ярко проявившаяся на Екатеринославской площади, вероятно, связана с условиями накопления отложений в бассейне, в который наряду с терригенным осадочным материалом часто в избытке поступали вулканогенные продукты. Захоронение ОВ происходило одновременно с его разрушением и окислением, что способствовало фюзенизации компонентов и увеличению карбонизации ОВ. Повышенные содержания углерода и пониженные водорода в нерастворимом ОВ смешанного СГ—ГС состава в первую очередь обусловлены условиями седиментации и диагенеза, в меньшей степени — катагенетическими изменениями. Такое вещество изначально обладало слабыми нефтематеринскими свойствами.

Детальное изучение битумоидов третичных и мезозойских отложений Среднеамурской впадины дает подробное представление о составе отдельных фракций и их изменениях в зависимости от катагенетических и миграционных факторов.

Третичные отложения отличаются от меловых по групповому составу битумоидов (табл. 2). В первых битумоиды характеризуются повышенным содержанием насыщенных УВ — 22—25 % против 9—13 % во вторых. Соответственно от 29—37 % до 21—24 % уменьшается общее количество УВ и от 2—3 до 0,8—1,1 отношение метанонафтенных к нафтоароматическим (М-Н/Н-А) в их составе. Большой контраст между третичными и меловыми битумоидами наблюдается по распреде-

лению в них смолисто-асфальтовых компонентов. Хотя суммарно гетеросодержащих фракций в битумоидах мела значительно больше (79—82 %), их накопление происходит лишь за счет асфальтенов, которые в вышележащих малообразованных отложениях еще не сформировались. Концентрация смол, доминирующих в неогеновых битумоидах (61 %), вниз по разрезу уменьшается до 36 %.

Следовательно, судя по групповому составу, битумоиды кайнозойских отложений Среднеамериканской впадины образованы от незрелого ОВ, а меловые во многих случаях, особенно на повышенных грациях катагенеза, носят характер остаточных, потерявших ту или иную долю легких компонентов. Примесь перемещенного эпигенетического вещества фиксируется в части битумоидов, названных смешанными.

Метанонафтеновая фракция в битумоидах кайнозойских отложений составляет 22 % для миоцена и 25,2 % для палеогена. Содержание в ней нормальных алканов колеблется от 90 до 94 %. Среди них преобладают УВ с длинной цепью (пик на C_{27} — C_{29}). В ряде образцов отмечается бимодальное распределение со второй малой модой в области C_{17} — C_{18} . Коэффициент нечетности равен 1,4—1,6. Бимодальность, вероятно, отражает смешанный состав ОВ, а повышенный $K(nч/ч)$ — малую степень его зрелости. Изопrenoидные УВ составляют 7—10 % от фракции. В значительном количестве присутствуют изопrenoиды с длиной цепи больше фитана. Отношение пристана к фитану уменьшается от 1,0 в миоценовых до 0,5 в палеогеновых отложениях. В последних появляются стераны и гопаны, присутствующие в основном в так называемой «биологической» форме.

В мезозойских битумоидах метанонафтеновая фракция составляет лишь 9,4—13,0 %. Содержание n -алканов в них колеблется от 84 до 88 %. Распределение бимодальное, максимумы приходятся на C_{17} — C_{21} ; второй, высокомолекулярный, максимум — чаще всего на C_{29} . Вниз по разрезу, особенно в остаточных битумоидах с повышенным катагенезом, вторая мода становится менее выраженной. Коэффициент $K_{нч/ч}$ равен 1,0—1,1, немного уменьшаясь сверху вниз. УВ изопrenoидного строения содержатся в незначительных количествах, но спектр их широк — от C_{13} до C_{25} . Отношение пристан/фитан приближается к 1,5, несколько увеличиваясь в остаточных битумоидах. В битумоидах верхней части меловых отложений фиксируется максимальное содержание стеранов и гопанов — 4—5 %. Величина отношения S - к R -эпимерам возрастает под воздействием факторов катагенеза.

В нафтеноароматической фракции изучено распределение углерода в структурных группах и ароматических ядрах (табл. 3). В битумоидах третичных отложений углерод ароматических и нафтеновых структур представлен в близких количествах (28,4 и 27,6 %), а его наибольшая концентрация связана с метановыми ответвлениями. Среди ароматических соединений значительную часть образуют бензольные (11,9 %). Суммарное количество конденсированных ароматических структур, содержащих от 2 до 4 колец, меняется незначительно (15—16 %). При этом двухкольчатые нафталины доминируют, их концентрация примерно в два раза превышает концентрацию фенантреновых, а сумма нафталиновых и фенантреновых в 13—14 раз превышает количество четырехкольчатых ядер.

В меловых битумоидах содержание углерода составляет на фракцию 36—42 % в ароматических кольцах, до 31,8 в нафтеновых и до 32,7 % в парафиновых ответвлениях, т. е. распределение более равномерное, с повышением общей ароматичности вниз по разрезу. Сумма конденсированных аренов возрастает до 34,5 %. Отношение нафталиновых ядер к фенантреновым близко к единице, а суммы нафталиновых и фенантреновых к более сложным равно 6—13. В остаточных битумоидах нижней части меловых отложений углерод между ароматическими, нафтеновыми и метановыми структурами распределен как 39 : 29 : 32, т. е. степень ароматичности фракции повышается. О том же свидетельствует суммарное

Распределение углерода во фракциях нафтоароматических углеводородов и смол

Возраст	Тип битумоида	Градация катагенеза	Нафтоароматическая фракция								Смолы			
			групповой состав, %				в ароматических ядрах, %				структурные группы, %			
			С _М	С _Н	С _{Ар}		нафталиновые	фенантроновые	хризеновые	пиреновые	(С+СН)Ар	СН ₂ +СН ₂	СН _М +СО	фталаты
С _{Ар} ^М	С _{Ар} ^П													
Н	СБ	ПК ₂	—	—	—	—	9,7	4,2	0,9	0,2	20,6	42,5	13,9	5,7
Р	«	ПК ₂₋₃	44,0	27,6	11,9	16,5	8,9	5,1	1,3	0,4	22,1	42,1	14,0	5,1
К	«	МК ₁	30,8	27,1	22,9	19,0	11,8	16,6	1,8	3,2	47,5	29,0	4,7	6,1
	«	МК ₂	32,7	31,8	22,1	13,4	16,6	14,4	1,4	0,9	52,5	20,5	9,6	2,3
	СМБ	МК ₁	35,8	24,1	23,1	16,9	10,7	14,2	1,8	2,3	36,9	30,9	7,9	7,1
	«	МК ₂	—	—	—	—	8,9	1,9	1,1	0,1	22,9	26,3	28,5	3,0
	ОСБ	МК ₁	30,0	26,8	24,7	18,4	11,8	18,8	2,5	3,5	47,5	27,3	5,4	5,3
	»	МК ₃	37,4	25,9	14,3	22,5	15,3	23,0	3,3	4,0	50,9	19,3	10,8	0,2
	»	МК ₃₋₄	27,6	28,0	5,5	39,1	12,2	20,4	4,5	5,1	40,7	25,3	11,7	1,7

Пр и м е ч а н и е. С_М — углерод метановых структур, С_Н — углерод нафеновых, С_{Ар} —

углерод ароматических, С_{Ар}^М — углерод моноароматических структур, С_{Ар}^П — углерод полиароматических структур.

количество полициклических ароматических структур, а также низкое отношение нафталинов к фенантренам (около 0,5) и суммы нафталинов и фенантронов к хризенам и пиренам (3—4). По мере нарастания катагенеза уменьшается доля моноароматических (бензольных) УВ, повышается количество полиаренов и сложных гибридных структур, содержащих ароматические и нафеновые кольца, цепочки заместителей укорачиваются.

Для характеристики битумоидов показательным является состав фракции смол, изученный методом инфракрасной спектроскопии. В третичных отложениях смолы отличаются большим преимуществом метиленовых групп (СН₂) над метильными (СН₃), что указывает на преобладание длинных малоразветвленных алифатических цепей воскоподобных веществ. Ароматический углерод составляет лишь третью часть от общего. Кислородсодержащие группы содержатся в количестве 15 % и представлены в основном сложноэфирными карбонилами. Зафиксировано небольшое количество фталатов.

Смолы мезозойских битумоидов характеризуются более высокой ароматичностью — до 57 %, степень замещенности «ароматического» углерода примерно 50 %. В битумоидах, относящихся к смешанному типу, алифатичность и, соответственно, концентрация метильных групп существенно увеличивается. В смолах катагенетически преобразованных остаточных битумоидов нижней части разреза резко повышается доля ароматических структур и кислородсодержащих карбонильных групп. Укорачиваются метильные цепи заместителей, снижается концентрация фталатов.

Смолы мезозойских битумоидов характеризуются более высокой ароматичностью — до 57 %, степень замещенности «ароматического» углерода примерно 50 %. В битумоидах, относящихся к смешанному типу, алифатичность и, соответственно, концентрация метильных групп существенно увеличивается. В смолах катагенетически преобразованных остаточных битумоидов нижней части разреза резко повышается доля ароматических структур и кислородсодержащих карбонильных групп. Укорачиваются метильные цепи заместителей, снижается концентрация фталатов.

Данные об изотопном составе углерода в дебитуминизированной породе ($\delta^{13}\text{C} - 24,2 \div 27,8 \text{‰}$) и битумоидах ($\delta^{13}\text{C} - 26,7 \div 30,3 \text{‰}$) свиде-

тельствуют о смешанном составе ОБ как кайнозойских, так и меловых отложений, но примесь сапропелевого материала в первых несколько больше. Этому соответствует и облегчение в них изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ в третичных битумоидах — $29,3 \div 30,3\%$, в меловых — $27,5\%$).

Полученные результаты геохимического изучения ОБ использовались для выявления зональности нефтегазообразования и оценки перспектив нефтегазоносности Среднеамурской впадины.

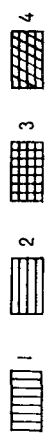
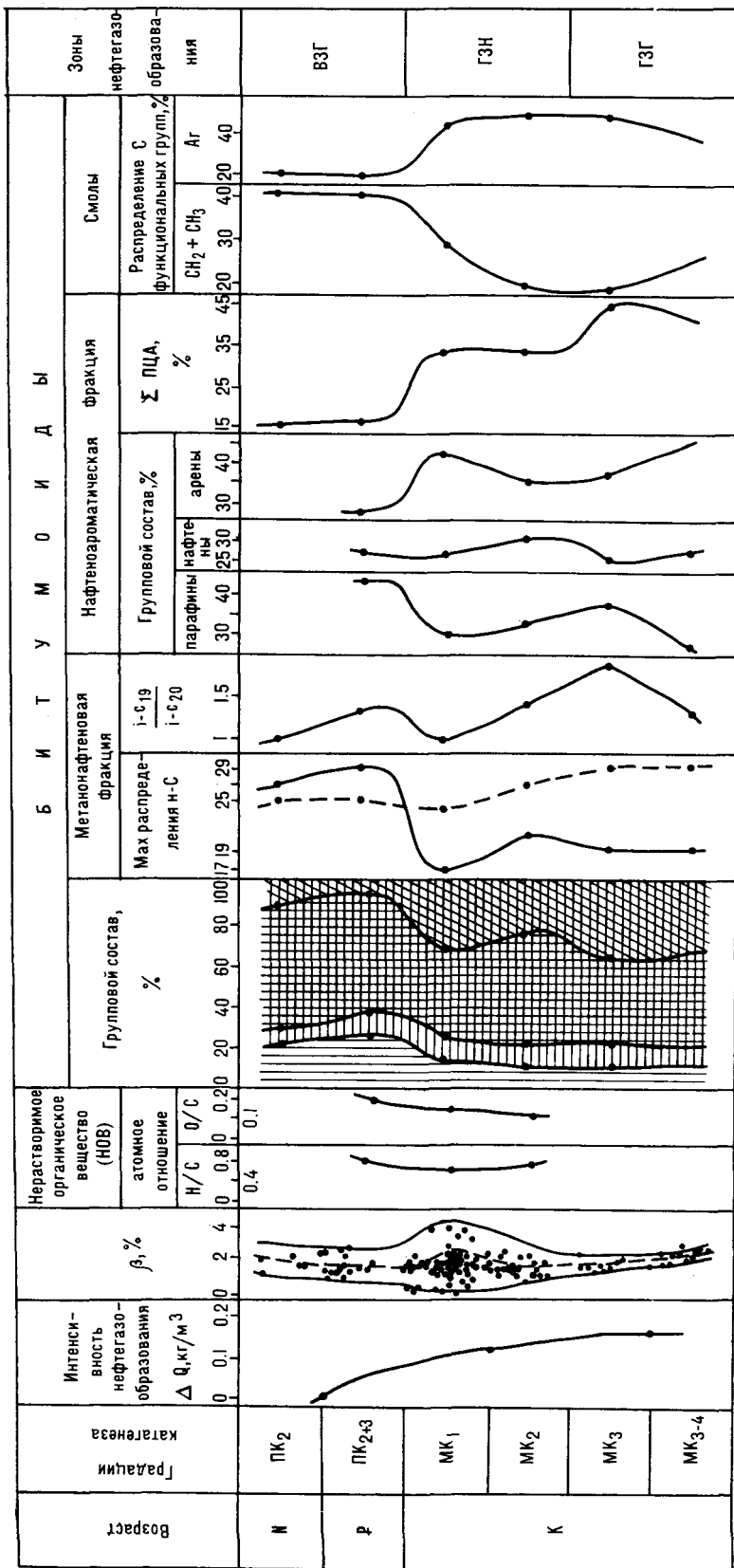
Стадийность, или глубинная зональность, нефтегазообразования обоснована материалами многих бассейнов мира. Согласно сложившимся представлениям [4], генерация жидких и газообразных УВ в стратифер происходит неравномерно, создавая три крупных термokatалитических максимума, соответствующих верхней зоне газообразования (ВЗГ), главной зоне нефтеобразования (ГЗН) и глубинной зоне газообразования (ГЗГ). Границы зон нефтегазообразования варьируют по глубинам в зависимости от типа и конкретных особенностей каждого бассейна.

Для выделения зон нефтегазообразования в Среднеамурской впадине был проанализирован комплекс геохимических показателей. Среди них были выбраны наиболее информативные, характеризующие состав и закономерности превращения нерастворимой и битуминозной частей ОБ (см. рисунок). Для каждой градации прото- и мезокатагенеза (ПК—МК₄) методом пиролиза рассчитан прирост плотности УВ, продуцированных ОБ одного кубометра алевроитоглинистой породы (ΔQ УВ). Этот показатель нефтематеринских отложений использован для оценки интенсивности суммарной генерации жидких и газообразных УВ.

В третичных отложениях, находящихся на стадии протокатагенеза, гумусово-сапропелевое ОБ, обладая в отдельных маломощных горизонтах повышенным нефтематеринским потенциалом, мало реализовало свои генерационные возможности. Об этом свидетельствуют исключительно низкие значения ΔQ УВ ($0,02 \text{ кг/м}^3$) и β ($1,5\%$). Однако зафиксированные изменения в составе и структуре незрелого ОБ дают основание считать, что в нем начались прогрессивные изменения. По атомным отношениям водорода и кислорода к углероду видно, что при слабой карбонизации нерастворимого ОБ имеют место заметные потери кислородсодержащих (карбоксильных) групп. В битумоидах гетеросоединения полностью еще не сформировались. Во всех фракциях, несмотря на существенно сапропелевый состав ОБ, преобладают длинноцепочечные малоразветвленные структуры. Обнаружены биогопаны Г_{29} и Г_{30} . Среди ароматических УВ преобладают одно- и двухкольчатые. В смолах встречены воскоподобные вещества. Такой состав ОБ подтверждает низкую степень его преобразованности (ПК₁), при которой содержание ОБ третичные отложения вступили в начальную фазу нефтидогенеза, рождающую в основном метан легкого изотопного состава. Этой фазе соответствует ВЗГ.

В меловых отложениях сапропелево-гумусовое ОБ на этапе начального мезокатагенеза (МК₁, МК₂) характеризуется значительной карбонизацией ($80\text{—}84\%$), которую следует рассматривать как показатель исходно слабых генерационных возможностей отложений. Тем не менее, на этих градациях отмечается относительное увеличение интенсивности нефтегазообразования, что очевидно из средних значений $\Delta Q_{\text{УВ}}$ ($0,11 \text{ кг/м}^3$), β ($2,5\%$) и состава битумоидов.

По сравнению с незрелым ОБ палеогеновых отложений в битумоидах меловых пород на фоне возросшей асфальтизации уменьшается роль метанонафтеновой и смолистой фракций. Изменения группового состава сопровождаются разукрупнением алифатических цепей и повышением конденсированности ароматических структур. Наряду с сингенетичными встречаются смешанные формы битумоидов с аллохтонной примесью. Все это говорит о созревании ОБ и миграции его углеводородных продуктов. На основании этих данных в разрезе меловых отложений ГЗН можно наметить условно на градациях МК₁ и МК₂, поскольку процессы



Вертикальная зональность нефтегазообразования в мезозойско-кайнозойских отложениях Среднеамериканской впадины. Составили И. Д. Полякова, Т. А. Рязанов.

Групповой состав битумона: 1 — метанонафтеновые углеводороды, 2 — нафтеноароматические углеводороды, 3 — смолы, 4 — асфальтены. Максимумы распределения нормальных алканов: I — главный, II — второстепенный.

генерации и эмиграции жидких УВ протекали вяло. Однако УВ в перекрывающие толщи кайнозоя не поступили. Имело место два разобщенных во времени процесса, ограниченных автономией мелового и кайнозойского комплексов, которые разделены длительным перерывом в осадконакоплении, составившим около 20 млн лет (маастрихт — палеоцен). Вероятно, существенная часть продуцированных меловой толщей УВ потеряна в атмосфере, остальная рассеялась в породах.

На стадии среднего мезокатагенеза (МК₃₋₄) в меловых породах отмечается дальнейшая карбонизация ОВ при практически сохраняющейся интенсивности суммарной генерации УВ ($\Delta Q_{УВ} = 0,15 \text{ кг/м}^3$). Среди битумоидов преобладают остаточные, в групповом составе которых по сравнению с битумоидами из отложений на начальной градации мезокатагенеза увеличивается количество асфальтенов. В метаноароматеновой фракции алифатические цепи укорачиваются, в нафтеноароматической и смолах увеличиваются количество и конденсированность ароматических ядер. В целом подобные изменения состава битумоидов при низком β (1,3 %) свидетельствуют о постепенном затухании процесса генерации жидких УВ. Сохраняющееся почти на прежнем уровне $\Delta Q_{УВ}$ следует рассматривать как факт вступления меловых пород на градации МК₃₋₄ в третью фазу нафтидогенеза, соответствующую ГЗГ.

О степени активности нефтегазообразования в Среднеамурской впадине можно судить, сравнивая ее с другими бассейнами, в которых нефтематеринские толщи содержат смешанное гумусово-сапропелевое и сапропелево-гумусовое ОВ. По составу битумоидов каждая из выделенных зон нефтегазообразования близка аналогичным зонам в бассейнах Сибири. Но по величине $\Delta Q_{УВ}$ и β Среднеамурская впадина отличается от этих бассейнов весьма значительно. Например, в Вилюйской синеклизе, по данным И. Д. Поляковой и др. [1], эти показатели, достигая своего максимума на МК₂, соответственно равны 3 кг/м³ и 7 %, тогда как в Среднеамурской впадине на той же градации мезокатагенеза они в среднем составляют только 0,11 кг/м³ и 2,5 %. Величины такого порядка для Вилюйской синеклизы соответствуют апокатагенезу, когда нефтегазопродуцирующие способности смешанного сапропелево-гумусового ОВ истощены. Это значит, что в Среднеамурской впадине процессы нефтегазообразования в меловую эпоху протекали в ослабленной форме, поскольку ОВ в основной массе изначально было окислено и обладало низким нефтематеринским потенциалом.

Таким образом, рассмотренные геохимические показатели не позволяют дать положительный прогноз нефтегазоносности в третичных и меловых отложениях Переяславского грабена Среднеамурской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полякова И. Д., Колганова М. М., Меленевский В. Н. и др. Опыт прогнозирования зональности нефтегазоаккумуляции в угленосных отложениях на больших глубинах // Геология и геофизика.— 1989.— № 4.— С. 47—56.
2. Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И. Геохимическая оценка нефтематеринского потенциала третичных отложений Екатеринбургской площади Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 5.— С. 112—115.
3. Сравнительный анализ преобразований терригенных пород и рассеянного в них органического вещества/Г. Н. Перозио, И. Д. Полякова, Л. И. Богородская, Е. И. Соболева // Седикахиты на разных этапах литогенеза.— М.: Наука, 1982.— С. 128—134.
4. Стадийность и глубинная зональность нефтегазообразования в бассейнах различных типов и их влияние на размещение нефти и газа/ А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский, А. Э. Конторович и др. // 27-й Международный геологический конгресс. Месторождения нефти и газа: Докл. Т. 13.— М., 1984.— С. 81—88.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ГАББРОИДОВ ОЛОМСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Включения флюидов и раскристаллизованных расплавов изучены в плагиоклазе и апатите габброидов Оломского габбро-сиенитового комплекса, ассоциирующего с анортозитами Джугджурского массива. Показано, что их кристаллизация происходила при температуре не менее 1210 °С, давление 2,4—3,2 кбар, в составе первых порций дегазирующего флюида преобладал метан. Эти данные отличаются от параметров формирования анортозитов (T до 1300 °С, $P = 4-5$ кбар, преобладание CO_2 во флюиде), что говорит о различиях в их генезисе. На основании этих данных с привлечением результатов термобарогеохимического исследования вмещающих массив ороговикованных гранулитов реконструирован $T-P$ режим развития региона в докембрии.

Оломский комплекс рудоносных габбро и габбро-сиенитов развит в верховьях рек Уян, Лимпу, Маймакан вблизи западной окраины Джугджурского анортозитового массива [9, 10]. Достаточно крупные тела они образуют в бассейнах рек Богидэ (Оломский массив), Сахарбак, Джани (Джанинский массив) и Маймакан (Маймаканский массив). Геология и петрология этих тел охарактеризована в [15].

Вопрос о самостоятельности комплекса постоянно дискутируется в литературе. Одни исследователи утверждают принадлежность оломских габброидов к нижним членам разреза Джугджурского анортозитового массива, другие рассматривают их как отдельную фазу при формировании древнеджугджурского габбро-анортозитового комплекса. Эта дискуссия, в известной мере, стимулирована тем, что к габбро-сиенитовой ассоциации приурочены крупные скопления апатит-титаномагнетит-ильменитовой минерализации ранне- и позднематмического типов.

Оломские габброиды прорывают анортозиты и содержат их ксенолиты. На вмещающие архейские гранулиты они оказывают контактовое воздействие с образованием в зоне непосредственного контакта (1—1,5 м) кордиерит-шпинелевых массивных роговиков с осумилитом. Несколько дальше от контакта наблюдаются ретроградные преобразования гранат-гиперстеновых гнейсов и чарнокитов, выражающиеся в перекристаллизации пород с широким развитием коронарных структур вокруг граната.

Из особенностей минералогии оливиновых габброидов и габбро-сиенитов [11] отметим повышенное содержание калия и кальция в мезопертитах, присутствие ферроавгита, феррогендербгита, фаялита, повышенное содержание TiO_2 (15,6—21,24%), V_2O_5 (до 0,84%) в титаномагнетите, высокую окисленность (4,22—8,7% Fe_2O_3) ильменита. Интервал железистости клинопироксенов в габброидах шире (18—96%), чем в анортозитах (20—60%), что противоречит представлениям об образовании их за счет остаточных расплавов, формировавшихся на поздних стадиях кристаллизации анортозитов.

Параметры начала кристаллизации габбро и габбро-сиенитов А. М. Ленников [11] оценил в 950—1050 °С и 5 кбар. Считая, что эти температуры очень близки к температуре гранулитового метаморфизма вмещающих пород (900—950 °С), О. А. Авченко [1] связал контактовые ретроградные изменения гнейсов с повышением активности CO_2 во флюиде в связи с дегазацией габбро-сиенитов при остывании. Первые результаты гомогенизации стекловатых двухфазных (стекло + углекислота) включений в апатитах из габбро показали температуру 1090—1190 °С [7].

Опираясь на результаты собственных исследований, мы придерживаемся мнения об относительной генетической независимости оломских габброидов от процессов становления джугджурских анортозитов. В настоящей статье предпринята попытка методами термобарогеохимии

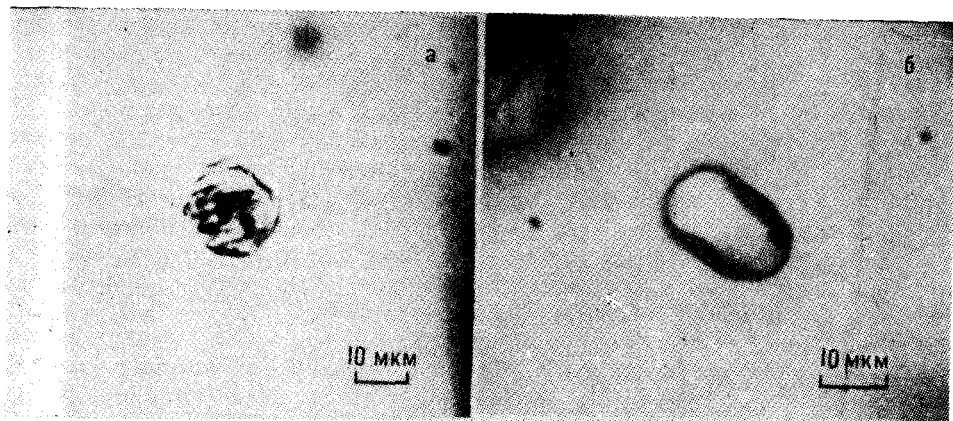


Рис. 1. Включения раскристаллизованных расплавов в апатите обр. 90—74:
а — при комнатной температуре; б — при 1200 °С.

подтвердить и детализировать это положение, определить место и роль габброидов в образовании и эволюции древнеджугджурского габбро-анортозитового комплекса.

Термобарогеохимия. Термо- и криметрическим исследованиям подверглись образцы оломских габбро-анортозитов (17-74, 76б, в-74, 90-74) с апатитом и титаномagnetитом, прорывающих их гиперстеновых гранитов (чарнокитов) (17а-74) и жил апатит-титаномagnetитовых пегматоидных руд (Г-74), а также вмещающих ороговикованных гранулитов (52, 52в-74)*.

В габбро-анортозитах изучались плагиоклаз и апатит. В плагиоклазе обнаружены лишь твердофазные включения, оптически и морфологически полностью идентичные описанным нами ранее в плагиоклазах джугджурских анортозитов [3]. Их гомогенизация в жидкую фазу происходит при 1180—1200 °С. Акцессорный апатит в этих породах образует идиоморфные призматические кристаллы и, по всем признакам, кристаллизовался на ранних этапах магматического процесса. В нем обнаружены включения раскристаллизованных расплавов, низкокипящих жидкостей и водно-солевых растворов.

Включения раскристаллизованных расплавов (рис. 1) обычно имеют изометричную форму с видимым поперечником до 30 мкм и дендритовидную внутреннюю структуру. Среди них различаются первичные, беспорядочно расположенные в теле кристалла, и вторичные, трассирующие залеченные трещины. В отличие от твердофазных включений в плагиоклазе, нагревание включений раскристаллизованных расплавов в апатите приводит к фазовым изменениям, включающим появление расплава, растворение твердых фаз, обособление и растворение газового пузырька. Такая «классическая» схема гомогенизации включений показывает, что они, вероятнее всего, образовались путем захвата капелек материнского расплава и несут информацию о ранних этапах кристаллизации габброидов. Полная гомогенизация расплавных включений происходит при 1200—1210 °С (первичные) и 1140—1160 °С (вторичные).

Флюидные включения в апатите габбро-анортозитов содержат сжиженный метан ($T_{пл} = -185$ °С). По морфологическим признакам среди них выделяются первичные, образовавшиеся при кристаллизации апатита, и вторичные, трассирующие залеченные трещины в уже сформированных кристаллах. Их гомогенизация в жидкость происходит в интервале температур от -106 до -61 °С (рис. 2, а). При этом во включениях,

* Образцы 76б, в-74, 52, 52в-74 — Оломский массив и его обрамление; обр. 17, 17а-74 — Джанинский массив; обр. 90-74 — безымянное тело габброидов в истоках р. Джана; обр. Г-74 — месторождение Гаюм.

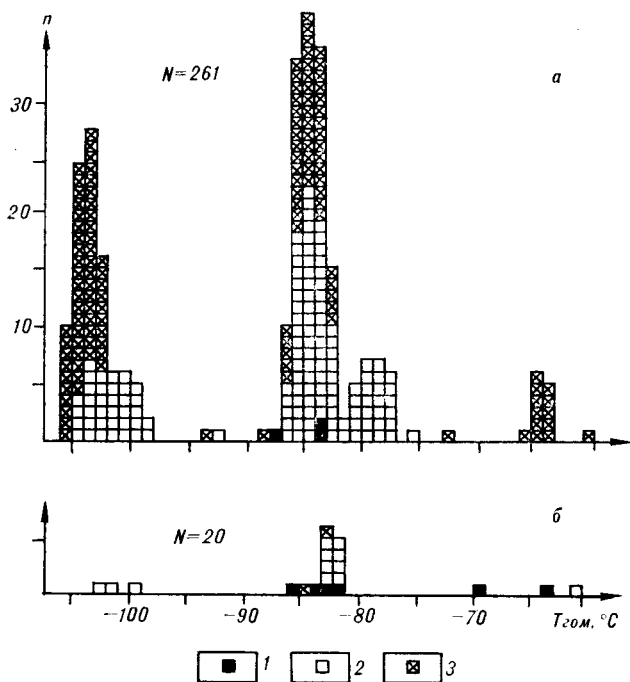


Рис. 2. Гистограмма $T_{\text{гом}}$ включений метана и метановых смесей в апатите габбро-анортозитов 17-74, 76б, в-74, 90-74 (а) и кварце гиперстенового гранита 17а-74 (б).

Генерации включений: 1 — первичные; 2 — ранние вторичные; 3 — поздние вторичные.

имеющих повышенные $T_{\text{гом}}$ (преимущественно более $-82,5^\circ\text{C}$), вымораживается кристаллик твердой CO_2 , который растворяется при повышении температуры до $-71,5 \div -70,5^\circ\text{C}$. В ряде случаев в метановых включениях наблюдалась критическая гомогенизация в интервале температур от -84 до -82°C с постепенным размытием границы газ — жидкость.

Из гистограммы рис. 2, а видно, что немногочисленные первичные включения тяготеют к более высокотемпературной части интервала $T_{\text{гом}}$, т. е. имеют меньшую плотность, чем большинство вторичных, образующих самые поздние генерации. Этот факт указывает на то, что кристаллизационная эволюция рассматриваемых габброидов проходила в условиях снижения температуры при незначительно меняющемся давлении. При формулировании этого вывода включения с высокой (выше $-82,5^\circ\text{C}$) $T_{\text{гом}}$ не учитывались, поскольку значительное содержание в них CO_2 не позволяет коррелировать их плотности с плотностями преимущественно метановых включений.

В небольшом количестве в апатите габбро-анортозитов встречены вторичные включения водно-солевых растворов с температурой плавления фазы льда от 0 до -32°C .

В первичных и вторичных включениях из кварца гиперстенового гранита (чарнокита) присутствуют метан и метаново-углекислотные смеси. Заморозить низкокипящую жидкость во включениях не удалось, и диагностика метана основывается на наблюдениях в них критических явлений при $T = -82,5^\circ\text{C}$ (критическая температура чистого метана). Нижний температурный предел гомогенизации метановых включений в жидкость составляет -103°C . Как и в апатите габбро-анортозитов, в кварце чарнокита присутствуют включения газообразного метана, в которых конденсация жидкости происходит при температурах ниже $-82,5^\circ\text{C}$. Во включениях метаново-углекислотных смесей температура растворения твердой фазы CO_2 колеблется около значения -71°C , а полная гомогенизация наступает при $-64 \div -69^\circ\text{C}$. Как видно из рис. 2, распределение $T_{\text{гом}}$ флюидных включений в кварце чарнокита и апатите габбро-анортозита сходно как по общему интервалу температур, так и по расположению пиков гистограмм. Включения раскристаллизованных расплавов в кварце чарнокита не обнаружены. Газово-жидкие включения

низкоконцентрированных водных растворов образуют наиболее поздние генерации вторичных, пересекают и перенаполняют сообщества метановых и метаново-углекислотных включений. Очень редко вода встречается в виде примеси (пленки) в метаносодержащих включениях.

В крупнокристаллическом апатите апатит-титаномagnetитового пегматита присутствуют первичные и вторичные однофазовые включения. Как показали криометрические исследования, небольшое их количество содержит водный раствор с температурой плавления фазы льда -23°C , большинство же содержит низкоплотные газы, не конденсирующиеся до -190°C . Морфологических различий между водными однофазовыми и газовыми нет. Более того, водные достаточно легко превращаются в газовые после нескольких глубоких замораживаний (криогенная декрепитация). Чтобы исключить возможность термической декрепитации при изготовлении препаратов, часть из них была приготовлена «холодным» методом с применением эпоксидного клея. Различий в количественных соотношениях газовых и жидких включений в «холодных» и приготовленных обычным способом образцах не обнаружено. Все сказанное позволяет нам предположить, что первоначально большинство включений в апатите были водными однофазовыми, а газовые возникли в результате их декрепитации, скорее всего, при неоднократном замораживании в зимнее время.

Возникновение водных однофазовых включений в апатите довольно высокотемпературных (около 900°C по [16]) пегматитов проблематично. Захват их из кристаллизационной среды во время роста минерала исключен, так как этому противоречат данные об их фазовом состоянии и проблематичность существования свободного водосодержащего флюида при таких высоких температурах в равновесии с минералами пегматита. Логичнее предположить их возникновение при охлаждении уже сформированного кристалла за счет воды, первоначально содержащейся в его структуре и дефектах [14]. Как установлено нами ранее [3], такие включения характерны и для апатита пегматоидов, связанных с апортитами Джугджурского плутона.

Предложенный механизм образования и преобразования водосодержащих включений не исключает и другого варианта их генезиса. На заключительных низкотемпературных этапах кристаллизации габброидов и пегматитов, по-видимому, проходила их дегазация с выделением богатого водой флюида. Под его воздействием проходила гидратация (хлоритизация) пироксенов в пегматитах и перекристаллизация апатита. В этом случае в последнем могли формироваться сообщества нормальных газово-жидких включений.

Включений метана, метаново-углекислотных смесей и включений раскристаллизованных расплавов в апатите пегматитов не обнаружено. Возможно, это свидетельствует о их поздней перекристаллизации при участии богатого водой флюида.

Внедрение оломских габброидов сопровождалось высокотемпературной переработкой вмещающих толщ гранулитов. В зоне непосредственного контакта они претерпели полное минеральное и структурное перерождение, превратившись в тонкозернистую сливную массу. Минеральные ассоциации этих пород, включающие гиперстен, кордиерит, шпинель, осумилит, говорят об условиях высоких температур и незначительных давлений. При удалении от контакта степень ороговикования уменьшается, гранат-силлиманитовый парагенезис гранулитов в той или иной степени замещается ассоциациями с гиперстеном, кордиеритом и плагиоклазом.

Образцы 52-74 и 52в-74, взятые для изучения включений на расстоянии 0,5 км от контакта, представляют собой ороговикованные гранулиты, в составе которых преобладают гиперстен, кордиерит, плагиоклаз, кварц, магнетит, биотит. Из реликтовых минералов гранулитов редко встречается гранат, вокруг которого развиваются гиперстен-кордиеритовые и шпинель-

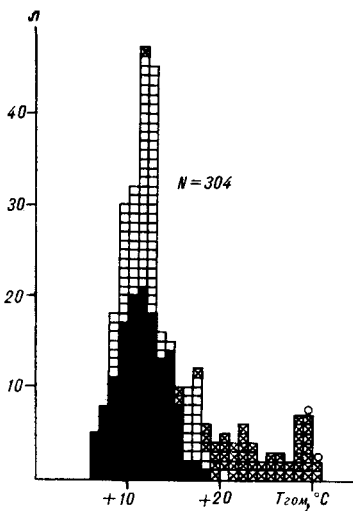


Рис. 3. Гистограмма $T_{\text{гом}}$ углекислотных включений в кварце ороговикованных гранули-
тов 52, 52в-74.

Усл. обозн. см. на рис. 2, кружками обозначены замеры по разгерметизированным включениям.

нель-кордиеритовые симплектиты. Кварц, вероятно, нацело перекристаллизован, крупные зерна плагиоклаза серицитизированы.

Флюидные включения обнаружены лишь в кварце роговиков. По составу их можно разделить на три группы: углекислотные, водно-солевых растворов и низкокипящих жидкостей.

Среди углекислотных включений по морфологическим признакам выделялись первичные, ранние вторичные и поздние вторичные.

Первичные включения крупные (до 30 мкм), огранены в форме негативного кристалла кварца, единичны или образуют небольшие группы. Ориентировка осей негативного кристалла строго выдержана и соответствует кристаллографии минерала-хозяина. По морфологическим характеристикам к первичным приближаются ранние вторичные, хотя их огранка зачастую не так совершенна, их сообщества образуют цепочки или плоскости, сформировавшиеся на месте залеченных микротрещин. Поздние вторичные включения также траассируют микротрещины, обычно не огранены и не имеют закономерной ориентировки. Часто их сообщества располагаются внутри зон включений водно-солевых растворов.

Температура плавления углекислоты во включениях меняется в пределах $-57 \div -58^\circ\text{C}$, наиболее часто получаемое значение — $-57,5^\circ\text{C}$. Эти данные говорят об устойчивом химическом составе углекислотных включений, т. е. о небольшой, но неизменной доли примесей, понижающих $T_{\text{пл}}$ углекислоты. Как видно из гистограммы рис. 3, температурные интервалы гомогенизации первичных и ранних вторичных включений совпадают (от $+7$ до $+21^\circ\text{C}$), что говорит об их сингенетичности или, что более вероятно, о субизохорическом относительно CO_2 $T-P$ -тенде регрессивной эволюции изученных пород во время формирования этих включений. Основная масса поздних вторичных включений CO_2 гомогенизируется при $+18 \div +31^\circ\text{C}$, т. е. они значительно менее плотные, чем первичные и ранние вторичные.

Некоторые углекислотные включения несут признаки частичной разгерметизации поздними микротрещинами. При этом их состав остается неизменным, а плотность понижается ($T_{\text{гом}} = +29 \div +30,5^\circ\text{C}$).

Газово-жидкие включения водно-солевых растворов, по морфологии вторичные, в изученном материале преобладают. Они образуют мощные зоны, пересекающие зерна кварца в разных направлениях. Достаточно крупные (до 50 мкм) размеры таких включений позволили выяснить, что температуры эвтектики наполняющих их растворов варьируют в пределах $-7 \div -11^\circ\text{C}$ и $-21 \div -25^\circ$, а полное плавление фазы льда происходит от 0 до $-13,5^\circ\text{C}$. Из этих данных можно заключить, что включения содержат водные растворы NaCl и KCl ($T_{\text{эвт}} \text{KCl} + \text{H}_2\text{O} = -10,6^\circ\text{C}$; $T_{\text{эвт}} \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} = -21,2^\circ\text{C}$; $T_{\text{эвт}} \text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O} = -23,5^\circ\text{C}$ (по [5]))

с концентрациями до 18 % NaCl экв. Углекислоты такие включения не содержат, что подтверждается отсутствием в них газогидратов CO_2 при низких температурах. Гомогенизация газовой-жидких включений происходит в жидкую фазу при 280 — 320 °С.

По морфологическим признакам поздние вторичные углекислотные и вторичные включения водных растворов генетически родственны, а в ряде случаев несомненна их сингенетичность. Так, в изученном материале нередки зоны, в которых водные и углекислотные включения расположены совместно. При этом углекислотные включения образуют в плоскости зоны группы в форме субизометричных пятен. Признаков разгерметизации и перенаполнения включений в области таких пятен не обнаружено, как не обнаружено и характерных нар расщурования. Все изложенное позволяет нам говорить о сингенетичности водных и углекислотных включений в таких зонах и, следовательно, об их образовании из первично гетерогенного флюида состава H_2O (+ соль) — CO_2 . В этом случае образование углекислотных «пятен» в зонах водно-солевых включений объясняется затягиванием в микротрещину капель богатого CO_2 флюида, взвешенных в водном растворе.

Включения низкокипящих жидкостей (газов) в изученном материале морфологически вторичны. Нередко их зоны при приближении к границам зерен переходят в незалеченные трещины. Взаимоотношения их с генерациями углекислотных и водных включений строго достоверно не установлены. Зафиксированы лишь случаи перенаполнения низкокипящими газами первичных и ранних вторичных углекислотных включений. Поэтому мы предполагаем, что включения низкокипящих газов формировались позже первичных и ранних вторичных углекислотных, но раньше поздних вторичных углекислотных и ассоциирующих с ними включений водных растворов.

Криометрические исследования показали, что конденсация низкокипящей жидкости в таких включениях происходит при температурах от —120 до —153 °С. В двух включениях при температурах —114 и —111,5 °С наблюдалась гомогенизация в жидкость, а в ходе замораживания выделялись кристаллики CO_2 , которые растворялись при —96,5 °С. В одном случае наблюдалась критическая гомогенизация при —115 °С (кристаллик CO_2 растворялся при —78,5 °С), а в другом — субкритическая в жидкость при —130 °С (CO_2 не вымораживалась). Таким образом, температуры газовой-жидких фазовых превращений в этих включениях лежат в области между критическими точками метана и азота, а в большинстве включений наблюдалось вымораживание CO_2 . Поэтому можно предположить, что наполнение таких включений состоит в основном из трех компонентов — CO_2 , CH_4 и N_2 . Количественный состав смесей неизвестен, поэтому расчеты их состояния произвести невозможно.

Таким образом, последовательность образования генераций флюидных включений в кварце ороговикованных гранулитов представляется нам в следующем виде:

1. Образование первичных и ранних вторичных включений сжиженной CO_2 .
2. Образование включений низкокипящих газов (жидкостей).
3. Образование поздних вторичных включений CO_2 совместно с включениями водно-солевых растворов.

Обсуждение результатов. Как было показано ранее [3], анортозиты Джугджурского плутона и ассоциирующие с ними нориты, габбро-нориты и анортозит-пегматиты имеют первично углекислотную специализацию флюида во включениях. Углекислота была первым флюидным компонентом, выделившимся из расплава в виде отдельной фазы во время кристаллизации плагноклаза. Выделение воды из остаточных расплавов началось гораздо позже, уже после раскристаллизации основного объема расплава. Приведенные в настоящей статье данные говорят о совершенно другой, преимущественно метановой флюидной специализации пород габбро-сиенитового комплекса.

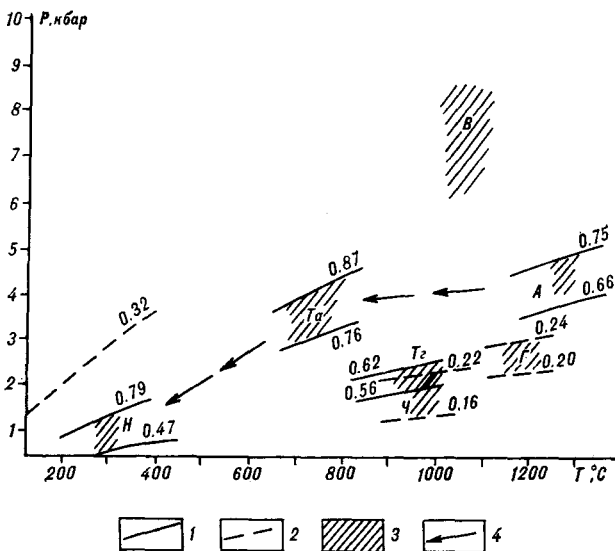


Рис. 4. Условия образования изученных пород, рассчитанные с помощью данных термобарогеохимии:

1, 2 — изоденсы CO_2 (1) и CH_4 (2) по [12, 17, 18] со значениями плотностей (г/см^3); 3 — $T-P$ области начала кристаллизации анортозитов (А), габброидов (Г), чарнокитов (Ч), а также области $T-P$ условия на вмещающие породы анортозитов (Т) и габброидов (T_G); 4 — $T-P$ тренд остывания анортозитов. В — область регионального гранулитового метаморфизма вмещающих пород по [1, 2].

Как показывают расчеты [19], содержание CH_4 и CO_2 во флюиде регламентируется в основном фугитивностью кислорода: метан характерен для пород со значительно более низкой $f\text{O}_2$, чем углекислота, причем устойчивость метана во флюиде с повышением давления снижается значительно быстрее, чем устойчивость углекислоты. Поэтому анортозитовая и габброидная магмы, вероятно, различались как по флюидному режиму ($f\text{O}_2$), так и по глубине генерации (и кристаллизации?). Давление кристаллизации анортозитов, рассчитанное по углекислотным включениям, составляет 4—5 кбар при 1300 °С. Для расчета давления кристаллизации габбро-сиенитового комплекса мы использовали первичные метановые включения в акцессорном апатите из этих пород. Высокий идиоморфизм кристаллов апатита и наличие в них первичных включений раскристаллизованных расплавов с $T_{\text{гом}} = 1210$ °С свидетельствуют об образовании этого минерала на ранних стадиях кристаллизации габброидов. Сингенетичность (или субсингенетичность) метановых и расплавных включений следует из первичного характера тех и других, предполагающего, с учетом незначительных размеров кристаллов апатита (не более 1 мм), близодновременность их захвата. В соответствии с [6, 12] и рис. 2, б при 1210 °С в первичных метановых включениях из апатита развиваются давления от 2,4 до 3,2 кбар (рис. 4). Остывание массивов габброидов шло в субизобарическом режиме, что доказывается наличием в апатите поздних вторичных включений высокоплотного метанового флюида. Иными словами, тренд остывания габброидов должен пересекать изоденсу метана 0,32 г/см^3 .

Параметры кристаллизации гиперстенового гранита, жилы которого прорывают габброиды Джанинского массива, оценены ранее в 1000 °С и 3,6 кбар [2]. Для расчетов использовались наиболее плотные (как видно из рис. 2, а — ранние вторичные) включения метана в кварце. Поскольку для гранитов, вероятнее всего, характерен режим субизобарического остывания (тесная связь с габброидами, наличие высокоплотных вторичных включений), произведенная оценка требует пересмотра с расчетом давления по самым ранним первичным включениям CH_4 . В таком случае при 1000 °С давление начала кристаллизации будет находиться в пределах от 1,4 до 2,4 кбар. При этом наиболее надежным представляется значение 2,4 кбар, поскольку оно получено по первичным метановым включениям в зерне кварца, заключенном в гиперстеновую матрицу. Во всех случаях для расчетов выбирались включения, CO_2 в которых не вымерзала даже при максимально низких температурах.

Многоэтапное формирование Джугджурского габбро-анортозитового массива предполагает сложную историю термальных изменений вмещаю

щих пород. На удалении от массива они представлены породами гранулитовой фации, их минералы содержат типичные для гранулитов включения высокоплотной углекислоты [2]. Вместе с тем в них отмечались образцы, углекислотная специализация которых была нарушена примесью низкокипящих газов (обр. А-2 в [2]). В непосредственной близости к интрузии габброидов гранулиты превращены в практически нацело перекристаллизованные осумилитсодержащие роговики. Геологические данные свидетельствуют о том, что внедрение габброидов произошло по тектоническому контакту между массивом анортозитов и вмещающими породами. Таким образом, гранулиты рамы были термически переработаны как минимум дважды: сначала при становлении анортозитового плутона, затем при внедрении габброидов. Обе переработки были очень высокотемпературными, однако различались флюидным режимом. В случае анортозитов он был существенно углекислотным, а в случае габброидов — преимущественно метановым. И в том, и в другом случае на регрессивных стадиях процесса в составе флюида появлялась вода. По-видимому, эти процессы различались и по продолжительности из-за разницы в объемах внедрившегося материала, в связи с чем термальное воздействие анортозитов, характеризовавшееся весьма продолжительной регрессивной стадией с достаточно высоким потенциалом H_2O на заключительных этапах, приближалось к условиям регионального метаморфизма. Поэтому, вероятнее всего, в изученных измененных гранулитах не сохранились «пиковые» минералы и парагенезисы первой термической переработки; в результате длительной регрессивной стадии они замещены на более низкотемпературные.

Масса внедрившихся габброидов была гораздо меньше, поэтому их термальное воздействие было более кратковременным, с относительно короткой регрессивной стадией и более восстановительным характером дегазировавшего флюида. Это привело к сохранению в породе «пиковых» парагенезисов с осумилитом, симплектитовых структур и общей неравновесности минеральных парагенезисов.

Изложенные особенности термального воздействия отразились и на формировании сообществ включений в минералах измененных гранулитов. Так, высокоплотные включения CO_2 , характерные для регионально метаморфизованных гранулитов, полностью уничтожены. Воздействие анортозитов привело к возникновению новых генераций углекислотных включений, которые являются в изученном материале наиболее ранними. В их формировании участвовала углекислота, как дегазировавшая из кристаллизующихся анортозитов, так и мобилизованная из самих гранулитов при их перекристаллизации. Из гистограммы рис. 4 видно, что замеры $T_{гом} CO_2$ по первичным и ранним вторичным включениям образуют хорошо выраженный пик в интервале от $+7$ до $+21$ °С. Для расчета давления их образования необходим температурный репер, который был выбран исходя из следующих соображений. Как следует из расчетов [13], температура на контакте с интрузивом может составлять 50—60 % начальной температуры магмы. В случае внедрения джугджурских анортозитов ($T_n = 1300$ °С) она составит 650—780 °С. Конечно, эта оценка носит ориентировочный характер. Она может быть уменьшена за счет того, что включения, как было сказано выше, фиксируют, по-видимому, не «пиковые», а несколько более низкие температуры. Она же может быть и увеличена, если учесть глубину, повышенный тепловой поток и скрытую теплоту кристаллизации. Возможно, эти эффекты в какой-то мере компенсируют друг друга. Давление, рассчитанное с использованием этой температуры и плотностей ранних генераций углекислотных включений в кварце роговики, в соответствии с [6, 17, 18] составляет 2,8—4,3 кбар (область T_A на рис. 4). Реальность данной оценки подтверждается тем, что $T - P$ -поле, полученное с ее помощью, пересекается трендами остывания анортозитов в их низкотемпературной части.

Повторный прогрев за счет внедрения габброидов привел к частичной перекристаллизации вмещающих пород и изменению их флюидной

специализации. Последняя состояла в привносе нового, метан-содержащего флюида и ремобилизации уже имеющегося углекислотного. Привнос нового флюида отчетливо диагностируется по образованию включений низкокипящих газов. Параллельно с ним шла перекристаллизация, в результате которой из минералов выделялся углекислотный флюид, который смешивался с метаносодержащим. Ремобилизация флюида в зернах, не подвергшихся перекристаллизации, шла путем частичной разгерметизации включений и приведения их плотности в соответствие с новыми $T - P$ -условиями. По таким частично разгерметизированным включениям можно определить давление второго ороговирования вмещающих гранулитов. Обнаружение в непосредственной близости от места отбора изученных нами образцов парагенезиса с осумилитом позволяет считать, что при внедрении габброидов температура в них повышалась до 950—1000 °С. Эта температура составляет около 80 % от начальной температуры габброидной магмы (1240 °С), что, по-видимому, можно объяснить достаточно высоким общим температурным фоном, поддерживаемым в регионе кристаллизующимися анортозитами. Такой температуре и плотности CO_2 в частично разгерметизированных включениях соответствует давление 2—2,7 кбар (область T_r на рис. 4).

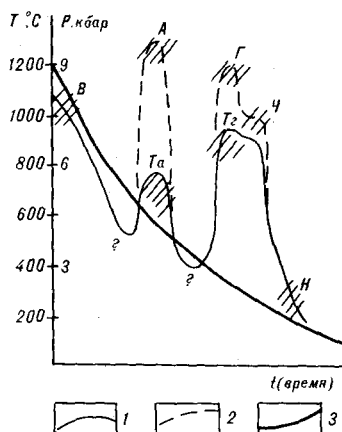
Конечно, приведенное обоснование давления второго ороговирования не может быть признано достаточно строгим, поскольку содержит ряд допущений, главное из которых — предположение о разгерметизации включений именно во время ороговирования. К сожалению, прямых расчетов давления по включениям низкокипящих газов произвести невозможно, поскольку об их составе мы можем судить лишь очень приблизительно. Однако из рис. 4 видно, что метановые изоденсы области Γ ($T - P$ -область кристаллизации габброидов) лежат практически строго на продолжении углекислотных изоденс области T_r , что говорит о близости параметров (в первую очередь давления) ороговирования и кристаллизации габброидов. Давление области Γ несколько выше, возможно, за счет того, что первичные включения CH_4 , по которым оно рассчитывалось, захватывались при росте кристаллов апатита из расплава еще до внедрения, на больших глубинах. Кроме того, после внедрения габброидов изученные породы не претерпевали столь интенсивного температурного воздействия, которое могло бы привести к частичной разгерметизации углекислотных включений.

Наиболее поздние низкотемпературные этапы посткристаллизационной эволюции Джугджурского габбро-анортозит-гранулитового комплекса фиксируются поздними вторичными включениями CO_2 и ассоциирующими с ними включениями водно-солевых растворов. В случае их сингенетичности можно непосредственно рассчитать параметры их образования [8]. При температурах 280—320 °С ($T_{\text{гом}}$ водно-солевых включений) в углекислотных включениях развиваются давления от 0,7 до 1,4 кбар (область H на рис. 4).

Таким образом, возникновение ранних генераций углекислотных включений во вмещающих породах связывается нами с термальным воздействием анортозитов, а включений низкокипящих газов — с внедрением габброидов. При такой интерпретации подтверждается наше предположение о наиболее позднем (послегаббровом) образовании поздних вторичных углекислотных и водно-солевых включений. Ведь если бы они существовали до внедрения габброидов, то непременно были бы разгерметизированы при повышении температуры. Кроме того, рассчитанное давление их образования намного меньше давления кристаллизации габброидов. Возражением против такой интерпретации может служить углекислотноводный состав этих включений, свободный от примесей низкокипящих газов. Возможно, это обстоятельство связано с тем, что флюидное воздействие габброидов на вмещающие породы вообще было незначительным, что подтверждается незначительным количеством включений низкокипящих газов. Другими словами, внедрение габброидов было «сухим», высокотемпературным и относительно кратковременным эпизодом на фоне остыва-

Рис. 5. Эволюция во времени T — P -параметров пород Джугджурского габбро-анортозитового комплекса и вмещающих гранулитов

1, 2 — кривые изменения температуры пород рамы (1) и интрузивных пород (2); 3 — кривая изменения давления. Др. обозн. см. на рис. 4.



ния и дегазации анортозитового плутона. В таком случае позднейшие генерации углекислотных и водных включений являются продуктом поздних стадий остывания и углекислотно-водной дегазации анортозитов.

На рис. 5 представлен характер изменений T — P -параметров в изученном районе с течением времени (шкала времени условная). От области B (область пиковых значений параметров гранулитового метаморфизма вмещающих пород) начинается снижение температуры, соответствующее регрессивному этапу регионального метаморфизма. Внедрение анортозитов вызвало локальное повышение температуры в контактирующих с ними гранулитах. Какую температуру имели гранулиты непосредственно перед внедрением, неизвестно, но по ряду косвенных признаков она была сравнительно низкой [4]. Следующий подъем температуры связан с внедрением габброидов и гиперстеновых гранитов. В связи с тем, что объем последних мал и их температура ненамного отличалась от температуры прорываемых ими габброидов (нет следов каких-либо контактовых изменений), влияние гранитов на термический режим региона было незначительно, а на рис. 5 область их кристаллизации образует субпик совместно с пиком габброидов. И, наконец, область низкотемпературных изменений H является последним термобарогеохимическим репером в термической истории региона. Вероятнее всего, в это время район вышел на режим, близкий к геотермическому.

В отличие от термического режима, испытывавшего резкие колебания в связи с внедрением высокотемпературных основных магм, барический режим характеризовался относительной стабильностью. Судя по нашим данным, давление постоянно снижалось, свидетельствуя об общем воздымании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермобарометрии. — М.: Наука, 1990.
2. Бердников Н. В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1987.
3. Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Леникова А. М. Проблема воды в автономных анортозитах // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 305, № 6. — С. 1433—1436.
4. Богданова Н. Г. Стрoение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) // Анортозиты Земли и Луны. — М.: Наука, 1984. — С. 112—148.
5. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. — 1977. — № 8. — С. 16—27.
6. Варгафтик Н. Б. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей. — М.: Наука, 1972.
7. Ефимов В. В., Соляник А. Н. Температуры гомогенизации включений в апатитах железотитановых рудопроявлений // Тезисы VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии, Т. I. — Владивосток, 1978. — С. 69.
8. Калюжный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. — Киев: Наук. думка, 1982.

9. Карсаков Л. П., Гаврилов В. В., Прохоров В. П. и др. О строении, составе и рудоносности западной (геранской) части Джугджурского анортозитового массива // Геология Дальнего Востока.— Владивосток, 1975.— С. 150—162.
10. Карсаков Л. П., Ленников А. М., Натароза З. Г. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 232, № 2.— С. 436—439.
11. Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления.— М.: Наука, 1979.
12. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса.— Киев: Наук. думка, 1978.
13. Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма.— М.: Недра, 1970.
14. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах.— М.: Мир, 1987.
15. Роганов Г. В., Карсаков Л. П. Апатигоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита.— Хабаровск, 1991.
16. Соляник А. Н. Петрология рудоносных (Fe — Ti — P) габброидов анортозит-мангеритовых ассоциаций Джугджуро-Становой области: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1991.
17. Шмулович К. И., Шмонзов В. М. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей: двуокись углерода. Вып. 3.— М.: Изд-во стандартов, 1978.
18. Шмулович К. И., Терещенко Е. Н., Калинин А. Г. Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000 К и 10 ГПа // Геохимия.— 1982.— № 41.— С. 1598—1614.
19. Lamb W. M., Valley J. W., Brown P. E. Post-metamorphic CO₂-rich inclusions in granulites // Contrib. Mineral. Petrol.— 1987.— V. 96, N 4.— P. 485—495.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 января 1992 г.

УДК 552.3 + 550.4(571.642)

В. М. Гранник

МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТАУЛАН-АРМУДАНСКОЙ ГРЯДЫ, ХАНОВСКОГО И КРАСНОТЫМОВСКОГО ХРЕБТОВ

Охарактеризованы структурно-вещественные комплексы Таулан-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов и восстановлены условия их образования. Установлено, что в триасовое — раннемеловое время на территории рассматриваемых регионов существовала океаническая, а в раннемеловое — палеогеновое время — окраинно-морская палеотектонические обстановки. Показано, что развитые в Таулан-Армуданской гряде магматические породы представлены тремя (толеитовой, субщелочной и щелочной), а в Хановском и Краснотымовском хребтах — двумя (толеитовой и субщелочной) слабодифференцированными сериями. Приведена характеристика модального, нормативного и химического состава магматических пород. Показано соответствие петрогеохимических особенностей магматических пород восстановленным для них условиям образования.

Предлагаемая статья входит в серию работ, посвященных петрогеохимической характеристике мезозойских магматических пород различных районов Сахалина, выполненных по единой методике. Можно надеяться, что публикуемые результаты будут способствовать расшифровке истории геологического развития Сахалинской периокеанической складчато-блоковой области.

Структурно-вещественные комплексы. Тауланский и Малотымовский горные массивы являются тектоническими блоками, образующими Таулан-Армуданскую горную гряду, окаймленную со всех сторон неогеновыми и четвертичными отложениями. Традиционно, геологическое строение этих двух блоков рассматривается совместно. В 1940—1941 гг. В. А. Шустов [16] кремнисто-вулканогенно-терригенные образования, слагающие Тауланский массив, объединил в палевскую свиту, а метаморфические сланцы Малотымовского массива — в малотымовскую свиту. В строении палевской свиты он выделил четыре пачки (снизу вверх): красных яшм,

мощностью не менее 350 м; белых и красных кремнистых сланцев, мощностью около 600 м; туфов, туфобрекчий и туфопесчаников, мощностью около 700 м; глинисто-кремнистых сланцев и туфосланцев с линзами и прослоями красных и зеленых яшм и мелкими телами известняков, общей мощностью не менее 300 м. В строении малотымовской свиты, залегающей, по его данным, на палевской с размывом и резким угловым несогласием, было выделено пять чачек (снизу вверх): серицитоглинистых сланцев с пластом (3 м) конгломератов в основании, мощностью 300 м; графитистых сланцев, мощностью 250—300 м; известково-кремнистых и серицитокремнистых сланцев, мощностью 150 м; туфосланцев, мощностью 100 м; рассланцованных аркозовых песчаников, мощностью не менее 200 м. Отмечалось, что среди пород выделенных свит наиболее широко распространены туфы основного и среднего состава, занимающие огромные площади. В то же время, авгитовые массивные и миндалекаменные порфириды, диабазы и гранодиориты образуют немногочисленные и небольшие по площади выходы: первые — в виде покровов, жил, даек, пластовых интрузий; последние — в виде небольших массивов. На основании литологического сходства с отложениями серии Титибу, развитой на о. Хонсю, выделенные свиты условно относились к каменноугольной системе. В тектоническом отношении Таулан-Армуданская гряда, ограниченная со всех сторон разрывными нарушениями, была определена как горст, разделенный на два массива грабеном, образованным сбросами широтного и северо-восточного простираний. Е. М. Смахов [15] охарактеризованные образования объединил в далдаганскую серию, название которой укоренилось среди геологов и было закреплено в [3].

Дальнейшими исследованиями А. К. Салдугеева, В. П. Мытарева, М. А. Хрячкова и др. [3] среди метаморфических сланцев Малотымовского массива были установлены линзы яшмовидных кварцитов и зеленокаменных пород, а в отдельных тектонических блоках — слабо измененные песчаники, алевролиты, яшмы и диабазы. Чередования и взаимные переходы слабо метаморфизованных пород и метаморфических сланцев справедливо объяснялись динамометаморфизмом и гидрогермальными изменениями пород в зонах тектонических нарушений.

Выполненными в конце восьмидесятых годов крупномасштабными геолого-съемочными работами далдаганская серия по литологическому составу была расчленена на три толщи (снизу вверх): яшмовую; осадочно-эффузивную и алевролитовую [10]. В верхней части яшмовой и в средней части осадочно-эффузивной толщи были обнаружены альбские — нижнесеноманские радиолярии, а в верхней толще — верхнемеловые. Меловому возрасту далдаганской серии, установленному по микрофауне радиолярий, казалось, противоречат сборы позднепермских фораминифер (нанкинелл и тетраксисов) из известняков, широко распространенных в южной части Таулан-Армуданской гряды [9]. Однако большинством исследователей было показано, что они залегают среди меловых вулканогенно-кремнистых отложений в виде аллохтонных глыб и блоков, имеющих подводно-оползневое происхождение [1, 10]. Некоторые исследователи не исключают присутствия среди рассматриваемых образований тектонических блоков раннемезозойских и палеозойских пород.

Чешуйчато-надвиговое внутреннее строение тектонических блоков Таулан-Армуданской гряды было установлено А. В. Рихтером [14]. По данным этого исследователя, Тауланский массив сложен юрско-нижнемеловыми кремнисто-вулканогенными, альб-сеноманскими туфово-терригенно-кремнистыми и верхнемеловыми терригенно-кремнистыми отложениями. Обнаруженные на юго-востоке и в центральной части массива ранне-, средне- и позднеюрские радиолярии оказались аналогичными описанным на Тонино-Анивском полуострове в районе г. Юнона. Было отмечено, что в Малотымовском массиве верхнемеловые отложения представлены рассланцованными пудинговыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с конгломератобрекчией в основании, содержащей валуны эффузивных и кремнистых пород размером до 1—2 м. Однако обнаружить

стратиграфический контакт верхнемеловой песчано-глинистой толщи с юрско-нижнемеловыми вулканогенно-яшмовыми образованиями не удалось из-за плохой обнаженности и сложной тектоники этого района.

Таким образом, в строении рассматриваемых тектонических блоков устанавливается постепенная смена юрско-нижнемеловых существенно кремнистых образований вначале нижнемеловыми вулканогенно-кремнистыми, а затем альб-сеноманскими туфово-терригенно-кремнистыми и верхнемеловыми глинисто-кремнистыми и песчано-глинистыми отложениями. Среди туфово-терригенно-кремнистых отложений присутствуют крупные глыбы и блоки пермских известняков, являющихся остатками разрушенных органогенных построек [1], и вулканических пород. Верхнемеловые отложения в одних местах согласно, а в других с разрывом перекрывают более древние комплексы.

Мезозойские отложения Хановского и Краснотымовского хребтов длительное время относились к вальзинской (палеозой — мезозой) и набильской (поздняя юра — ранний мел) сериям [3]. При этом в лангерийскую свиту вальзинской серии включались сплошные слюдяно-кварцевые и слюдяно-альбит-кварцевые парасланцы мощностью более 1850 м, содержащие в отдельных местах линзы ортосланцев, мраморов и кварцитов, а в дербышевскую — ортосланцы и метаэффузивы с прослоями и линзами кварцитов и пачкой в средней части филлитов-песчаников, слюдяно-кварцевых сплошных сланцев и филлитов суммарной мощностью 1350 м. Геологами-съемщиками (Э. А. Юревичем, В. И. Чиркуновым и др.) набильская серия в рассматриваемом районе подразделялась на следующие подсвиты: нижнеостринскую (алевролиты с редкими маломощными прослоями яшм, эффузивов и туфов мощностью более 700 м), верхнеостринскую (диабазы, спилиты, яшмы с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, мощностью 1000 м), нижнехойскую (окремненные алевролиты с редкими прослоями песчаников, туффитов, яшм мощностью более 1200 м) и верхнехойскую (полимиктовые и граувакковые песчаники с прослоями алевролитов мощностью более 1200 м). В верхнеостринской и нижнехойской подсвитах были обнаружены радиолярии *Theosarcoma* и *Holocryptosarca*, позволившие Л. И. Казинцевой сделать заключение о позднемеловом возрасте вмещающих отложений. А. В. Рихтером [14] в вулканогенно-кремнистых образованиях Хановского хребта были обнаружены радиолярии и конодонты раннего — среднего триаса, в вышележающих яшмах и микрокварцитах — позднерурские и раннемеловые радиолярии, аналогичные описанным в районе о. Юнона, а в венчающих рассматриваемый разрез зеленых яшмах и кремнистых алевролитах, чередующихся с эффузивами и лавобрекчиями, — апт-альбские радиолярии. В яшмах и кремнистых породах Краснотымовского хребта им были обнаружены радиолярии поздней юры (киммеридж-титон) и раннего мела (баррем-апт). Таким образом, полученные в последние годы данные свидетельствуют о наличии в рассматриваемом районе полного разреза мезозойских, в различной степени метаморфизованных вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений. В структурном отношении оба хребта расположены в пределах единого тектонического блока, имеющего, по данным А. В. Рихтера [14], внутреннее чешуйчато-надвиговое строение.

На основании выполненных ранее исследований, а также маршрутных пересечений автора настоящей статьи, в строении Таулан-Армуданской гряды установлены следующие структурно-вещественные комплексы: кремнистый (яшмовый), кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-кремнистый, вулканогенный, туфово-кремнисто-терригенный и терригенно-кремнистый с олистостромами, кремнисто-терригенный (рис. 1).

Кремнистый (яшмовый) комплекс ($J_1 - K_1$) залегает в основании видимого разреза. Представлен он коричневыми, красными, сургучными, красновато-лиловыми, реже светло-коричневыми и светло-зелеными яшмами, на отдельных участках осветленными и перекристаллизованными в кварциты. На юго-востоке гряды в яшмах обнаружены ранне-, средне-

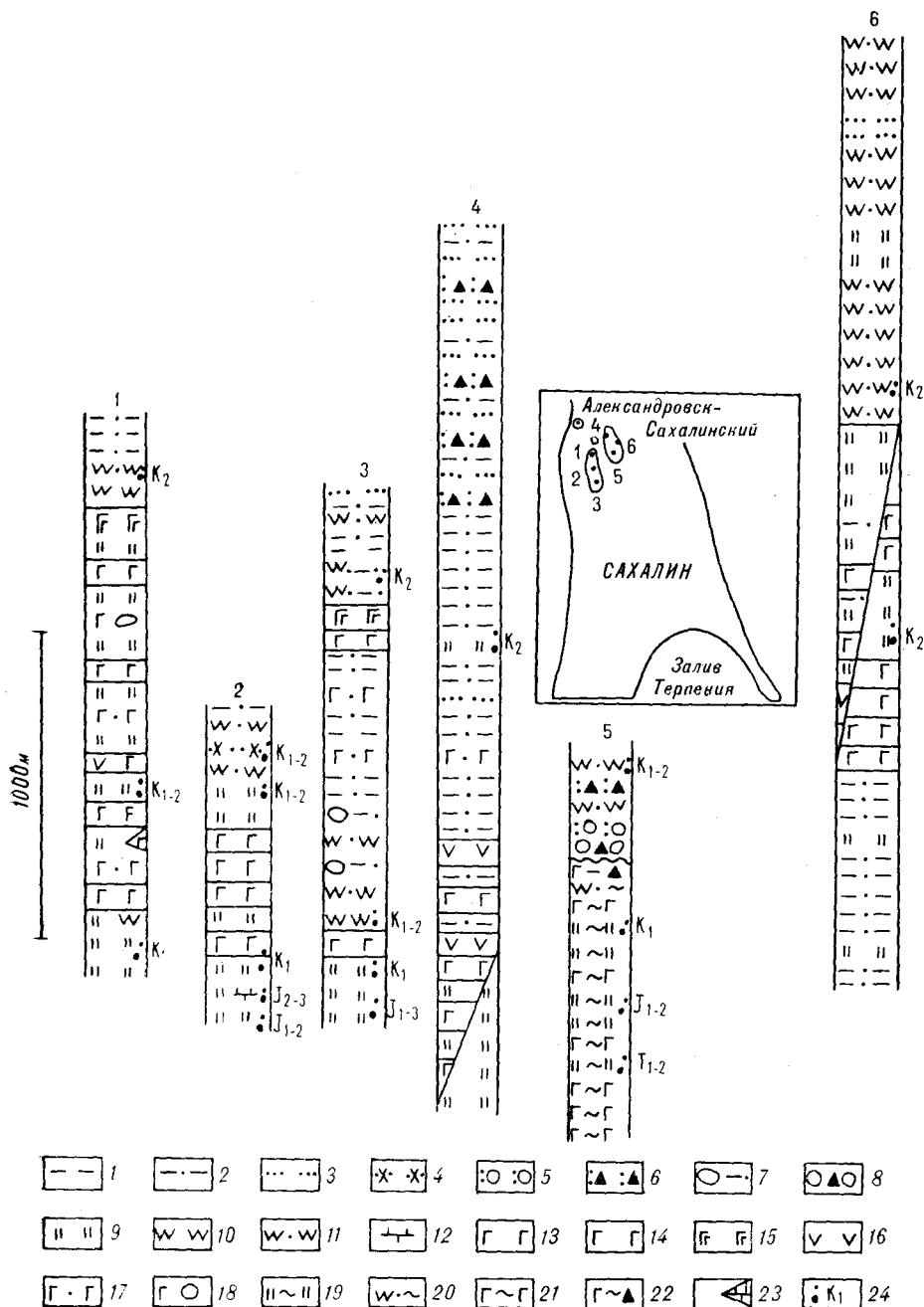


Рис. 1. Строение мезозойских вулканогенно-осадочных комплексов Таулан-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов.

1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — туфобитые песчаники, 5 — песчаники с рассеянной галькой, 6 — грейциты с песчаным матриком, 7 — олистострома с алевролитовым матриком, 8 — конгломератобрекчия, 9 — силициты, 10 — кремнистые аргиллиты, 11 — кремнистые алевролиты, 12 — известняки, 13—15 — массивные лавы основного состава (13 — толеитовые, 14 — субщелочные, 15 — щелочные), 16 — массивные лавы среднего состава толеитовые, 17 — туфы основного состава, 18 — туфобрекчия, гиадокластиты, туфы с включениями крупных обломков или бомб основного состава, 19 — кварциты, 20 — парасланцы по кремнистым алевролитам, 21 — массивные лавы метабазальтов толеитовых, 22 — лавобрекчия метабазальтов толеитовых, 23 — линзы пород, 24 — место отбора и возраст фауны.

1—6 — на схеме места расположения разрезов: 1—3 — Тауланский массив (1 — северо-западная часть, 2 — центральная часть, 3 — юго-восточная часть), 4 — западный склон Краснотымовского хребта, 5 — южная часть Хановского хребта, 6 — ручьи Веселый и Верхинный. 1 — по данным автора и В. С. Рождественского [8], 2, 3, 5 — по данным А. В. Рихтера [14], 4, 6 — по данным Э. А. Юревича и др. [8].

и позднеюрские радиолярии, в центральной части — радиолярии от ранней юры до берриаса — валанжина. На севере гряды в яшмовом комплексе вблизи кровли появляются прослои зеленовато-серых и светло-зеленых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, содержащих альб-сеноманские радиолярии. Мощность видимой части комплекса изменяется от 200 до 250 м, а по данным В. А. Шустова [16] может достигать 300 м. Необходимо отметить, что в северной части Таулан-Армуданской гряды довольно мощные (100—190 м) пачки разноцветных яшм и радиоляритов присутствуют на более высоком стратиграфическом уровне, где они чередуются с вулканогенными пачками в составе единого мощного вулканогенно-кремнистого комплекса, что подчеркивает их тесную связь с подводными вулканическими процессами.

Кремнисто-вулканогенный комплекс ($K_1 - K_{1-2}$) мощностью 220 м на юго-востоке гряды залегает на кремнистом комплексе. Представлен он чередованием пачек (мощностью 5—70 м) красных яшм и радиоляритов, содержащих радиолярии валанжина и баррема, с пластами и пачками афировых, порфирированных и миндалекаменных базальтов, мощностью 20—70 м. В верхней части комплекса появляются зеленые и зеленовато-серые яшмы, кремнистые аргиллиты и красные глинистые яшмы с радиоляриями альба — сеномана.

В центральной части гряды описанному комплексу соответствует в одних местах вулканогенно-кремнистый, в других — вулканогенный. Вулканогенно-кремнистый комплекс ($K_1 - K_{1-2}$) сложен преобладающими в составе базальтами и диабазами (мощностью 30—180 м), чередующимися с подчиненными им яшмами и кварцитами. В кровле комплекса появляются зеленые яшмы с обломками известняков и альб-сеноманскими радиоляриями. Мощность комплекса в этом районе 570 м. Наибольшую мощность (до 1000 м) он имеет в северной части гряды [10].

Вулканогенный комплекс ($K_1 - K_{1-2}$) развит в верхнем течении р. Верба, где он представлен спилитами, гиалокластитам, туфами, метабазитами и ортосланцами.

Туфово-кремнисто-терригенный комплекс (K_{1-2}) в северной части гряды перекрывает охарактеризованный выше вулканогенно-кремнистый комплекс. Представлен туфово-кремнисто-терригенный комплекс чередованием пачек черных массивных туфов основного состава, кремнистых яшмовидных туфов и пелитовых туфитов мощностью от 10 до 110 м с пачками грубо переслаивающихся сургучно-красных и зеленых яшм мощностью 40—100 м. Среди яшм отмечен единичный поток бурых миндалекаменных подушечных спилитов мощностью 20 м. Мощность комплекса 500—540 м.

Терригенно-кремнистый комплекс (K_{1-2}) залегает также на вулканогенно-кремнистом комплексе в центральной части Таулан-Армуданской гряды. Сложен он зеленовато-серыми кремнистыми алевролитами, черными алевролитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками с прослоями зеленых яшм и конгломератобрекчий, состоящих из обломков яшм, содержащих альб-сеноманские радиолярии. Мощность комплекса 210 м.

Среди туфово-терригенно-кремнистых и терригенно-кремнистых образований иногда присутствуют горизонты олистостром, состоящие из глыб и блоков эффузивных, кремнистых пород и известняков. В районе пос. Известковое блоки представлены крупными фрагментами вулканических построек с рифогенными известняками, свидетельствующими о проявлении подводного позднепалеозойского — раннемезозойского вулканизма.

Кремнисто-терригенный комплекс (K_2) на севере региона перекрывает туфово-кремнисто-терригенный и представлен грубым переслаиванием черных филлитовидных кремнистых алевролитов с мелкощепенчатыми черными глинистыми сланцами, рассланцованными туфоалевролитами, зелеными кремнисто-глинистыми сланцами и рассланцованными туффитами. В кремнистых алевролитах обнаружены сеноманские радиолярии. Мощность комплекса 420 м.

В строении Хановско-Краснотымовского тектонического блока выделяются следующие структурно-вещественные комплексы, неоднократно повторяющиеся в разрезе и замещающие друг друга как по вертикали, так и в латеральном направлении: кремнисто-вулканогенные, метакремнисто-вулканогенные, вулканогенно-кремнистые, терригенно-вулканогенно-кремнистые, кремнисто-терригенные, метакремнисто-терригенные и метатерригенные (см. рис. 1).

Наиболее древний кремнисто-вулканогенный комплекс (Т) развит в Хановском хребте, где он сложен зеленокаменно измененными и в различной степени рассланцованными темно-зелеными и красно-бурыми афировыми, порфировыми, редко миндалекаменными субщелочными базальтами, диабазами и спилитами с прослоями в средней части сургучных яшм и кварцитов, содержащих триасовые радиолярии. Мощность видимой части комплекса 350—400 м.

Вышезалегающий вулканогенно-кремнистый комплекс (J — K₁) состоит из разноцветных кремнистых пород (коричневые, красные, полосчатые, серо-зелено-красные и сургучные яшмы и микрокварциты, содержащие юрские — нижнемеловые радиолярии) с редкими маломощными прослоями базальтов. Мощность комплекса 300 м.

Терригенно-вулканогенно-кремнистый комплекс (K₁) мощностью 200 м также согласно залегает на охарактеризованном выше комплексе. Он сложен зелеными яшмами, кремнистыми алевролитами, массивными лавами и лавобрекчиями. В кремнистых породах этого комплекса обнаружены ант-альбские радиолярии.

Кремнисто-терригенный комплекс (K₁₋₂) на юге Хановского хребта, по данным А. В. Рихтера [14], структурно несогласно перекрывает охарактеризованные выше отложения. Сложен он конгломератобрекчиями (мощностью 20—30 м), грейнитами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, светло-зелеными и красными глинисто-кремнистыми породами с альб-сеноманскими радиоляриями, темно-серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями среднезернистых песчаников и пачками переслаивающихся песчаников и алевролитов. Мощность видимой части комплекса 200 м. Конгломератобрекчии состоят из глыб (1—3 м), галек и обломков яшм, микрокварцитов и эффузивов. В песчаниках в большом количестве присутствуют обломки кислых и средних плагиоклазов (олигоклаз, андезин) и оплавленных зерен кварца, характерного для эффузивных и пирокластических пород кислого состава.

Следует отметить, что в Краснотымовском хребте закартированное структурное положение комплексов, как правило не содержащих органических остатков, возможно, не всегда соответствует их фактическому стратиграфическому положению.

Нижний метатерригенный комплекс (K₂?) видимой мощностью 720 м прослежен в верховьях р. Белая, где он представлен темно- и светло-серыми парасланцами (клинодоизит-серицит-альбит-кварцевыми, серицит-альбит-кварцевыми, серицитовыми) по алевролитам с редкими прослоями песчаников (лангерийская свита [3]).

В районе руч. Веселый примерно на том же структурном уровне развит кремнисто-терригенный комплекс (K₂?) видимой мощностью 715 м (нижнеостринская подсвита [3]), сложенный темно-серыми алевролитами с редкими прослоями и линзами сургучных яшм и темно-серых кремнистых пород.

Терригенно-вулканогенно-кремнистый комплекс (K₂) видимой мощностью 580—880 м (верхнеостринская подсвита) в районе ручьев Веселый и Вершинный согласно перекрывает охарактеризованные выше комплексы. Для описываемого комплекса весьма характерна резкая фациальная изменчивость отложений. Так, на крайнем юго-востоке площадь в бассейне руч. Вершинный он представлен переслаивающимися сургучными, зеленоватыми, серыми и темно-серыми яшмами с редкими прослоями диабазов мощностью до 12 м и зеленовато-серых кремнистых аргиллитов. Мощность комплекса в этом районе 580 м. В северном направ-

лении в бассейне этого же ручья в составе комплекса резко возрастает содержание эффузивных пород. Здесь он представлен двумя пачками диабазов (нижняя — мощностью 375 м и верхняя — мощностью 150 м), разделенных пачкой мощностью 245 м сургучных яшм. Суммарная мощность комплекса в этом районе 770 м. Еще севернее, в бассейне руч. Веселый, слагающие основание комплекса эффузивные породы перекрываются вначале зеленовато-серыми аргиллитами, а затем — переслаивающимися разноцветными (с преобладанием сургучных) яшмами, диабазами и темно-серыми алевролитами. Мощность комплекса здесь возрастает до 880 м. В кремнистых породах этого комплекса обнаружены позднемеловые радиолярии. Примерно на этом стратиграфическом уровне в верховьях р. Белая располагается кремнисто-терригенный комплекс ($K_2?$) мощностью 400 м (лангерийская свита [3]), сложенный зеленовато-серыми парасланцами (клиноцоизит-альбит-кварцевыми) по кремнисто-глинистым породам. В верховьях р. Бол. Анга он замещается кремнисто-карбонатным комплексом ($K_2?$) мощностью до 100 м, представленным флишоидно переслаивающимися (по 3—5 см) мраморами и кварцитами, прослеженными по простиранию на расстояние 750—1000 м.

Стратиграфически выше охарактеризованных комплексов располагаются верхние метакремнисто-терригенный или кремнисто-терригенный комплексы.

Метакремнисто-терригенный комплекс ($K_2?$, лангерийская свита [3]) мощностью более 730 м в верховьях р. Белая сложен парасланцами (клиноцоизит-кварцевыми, серицит-кварцевыми филлитовидными, графит-серицит-кварцевыми) по алевролитам и аргиллитам с редкими прослоями кремнисто-глинистых пород. В бассейне руч. Трех Братьев метакремнисто-терригенный комплекс (дербышевская свита [3]) видимой мощностью 250 м целиком сложен филлитопесчаниками с редкими прослоями серых серицитовых сланцев.

Кремнисто-терригенный комплекс ($K_2?$, нижнехойская подсвита [3]) мощностью 1200 м в бассейне руч. Веселый располагается примерно на том же стратиграфическом уровне. Сложен он черными кремнистыми алевролитами с прослоями псаммитовых туффитов (мощностью до 20 м), разнозернистых песчаников (мощностью до 45 м) и сургучных яшм (мощностью до 60 м).

Метакремнисто-вулканогенный комплекс ($K_2?$, дербышевская свита [3]) видимой мощностью от 200 до 315 м в бассейне р. Белая, ручьев Медвежий и Трех Братьев залегает выше метакремнисто-терригенного комплекса. Сложен он ортосланцами (плаггиоклаз-серицит-пумпеллиит-эпидотовыми, пумпеллиит-стильпно-мелан-эпидот-кварцевыми, стильпно-мелан-кварц-эпидотовыми, пумпеллиит-эпидот-диопсидовыми, пироксен-эпидотовыми, эпидот-пумпеллиит-цоизитовыми, стильпно-мелан-эпидот-альбит-кварцевыми) мощностью от 50 м до 290 м, чередующимися с зелеными парасланцами (эпидот-хлорит-кварцевыми) по песчаникам мощностью до 35 м, темно-серыми парасланцами (серицит-хлоритовыми, серицит-хлорит-альбитовыми, графит-серицит-кварцевыми) по алевролитам мощностью 90—110 м и филлитам мощностью до 20 м. В этом комплексе отмечены единичные пласты метаэффузивов с реликтивными порфиrowыми структурами мощностью 5—8 м.

Следует отметить, что два верхних комплекса Хановского хребта и все комплексы Краснотымовского хребта по особенностям строения обнаруживают большое сходство с образованиями набильской и березовской серий Восточно-Сахалинских гор [3, 4].

Условия формирования отложений. Особенности состава триасовых и юрско-нижнемеловых отложений Таулан-Армуданской гряды и Хановского хребта (кремнисто-вулканогенные, вулканогенно-кремнистые и кремнистые комплексы), выраженные в вулканической и газово-гидротермальной их природе и практически полным отсутствии терригенных компонентов, свидетельствуют о формировании их в подводной, относительно глубоководной обстановке на участке бассейна, изолированном от

привноса обломочного материала. При этом в дораннемеловое время на территории Тауланского массива располагалась абиссальная впадина, заполнявшаяся исключительно кремнистыми осадками, восточнее которой в Хановском хребте находилась зона активного подводного вулканизма трещинного типа, выраженная в виде подводного вулканического хребта, располагавшегося главным образом ниже уровня карбонатной компенсации. В раннемеловое время активные вулканические процессы распространяются также на всю площадь Тауланского массива, при этом окислительно-восстановительные условия формирования кремнистых осадков на всей рассматриваемой территории становятся более разнообразными (формируются пестроокрашенные кремнистые породы), что, очевидно, было обусловлено частичным его заполнением вулканогенными продуктами и сформировавшимся расчлененным вулканическим рельефом дна. В частности, о существовании многочисленных подводных вулканических гор свидетельствует широкое распространение характерных для них гиадокластитов [2], а также присутствие в отдельных районах рифогенных известняков, сформировавшихся на вершинах вулканических построек. Необходимо отметить, что реконструированная для триасового-раннемелового времени палеогеографическая обстановка, включая взаимное расположение абиссальной впадины и вулканического поднятия, абсолютно тождественна обстановке, восстановленной для одновозрастных отложений Тонино-Анивского полуострова [5]. Сходными являются и обнаруженные в кремнистых породах сравниваемых районов комплексы радиолитов [14].

В апт-альбское время продолжающиеся подводные вулканические процессы сопровождаются ощутимым привносом терригенного материала: формируются терригенно-вулканогенно-кремнистые и терригенно-кремнистые комплексы. Появление в альб-сеноманских отложениях олистостром, грейнитов и конгломератобрекчий свидетельствует об активизации в этот период тектонических процессов, сопровождавшихся перемещением надвиговых пластин, а также выводом отдельных пластин и тектонических блоков выше уровня седиментационного бассейна и их разрушением. В результате отмеченных тектонических событий обстановка породообразования в рассматриваемом районе изменяется с океанической на окраинно-морскую, характеризовавшуюся интенсивным терригенным осадконакоплением, формированием смешанных туфово-кремнисто-терригенных, кремнистых и карбонатных пород, а также активным рассеянным подводным вулканизмом площадного типа. Как следует из состава охарактеризованных выше позднемеловых комплексов, фацциальная обстановка в период их формирования была весьма разнообразной и быстро изменялась как в пространстве, так и во времени.

Петрохимическая характеристика магматических пород. Выполненными исследованиями установлено, что по нормативному, петрографическому и петрохимическому составу магматические породы Таулан-Армуданской гряды образуют три (толеитовую, субщелочную и щелочную), а Хановского и Краснотымовского хребтов две (толеитовую и субщелочную) слабодифференцированные серии. Распространенность выделенных серий в геологическом разрезе, а также соотношения в каждой из них между основными и средними дифференциатами оценены по частоте встречаемости (рис. 2). Произведенные оценки показали, что в составе выделенных серий резко преобладают основные породы.

В Таулан-Армуданской гряде нами выделены породы толеитовой серии, представленные базальтами, долеритами, амфиболовыми метадолеритами, породы субщелочной серии, представленные гавайитами и муджиритами, и породы щелочной серии, представленные нефелиновыми тефритами (спилитами), тефрифонолитами (спилитами), фонотефритами (лейкодолеритами) и латитами (табл. 1). Детальное петрографическое описание перечисленных разновидностей пород приведено автором в работе [8]. Ниже мы отметим лишь наиболее характерные для них структурно-минералогические особенности. Так, для толеитовых пород типо-

Модальный состав магматических пород

Разновидности пород	Вкрапленники				Основная			
	P1	O1	Срх	Mgt	P1	Fsp	O1	Срх
I. Толеитовые долериты					47			43
Амфиболовые метадолериты	45							
Базальты, долериты					50			40
II. Гавайиты (спилиты)	Ед				60—75			0—7
Оливиновые гавайит-долериты					60—63		0—8	
Муджьериты					50	15		25
Муджьериты оливиновые					75			3
III. Нефелиновые тефриты (спилиты)	Ед				65			3
Нефелиновые тефрифенолиты (спилиты)	20	3	Ед	Ед	63			
Лейкодолериты (нефелиновые фонотефриты)	Ед				75			8
Трахибазальты					70	5		8

Примечание. I—III — серий пород: I — толеитовая, II — субщелочная, III — щелочная лавой шпат, Am — амфибол, Bi — биотит, Hms — гидрослюда, Sph — сфен, Th — титанит, Pl —

морфными и существенными минералами являются альбитизированные или сосюритизированные плагиоклазы, моноклинные пироксены (авгит, диопсид, титан-авгит) и вторичные амфиболы. В субщелочных и щелочных породах к отмеченным минералам добавляются оливин, калиевый полевоый шпат, биотит или гидрослюда. В толеитовых породах рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом, а в субщелочных и щелочных породах кроме того титанитом, сфеном, лейкоксеном и очень редко рутилом. Породы всех трех серий обладают сходными структурами и текстурами (см. табл. 1). В субщелочных и щелочных породах довольно часто присутствуют реликты ассимилированных лавой осадочных пород.

Петрохимическая характеристика магматических пород Хановского и Красногымовского хребтов базируется на петрографическом материале и химических анализах, заимствованных из опубликованных работ [3, 12, 14]. В геологической литературе рассматриваемые породы описаны как диабазы, базальты, спилиты, метадиабазы, метадиабазы, зеленые сланцы и зеленокаменные породы.

Диабазы имеют офитовые, микродиабазовые и порфириновые структуры. Вкрапленники (до 10 %) в них представлены андезином-лабрадором и клинопироксенами. Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагиоклазов, в промежутках между которыми располагаются ксеноморфные зерна клинопироксенов и рудные минералы.

Метабазальты имеют реликтовые порфириновые структуры. Порфириобласты в них представлены сосюритизированными и альбитизированными плагиоклазами (0,2—1 мм; 15 %), а основная масса состоит из плагиоклазов среднего или основного состава, хлорита и пумпеллиита.

Туфы, встречающиеся среди позднемоловых отложений, состоят из осколков кристаллов плагиоклазов (до 70 %) и клинопироксенов (до 5—15 %), сцементированных разложившимся вулканическим стеклом.

Зеленые сланцы обладают зеленым цветом различной интенсивности и отчетливой сланцевой текстурой. Зеленокаменные породы обычно массивные. В качестве главных породообразующих минералов в состав отмеченных пород в разных комбинациях и соотношениях входят: хлорит, альбит, эпидот, цоизит, лотрит, пумпеллиит, стильпномелан, тремолит,

Таулан-Ардмуданской гряды

масса								Вторичные минералы	Структуры, текстуры
Am	Bi	Hms	Sph Th	Mgt II	Ap	Gl			
			+	5		5	30	Долеритовые	
50				5			85	Серийно-порфиновые, blasts-офитовые	
0—15	0—5			0—10	Ед	8—10	10—30	Афировые, интерсертальные	
							30—45	Олигофиромые, офитовые, пилотакситовые, аксиолитовые, метельчатые, миндалекаменные	
0—15			0—3	0—13	Ед		40	Офитовые, гипидиоморфно-зернистые	
			3	7			25	Офитовые, метельчатые	
			10	2			40	Интерсертальные	
			10	15			15	30	Олигофиромые, интерсертальные
		10	2	5		Ед	35—40	Порфировые, интерсертальные	
				10			7	50	Олигофиромые, афировые, метельчатые, криптовые
				5			12	40	Офитовые, субофитовые, пойкилоофитовые, интерсертальные

ная, Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Crx — клинопироксен, Mgt — магнетит, Fsp — калиевый поильменит, Ap — апатит, Gl — стекло.

актинолит, кварц, серицит, реже сфен и лейкоксен. Микротекстура пород сланцеватая, структура чаще всего нематогранобластовая, лепидобластовая и порфиробластовая.

Нормативные составы магматических пород, вычисленные по методу А. Ритмана [13], приведены в работе [8]. По нормативному составу все породы, развитые в Таулан-Ардмуданской гряде, являются лейкократовыми, редко — мезократовыми. Породы толеитовой серии, как правило, содержат нормативный кварц и лишь в единичном случае — нормативный нефелин. Нормативные полевые шпаты в них представлены плагиоклазами (от основного олигоклаза до кислого битовнита, при резком преобладании андезина и лабрадора), исключительно редко — санидином. Нормативный оливин в толеитовых породах отсутствует или содержится в небольших количествах. Нормативные пироксены представлены авгитом, субкальциевым авгитом, диопсидом, диопсид-авгитом, очень редко пижонитом и гиперстеном. В субщелочной и щелочной сериях широко распространены разновидности с нормативным нефелином, лейцитом, санидином и ортоклазом. Причем содержание всех перечисленных минералов заметно выше в щелочных породах. Содержание нормативного оливина незначительно возрастает лишь в субщелочных породах. Преобладающими плагиоклазами в субщелочных и щелочных породах являются олигоклаз и андезин, хотя изредка встречаются лабрадор и битовнит. Среди пироксенов в составе пород рассматриваемых серий отмечены титанавгит, диопсид, диопсид-авгит, авгит, субкальциевый авгит и гиперстен. В щелочных породах появляется нормативный биотит. Высокая степень окисления железа присуща лишь щелочным породам.

Среди вулканических пород Хановского и Краснотымовского хребтов по нормативному составу установлены оливиновые толеитовые базальты, оливиновые базальты, кварцевые андезитобазальты и андезиты, муджиериты и оливиновые муджиериты [8]. Перечисленные породы по нормативному составу также являются лейкократовыми, очень редко — мезократовыми. Преобладающим нормативным плагиоклазом в основных породах обеих серий является андезин. В кислых дифференциатах появляется нормативный олигоклаз. Плагиоклазом основных пород толеитовой серии присуща весьма незначительная (1—2%) изоморфная

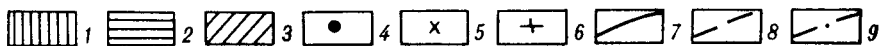
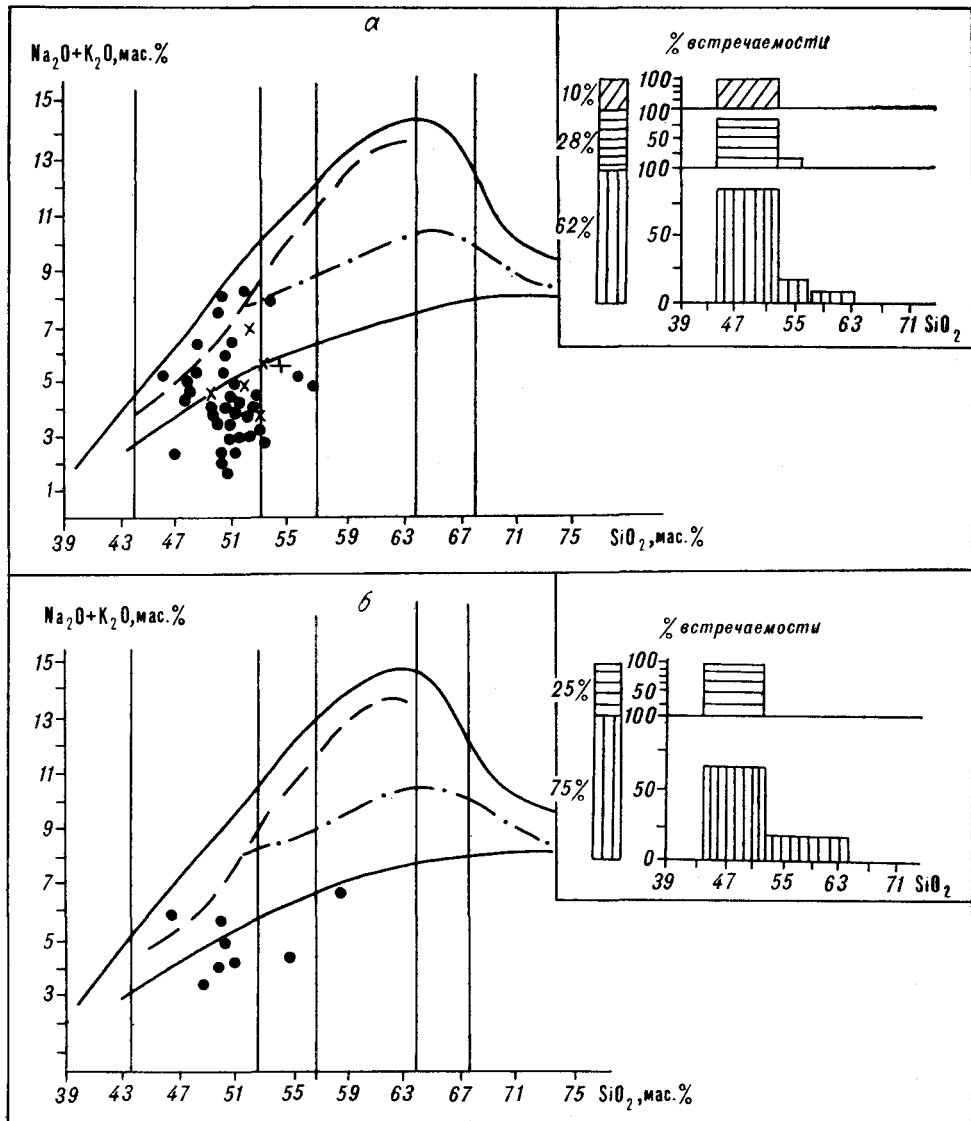


Рис. 2. Распространенность, характер дифференциация и положение на классификационной диаграмме «кремнезем — щелочи» вулканических серий (а — Таулан-Армутданской гряды, б — Хановского и Краснотымовского хребтов).

1—3 — серии пород (1 — толеитовая, 2 — субщелочная, 3 — щелочная); 4 — составы вулканических пород, 5 — габбро, габбро-нориты, лейкогранитоиды, 6 — диориты; 7—9 — границы полей (7 — субщелочных пород, 8 — щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 9 — щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы).

примесь калиевого полевого шпата, возрастающая в плагиоклазах кислых дифференциатов толеитовой и основных породах субщелочной серии до 6—10%. В породах основного состава обычно присутствуют нормативные оливин и клинопироксены. Среди последних наиболее часто встречается нормативный авгит, очень редко — диопсид. В кислых дифференциатах толеитовой серии присутствуют нормативные кварц и кордиерит, а в породах субщелочной серии — нормативные санидин и нефелин. Рудные и акцессорные минералы представлены нормативными ильменитом, магнетитом и анатитом. При этом в толеитовых породах отмечены наиболее высокие содержания нормативного магнетита. В субщелочных породах общее увеличение содержания рудных и акцессорных минералов сопро-

Химический состав магматических пород Таулан-Армуданской гряды

Компо- нент	Серия										
	Толентовая				Субщелочная			Щелочная			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,86	48,62	45,43	49,42 0,69	46,78 0,94	47,89	51,27	48,36	48,72	48,22	50,08
TiO ₂	1,48	0,74	1,86	1,10 0,10	2,84 1,08	2,20	2,97	1,66	1,67	2,16	3,16
Al ₂ O ₃	13,58	14,22	16,23	14,28 1,48	16,32 1,03	13,60	15,95	14,92	15,63	17,70	15,95
Fe ₂ O ₃	1,37	0,84	2,47	1,52 1,34	3,60 3,14	3,88	2,23	2,76	6,96	0,54	4,65
FeO	9,01	9,74	9,05	9,75 1,15	8,16 2,92	3,79	6,96	3,32	0,67	12,79	7,77
MnO	0,13	0,12	0,18	0,17 0,01	0,20 0,13	0,06	0,14	0,07	0,08	0,13	0,12
MgO	7,05	7,99	10,29	7,40 1,09	6,21 2,68	4,06	4,70	6,82	1,06	4,05	2,60
CaO	10,66	11,16	6,27	10,15 0,14	6,26 1,08	12,74	4,50	9,33	11,33	3,68	4,50
Na ₂ O	3,34	2,88	2,83	3,03 0,24	3,89 0,90	3,00	5,26	5,19	4,44	4,29	5,19
K ₂ O	0,15	0,06	0,09	0,03 0,01	0,90 0,44	1,36	2,38	0,49	3,10	2,86	2,82
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,06	0,02 0,01	0,30 0,24	0,19	0,16	0,18	0,23	0,24	0,18
П. п. п.	2,90	3,30	5,30	2,99 0,28	4,89 0,23	6,95	2,99	6,50	6,58	2,97	3,46
Σ	99,57	99,67	100,06	99,86	99,88	99,72	99,51	99,60	100,47	99,63	100,48
	1	1	1	3	4	1	1	1	1	1	1

Примечание. 1 — оливинсодержащий толентовый базальт, 2 — оливиновый базальт, 3 — оливиновый гавайит, гавайит-долерит, 4 — базальты, долериты, 5 — оливиновые гавайиты (спилиты), 6 — мужднериты, 7 — оливиновый мужднерит, 8 — нефелиновый тефрит (спилит), 9 — нефелиновый тефритонолит (спилит), 10 — нефелиновый фонотефрит, 11 — фельдшпатоидсодержащий трахизит. 1, 2, 7, 10, 11 — руч. Безымянный, 3, 5 — р. Укладенка, руч. Безымянный, 4 — руч. Порожистый, руч. Безымянный, 6—9 — район пос. Известковое. Анализы выполнены в ИМГиГ ДВО РАН: Л. Г. Воронова, А. Н. Слащева, Н. Е. Нефедова, Л. В. Шарецкая, Э. В. Гранник, Л. Г. Пинчук. В числителе — средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения.

вождается заметным возрастанием содержания нормативных ильменита и апатита.

Химический состав магматических пород, отобранных автором при полевых работах в Таулан-Армуданской гряде, приведен в табл. 2 (полностью анализы помещены в [8]). Общими особенностями химизма рассматриваемых пород являются их умеренная и высокая титанистость, железистость и магнезиальность. Повышение щелочности пород, как правило, сопровождается увеличением их титанистости, глиноземистости и известковистости, а также возрастанием среди щелочей роли калия, особенно значительным в щелочных породах. По петрохимическим коэффициентам [8] толентовые породы являются мезо- и меланократовыми, умеренно-, низко- и, исключительно редко, высокоглиноземистыми; субщелочные породы — мелано- и мезо-, исключительно редко — лейкократовыми, умеренно-, высоко и низкоглиноземистыми; щелочные породы — мезократовыми и лейкократовыми, высокоглиноземистыми, исключительно редко — умеренноглиноземистыми.

Таблица 3

Химический состав вулканических пород Хановского и Краснотымовского хребтов

Компонент	Серия					
	Толейтовая				Субщелочная	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,55	$\frac{48,03}{1,48}$	53,62	56,82	47,77	43,96
TiO ₂	1,10	$\frac{0,48}{0,35}$	0,12	0,16	3,05	2,11
Al ₂ O ₃	13,00	$\frac{13,97}{0,23}$	14,39	15,96	15,14	16,22
Fe ₂ O ₃	5,55	$\frac{4,82}{1,38}$	2,39	3,99	8,67	11,37
FeO	5,87	$\frac{6,74}{2,80}$	6,33	7,11	3,68	2,42
MnO	0,32	$\frac{0,12}{0,09}$	0,06	0,08	0,21	0,36
MgO	9,48	$\frac{7,16}{0,50}$	6,39	4,02	5,55	5,74
CaO	10,72	$\frac{10,65}{0,15}$	10,00	2,83	5,04	6,44
Na ₂ O	2,62	$\frac{3,71}{0,18}$	3,72	5,96	3,64	3,49
K ₂ O	0,40	$\frac{0,22}{0,27}$	0,04	0,10	1,33	1,52
P ₂ O ₅	0,27	$\frac{0,12}{0,13}$	0,03	0,04	0,53	0,45
П. п. п.	3,73	$\frac{3,21}{0,55}$	3,15	2,66	3,97	4,71
Σ	100,61	$\frac{100,29}{0,30}$	100,24	99,73	99,18	99,79
	1	3	1	1	1	1

Примечание. 1 — оливинный толейтовый базальт, 2 — оливинные базальты, 3 — кварцевый андезитобазальт, 4 — кварцевый андезит, 5 — мудиерит, 6 — оливинный мудиерит. 1, 5, 6 — Хановский хребет, 2 — Краснотымовский хребет, 3, 4 — р. Белая. Образцы 1, 2, 5, 6 заимствованы из работы [14], образцы 3, 4 заимствованы из работы [12].

Химический состав вулканических пород Хановского и Краснотымовского хребтов приведен в табл. 3. По петрохимическим коэффициентам [8] толейтовые породы являются мезо- и меланократовыми, низко-, редко умереннотитанистыми, высокожелезистыми и магnezиальными, низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми и принадлежат к натриевой серии. Возрастание кислотности толейтовых пород в процессе дифференциации сопровождается возрастанием глиноземистости и одновременно снижением магnezиальности и кальциевости. Субщелочные породы отличаются от толейтовых прежде всего по высокому содержанию титана и фосфора. По петрохимическим коэффициентам они являются меланократовыми, высокожелезистыми, умеренноглиноземистыми и умеренно-кальциевыми породами, принадлежащими калиево-натриевой серии.

На диаграммах «кремнезём — щелочи» отчетливо видно, что ощутимую дифференциацию, сопровождающуюся образованием средних пород, испытала лишь толейтовая магма обоих блоков (см. рис. 2). Дифференциация субщелочных и щелочных магм сопровождалась формированием основных пород различной кислотности вплоть до образования андезитобазальтов.

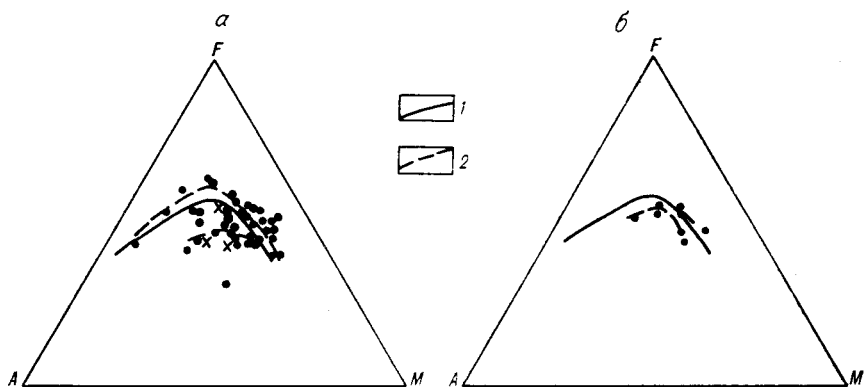


Рис. 3. Диаграмма АФМ для вулканических серий (а — Таулан-Армуданской гряды, б — Хановского и Краснотымовского хребтов).

1 — линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Ирвину и В. Барагару, 2 — тренды дифференциации вулканических серий. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

На диаграммах АФМ (рис. 3) породы Таулан-Армуданского и Хановско-Краснотымовского блоков образуют по два тренда дифференциации. Один тренд в области толеитовых, а второй — в области известково-щелочных пород. При этом фаннеровская тенденция дифференциации проявлена в обоих случаях.

Содержания микроэлементов в магматических породах установлены лишь для наименее измененных разновидностей их, отобранных в Таулан-Армуданской гряде (табл. 4). Важной особенностью магнемопроизводящего субстрата рассматриваемого региона является его истощение относительно хрома к началу процессов мезозойского магматизма. Как следует из табл. 4, выделенные серии отчетливо различаются между собой лишь по содержанию рубидия. Субщелочная и щелочная серии отличаются от толеитовой по содержанию большей части приведенных в табл. 4 элементов: лития, стронция, бария, ванадия, кобальта, галлия, циркония, лантана, тантала и редких земель. Субщелочная серия отчетливо отличается от толеитовой и щелочной лишь по содержанию ниобия. Приведенные данные свидетельствуют о возможном генетическом родстве субщелочной и щелочной серий, развитых в Таулан-Армуданской гряде.

Петрогеохимические критерии тектонической природы магматических образований. Осуществленные выше палеогеографические реконструкции свидетельствуют о существовании в рассматриваемом районе в триасовое — раннемеловое время палеоокеанической, а в послееальбское — окраинно-морской обстановок формирования отложений. Ниже мы рассмотрим соответствие петрогеохимических особенностей магматических пород восстановленным для них условиям образования.

Как видно на факторной диаграмме (рис. 4), основная область сгущения точек составов пород Таулан-Армуданской гряды локализуется на границе полей, характерных для базальтов океанического дна и задуговых бассейнов и островных дуг. Как нами установлено ранее [6, 7], подобная локализация составов пород на факторной диаграмме Дж. Пирса весьма характерна для магматических образований, сформировавшихся в обстановке Сахалинского окраинного моря. Незначительное количество образцов располагается на этой диаграмме в поле внутриплитовых океанических и континентальных базальтов. Этот факт может свидетельствовать о присутствии среди рассматриваемых образований небольшого объема магматических пород, сформировавшихся в океанической обстановке.

Рассмотрение индикаторных корреляционных отношений между микроэлементами [11] (рис. 5) позволяет выявить геохимические критерии, подтверждающие тектоническую природу магматических пород.

Содержание микроэлементов в магматических породах Таулан-Армуданской гряды

Элемент	Серия										
	Толейтовая				Субщелочная			Щелочная			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	8,9	8,3	8	$\frac{5-8,9}{6,7}$	$\frac{23-52}{42,5}$	5,7	41	16	—	38	11
Rb	—	—	—	—	$\frac{8-38}{25,2}$	40	67	—	56	68	75
Sr	100	30	80	$\frac{80-120}{100}$	$\frac{110-600}{270}$	420	250	220	250	130	460
Ba	40	30	30	$\frac{40-80}{60}$	$\frac{150-380}{220}$	150	260	70	180	250	240
Sc	54	53	70	$\frac{57-60}{59}$	$\frac{22-55}{37}$	40	35	38	28	60	22
V	230	210	250	$\frac{220-320}{283,3}$	$\frac{100-260}{165}$	120	160	100	130	190	120
Cr	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Co	33	52	45	$\frac{40-48}{43,7}$	$\frac{19-42}{29,5}$	16	44	18	8	42	15
Ni	63	70	100	$\frac{55-85}{66,7}$	$\frac{7-82}{31,5}$	48	90	49	13	52	7
Ga	42	30	28	$\frac{33-36}{34}$	$\frac{36-41}{37,8}$	28	46	23	22	28	28
Y	40	30	60	$\frac{10-40}{30}$	$\frac{40-100}{67,5}$	20	70	20	50	100	80
Zr	150	90	110	$\frac{70-90}{80}$	$\frac{120-560}{315}$	160	400	160	220	220	500
Nb	14	14	14	14	$\frac{14-70}{45,5}$	28	35	35	14	14	21
Ta	0,6	0,6	0,6	$\frac{0,6-0,8}{0,65}$	$\frac{0,7-2,5}{2,0}$	1,2	1,2	1,9	2	2,7	1,2
La	10	—	10	$\frac{0-10}{3,3}$	$\frac{0-100}{52,5}$	10	60	30	50	10	60
TR ₂ O ₃	150	90	100	$\frac{80-120}{103,3}$	$\frac{140-380}{285}$	200	260	180	240	210	340
	1	1	1	2	4	1	1	1	1	1	1

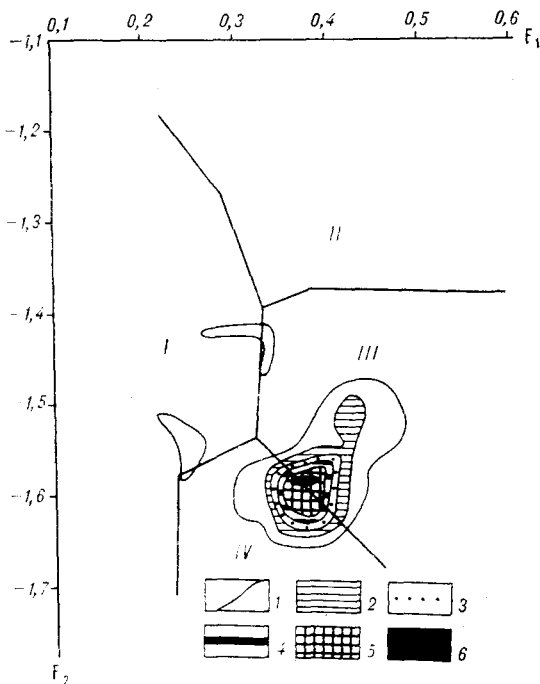
Примечание. Название пород см. в таблице 2. Анализы выполнены в Бронницкой геолого-геофизической экспедиции. Исполнители: Г. Карасева, Л. Бедахина, Л. Чижикова, Л. Малинина, В. Стрункина, С. К. Шиянина, Т. И. Ценская, Л. И. Погарельцева, М. Ф. Родькина, Т. В. Долинова, Т. Ф. Фесова. Воспроизводимость количественных определений: Cr, Ni — 5 г/т; V, Co, Sc — 3 г/т; Ga — 1 г/т; Ti — 0,5 г/т; Ta — 0,8 г/т; TR₂O₃ — 10 г/т; Zr, Nb — 20 г/т; Ba, Sr, La — 30 г/т. В числителе пределы концентраций. В знаменателе — средние значения (в г/т).

На геохимических диаграммах K/Ti и Zr/Ti составы пород Таулан-Армуданской гряды располагаются вдоль трендов, характерных для современных континентальных рифтов и, в меньшей степени, тяготеют к трендам океанических и островодужных образований. На диаграмме Co/Ni рассматриваемые породы располагаются также частично в океаническом поле, но главным образом в области, переходной между океаническими и островодужными образованиями, и внутри островодужного поля. На диаграммах Ti/Cr и V/Cr (см. рис. 5, табл. 4) отчетливо видно, что, во-первых, толейтовые, субщелочные и щелочные магматические расплавы были истощены относительно хрома и, во-вторых, субщелочные и щелочные магмы по сравнению с толейтовыми обогащены титаном и обеднены ванадием. На диаграмме Sr/Ba большая часть рассматриваемых пород располагается выше трендов, характерных для океанических и островодужных пород, что весьма характерно для магматических пород, сформировавшихся в палеотектонической обстановке Сахалинского окраинного

Рис. 4. Диаграмма Дж. Пирса [17] составов магматических пород Таулан-Армуданской гряды.

Значения факторов:
 $F_1 = 0,008 \text{ SiO}_2 - 0,0744 \text{ TiO}_2 +$
 $+ 0,0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0066 \text{ FeO} -$
 $- 0,0017 \text{ MgO} - 0,0143 \text{ CaO} -$
 $- 0,0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0007 \text{ K}_2\text{O};$
 $F_2 = 0,013 \text{ SiO}_2 - 0,0185 \text{ TiO}_2 -$
 $- 0,0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0134 \text{ FeO} -$
 $- 0,03 \text{ MgO} - 0,204 \text{ CaO} -$
 $- 0,0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0715 \text{ K}_2\text{O}.$

Поля составов пород: I — внутриплитовых базальтов (континентальные и океанические островные базальты), II — шощонитов, III — островодужных базальтов (известково-щелочных и низкокальциевых), IV — базальтов океанического дна и задуговых бассейнов. Оконтурированы области с количеством проектируемых точек в единичном квадрате (%): 1 — 2—4, 2 — 4—6, 3 — 6—8, 4 — 8—10, 5 — 10—12, 6 — 12—14.



моря [7]. Таким образом, осуществленный анализ петрохимических и геохимических данных определяет принадлежность магматических пород Таулан-Армуданской гряды к континентальным окраинно-морским и, частично, к океаническим образованиям.

Несмотря на небольшой массив данных, на факторной диаграмме Дж. Пирса (рис. 6) отчетливо видно, что тектоническая природа вулканических пород Хановского и Краснотымовского хребтов аналогична установленной для магматических пород Таулан-Армуданской гряды. Т. е. в рассматриваемом районе также распространены окраинно-морские и океанические внутриплитовые вулканические породы. На геохимиче-

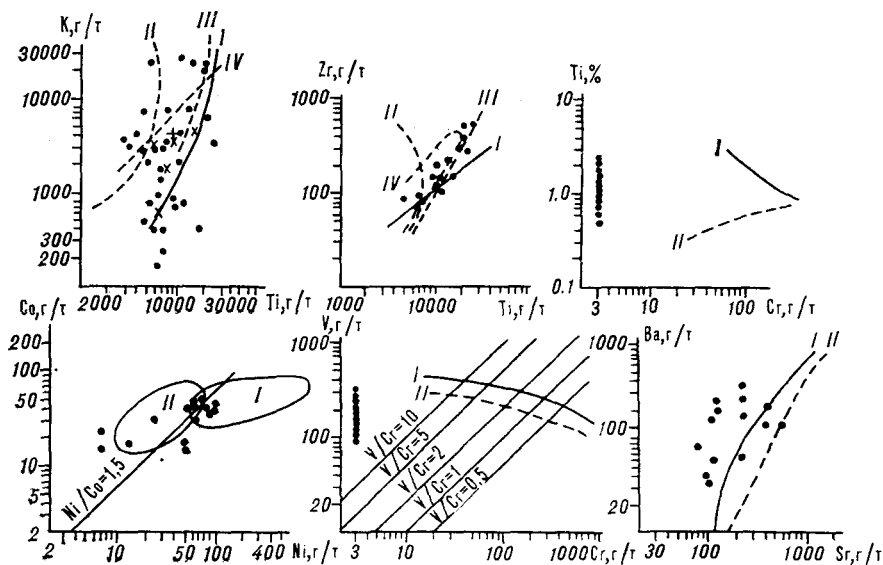


Рис. 5. Индикаторные корреляционные отношения микроэлементов для магматических пород Таулан-Армуданской гряды.

I—IV — тренд или поле составов пород: I — океанов, II — островных дуг, III — континентальных рифтов, IV — платформенных областей. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

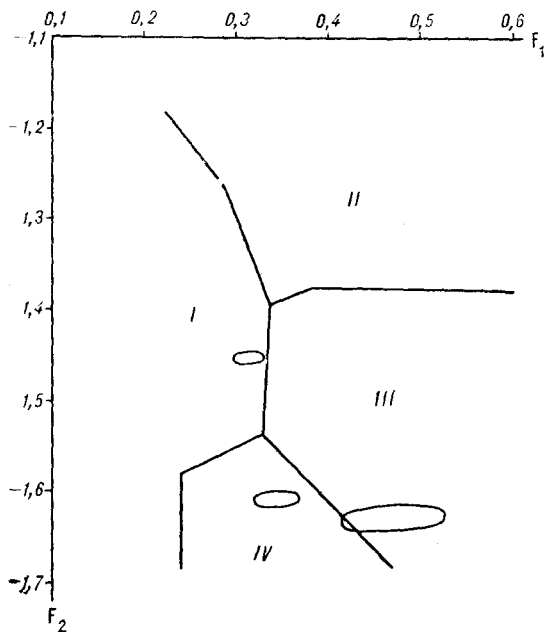


Рис. 6. Диаграмма Дж. Пирса [17] составов вулканических пород Хановского и Краснотымовского хребтов. Усл. обозн. см. на рис. 4.

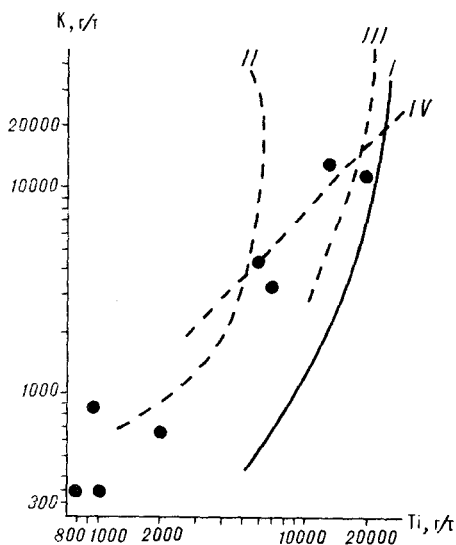
ской диаграмме K/Ti (рис. 7) составы пород тяготеют преимущественно к тренду континентальных рифтовых образований, что свидетельствует о преобладании и в этом районе вулканических пород, сформировавшихся в палеотектонической обстановке окраинного моря.

Заключение. Выполненными исследованиями в строении складчато-блоковой и чешуйчато-надвиговой структуры Таулап-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов установлены следующие структурно-вещественные комплексы: кремнисто-вулканогенные или метакремнисто-вулканогенные ($T; K_1 - K_{1-2}; K_2$), кремнистый ($J_1 - K_1$), вулканогенно-кремнистые ($J_1 - K_1; K_1 - K_2$), терригенно-вулканогенно-кремнистые (K_1, K_2), вулканогенные ($K_1 - K_{1-2}$), туфово-кремнисто-терригенный (K_{1-2}), терригенно-кремнистый (K_{1-2}), кремнисто-терригенные или метакремнисто-терригенные (K_2), метатерригенный ($K_2?$).

Установлено, что в триасовое — раннемеловое время на рассматриваемых площадях существовала океаническая палеотектоническая обстановка, абсолютно тождественная обстановке, восстановленной для одновозрастных отложений Тоинно-Анивского полуострова [5], включая вза-

Рис. 7. Индикаторная корреляционная диаграмма для вулканических пород Хановского и Краснотымовского хребтов.

Усл. обозн. см. на рис. 5.



имное расположение абиссальной впадины и вулканического поднятия. В раннемеловое — палеогеновое время осадкообразование и магматизм на характеризуемых площадях происходили в палеотектонической обстановке окраинного моря.

Выяснено, что магматические породы Таулап-Армуданской гряды представлены тремя слабо дифференцированными сериями: толентовой, субщелочной и щелочной, с резким преобладанием в каждой из них пород основного состава. Вулканические породы Хановского и Краснотымовского хребтов представлены слабо дифференцированными толентовой и субщелочной сериями, также с резким преобладанием в них пород основного состава.

Общими особенностями химизма магматических пород Таулап-Армуданской гряды являются их умеренная и высокая титанистость, железистость и магнезиальность. Повышение щелочности пород сопровождается увеличением их титанистости, глиноземистости и известковистости, а также возрастанием среди щелочей роли калия. Толентовые породы Хановского и Краснотымовского хребтов являются низко- и умереннотитанистыми, также высокожелезистыми и магнезиальными. Возрастание их кислотности в процессе дифференциации сопровождается возрастанием глиноземистости и одновременным снижением магнезиальности, кальциевости и калиевости. Субщелочные породы этих хребтов характеризуются высокими содержаниями железа, титана и фосфора, при умеренных содержаниях глинозема и кальция.

Содержание микроэлементов в магматических породах Таулап-Армуданской гряды свидетельствует о возможном генетическом родстве субщелочной и щелочной магм и значительной самостоятельности толентовой магмы.

Выполненный анализ петрохимических и геохимических данных позволил показать соответствие петрохимических критериев магматических пород Таулап-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов восстановленным океанической и окраинно-морской обстановкам формирования отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н. Ю., Королюк Е. В., Рихтер А. В. Пермские известняки в разрезе о-ва Сахалин // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 10.— С. 51—57.
2. Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Осадконакопление и вулканизм в позднемеловом — раннемезозойском бассейне Сахалина // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах.— М.: Наука, 1979.— С. 82—129.
3. Геология СССР, Т. 33.— М.: Недра, 1970.
4. Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор.— М.: Наука, 1978.
5. Гранник В. М. Новые данные о мезозойских отложениях Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 307, № 6.— С. 1433—1436.
6. Гранник В. М. Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы.— Южно-Сахалинск, 1990.
7. Гранник В. М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Таулап-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов.— Южно-Сахалинск, 1991.
8. Гранник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н. Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова.— Южно-Сахалинск, 1989.
9. Елисева В. К., Соснина М. П. О находке верхнепермских отложений на о-ве Сахалине // Геология и геофизика.— 1964.— № 10.— С. 159—160.
10. Казинцева Л. И., Рождественский В. С. Нижнемеловые отложения Таулап-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 5.— С. 103—106.
11. Луц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
12. *Метаморфические комплексы острова Сахалин*/Г. С. Гнибиденко, А. Е. Егоров, М. П. Егорова и др.— Южно-Сахалинск, 1969.

13. Ригман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: метод пересчета с дополнениями В. Готтини, У. Хьюреса, Г. Пихлера, Р. Стенгелина.— М.: Мир, 1975.
14. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое.— М.: Наука, 1986.
15. Сметов Е. М. Геологическое строение острова Сахалина и его нефтегазоносность // Тр. ВНИГРИ. Спец. сер.— 1953.— Вып. 6.— С. 115—122.
16. Шустов В. А. Палеозойские отложения Таулай-Армуданской гряды на Сахалине // Тр. ВНИГРИ.— 1961.— Вып. 181.— С. 95—117.
17. Pearce J. A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts // J. Petrol.— 1976.— V. 17, N 1.— P. 15—43.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
6 апреля 1992 г.

УДК 551.781(571.64)

О. А. Мельников

О НАИБОЛЕЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОЧНОМ КРЫЛЕ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

(о Сахалин)

Доказывается, что наиболее представительным и полным разрезом палеогеновых отложений на восточном крыле палеогенового Западно-Сахалинского антиклинория является разрез по правому притоку р. Орловка — р. Шир, в котором вскрываются аналоги всех литолого-стратиграфических подразделений палеогеновых отложений западного крыла этого антиклинория, включая впервые установленный аналог краснопольевской свиты (подсвиты) и отвечающей ей элементарной формации. Подтверждаются ранее сделанные выводы о едином палеогеновом седиментационном бассейне на месте Западно-Сахалинского антиклинория, о резкой асинхронности границ всех литолого-стратиграфических подразделений слагающих его палеогеновых отложений, о явлении миграции фаций с запада на восток в этом седиментационном бассейне, о необходимости перехода от обычного геологического картирования с выделением относительно одновозрастных свит, подсвит, серий к геотектоническому картированию с выделением асинхронных геологических тел типа разноранговых геологических формаций.

Относимые к палеогену отложения на Сахалине шире всего (как по мощности — до 3000 м, так и по распространению на дневной поверхности) развиты по западному побережью острова — на западном крыле крупного субмеридионального, возникшего в плиocene [14—19], Западно-Сахалинского антиклинория. На восточном крыле этого антиклинория, осложненном Тымь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) взбросо-надвигом, палеогеновые отложения в резко сокращенном по мощности (почти до полного выпадения из разреза) виде распространены узко спорадически, преимущественно в эрозионно-тектонических «окнах» в поднадвиговой части восточного крыла антиклинория.

За нижнюю границу палеогеновых отложений на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория почти в общепринятом порядке принимается регионально выраженная поверхность размыва, разделяющая поздне меловой и палеогеновый седиментационные циклы (макроциклиты, серии или мегаформации). Первый из них завершает разрез нижнего структурного этажа («комплекса основания», складчатого фундамента) или метаморфитовой надформации, отвечающей эвгеосинклинальной стадии развития Сахалина, а второй — начинает разрез среднего структурного этажа (литолитовой надформации), отвечающего орогенной и островодужной стадиям развития Сахалина [18].

За верхнюю границу палеогеновых отложений на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория мы принимаем почти столь же от-

четливую (как и нижняя граница) и регионально выраженную смену нормально-осадочных отложений палеогенового седиментационного цикла грубообломочными вулканогенными образованиями дацит-андезитового состава (вулканитовая элементарная формация, отвечающая так называемой аракайской свите) миоценового седиментационного цикла (макродиклита, серии, мегаформации), всеми своими признаками отражающего классические особенности островодужной стадии развития. Следы размыва и перерыва в осадконакоплении, часто сопровождающие эту смену, не только делают эту границу четкой, но и сближают ее в какой-то мере по характеру с нижней границей палеогеновых отложений Сахалина. К сожалению, биостратиграфические данные по верхней границе палеогеновых отложений, видимо, не столь отчетливы, в связи с чем проводимая на Сахалине по этим данным граница палеогена и неогена биостратиграфами то опускается, то поднимается. В последнее время наметилась тенденция к подъему этой границы, по меньшей мере до кровли вулканогенных образований вулканитовой дацит-андезитовой формации (аракайской свиты), залегающей в основании миоценового седиментационного цикла (серии, мегаформации). Мы придерживаемся на этот счет более ранних представлений о проведении границы между палеогеном и неогеном не по кровле, а по подошве вулканогенных образований вулканитовой дацит-андезитовой формации, что полностью согласуется с проведением этой границы по данным японских геологов [1] на о. Хоккайдо.

На восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория в эрозионно-тектонических окнах под Тымь-Поронайским взброснадвигом, где вскрывается весь разрез кайнозойских отложений, в основании этого разреза выделяется толща, называемая гастелловской свитой [2, 6], максимальной мощностью не более 750 м. Возрастным аналогом этой свиты на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория по фауне моллюсков (так называемый мачигарский комплекс) считается [4—13] одна лишь вулканитовая дацит-андезитовая формация (аракайская свита), и в зависимости от определения возраста этой последней (ранний миоцен по прежним представлениям или поздний олигоцен по последним представлениям биостратиграфов) либо выделяют, либо не выделяют палеогеновые отложения на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. Нашими работами [3, 15, 16] было доказано, что возрастным и вещественным аналогом аракайской вулканогенной свиты (раннемиоценовой дацит-андезитовой вулканитовой формации) западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория на восточном крыле этого антиклинория является лишь самая верхняя небольшая по мощности (до 350 м) неповсеместно развитая часть гастелловской свиты (так называемая верхняя вулканогенная пачка), а остальная большая и значительно шире развитая нижняя часть этой свиты (пачки: конгломератная, песчаник-алевролитовая и кремнистых алевролитов) является возрастным и вещественным аналогом залегающих ниже аракайской свиты общепризнанных палеогеновых отложений Сахалина, подразделяемых на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория в общепринятом порядке на отвечающие элементарным формациям свиты (снизу вверх): конгломератную (пролювиально-делювиальную), нижнедуйскую (пресноводно-континентальную угленосную), краснопольевскую (прибрежно-морскую) и такарадайскую (морскую, относительно глубоководную). При этом по отобранной в отложениях нижней части гастелловской свиты фауне моллюсков был не только доказан ее палеогеновый возраст, но и по целому ряду характерных структурно-вещественных (формационных), биостратиграфических и генетических признаков в отложениях гастелловской свиты были выделены почти все аналоги литолого-стратиграфических подразделений (свит, элементарных формаций) западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория. Все же различия в разрезах палеогеновых отложений западного и восточного крыльев этого антиклинория хорошо объяснялись явлением миграции фаций с запада (или

юго-запада) на восток. К числу таких наиболее существенных различий относились:

1. Резко сокращенная мощность базальных конгломератовых образований (с максимумом до 70—80 м на р. Оморка) в основании гасстелловской свиты на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория по сравнению с мощностью конгломератов 140—150 м (р. Августовка) в конгломератной свите (подсвите) на западном крыле антиклинория.

2. Почти полное отсутствие угленосных образований, сменяющих базальные конгломераты в основании гасстелловской свиты, хотя следы таких угленосных образований в отдельных разрезах гасстелловской свиты и отмечались, например, по той же р. Оморка, и повсеместное широкое развитие угленосной нижнедуйской свиты (подсвиты), сменяющей конгломератную, на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория.

3. Полное отсутствие в гасстелловской свите структурно-вещественного аналога широко развитой на западном побережье Сахалина так называемой краснопольевской свиты или подсвиты (прибрежно-морские образования, выраженные ритмичным или циклическим переслаиванием мелкогалечных конгломератов, плотных слоистых или косослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов и характерных прослоев ракушняка с *Ostrea*; в верхах некоторых циклов отмечаются тонкие прослои каменного угля или углистых сланцев), хотя в наиболее полном разрезе гасстелловской свиты по р. Черниговка в Макаровском районе и отмечались сходные с краснопольевскими плотные песчаники мощностью около 10 м, которые сменяют залегающие в основании свиты мелкогалечные конгломераты с многочисленными остатками (до образования ракушняка) раковин морских моллюсков (преимущественно из рода *Mastra*) при переходе от конгломератов к песчаникам.

В результате проведенных нами на Сахалине работ и анализа полученных результатов наиболее представительным разрезом палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория следует, видимо, признать разрез по р. Шир (правый приток р. Орловка), в котором, в отличие от других разрезов этого крыла антиклинория, хорошо представлены почти все структурно-вещественные аналоги палеогеновых и неогеновых литолого-стратиграфических подразделений (седиментационных циклов или циклитов, серий, свит, элементарных формаций и мегаформаций) западного крыла, в том числе до сих пор не отмечавшийся на восточном крыле антиклинория аналог так называемой краснопольевской свиты (подсвиты) западного крыла антиклинория. На рисунке представлены маршрутная геологическая (формационная) карта вдоль р. Шир и вскрываемый этой рекой разрез палеогеновых и неогеновых отложений, сопоставленный с находящимся на одной широте типовым разрезом этих отложений по р. Августовка на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. В основании разреза кайнозойских отложений по р. Шир в непосредственной близости к Тымь-Поропайскому (Центрально-Сахалинскому) взбросоадвижку, по которому контактируют здесь мезозойские (меловые) и кайнозойские отложения, вскрывается мощная (не менее 120 м) толща разногалечных (до крупногалеч-

Схема сопоставления разрезов по рекам Августовка (I) и Шир (II) (A) с обзорной картой (B) и маршрутной формационной картой по р. Шир (B).

A и B: 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — плотные слоистые песчаники; 3 — песчаники с заметной примесью вулканогенного материала и вулканомиктовые песчаники; 4 — слабо сцементированные неяснослоистые песчаники; 5 — плотные слоистые алевролиты; 6 — неяснослоистые слабо сцементированные алевролиты; 7 — окремненные или кремнистые алевролиты и аргиллиты; 8 — аргиллиты; 9 — туфы; 10 — вулканические брекчии и конгломератобрекчии; 11 — пласты и прослои каменных углей и углистых сланцев; 12 — прослои ракушняка с *Ostrea*; 13 — милоцитизированные глины; 14 — следы размылов и перерывов в осадконакоплении; 15 — взбросоадвижки и разрывные нарушения неясной морфологии; 16 — элементы залегания пород; 17 — обнажения.

B: 1 — комплексе оснований, складчатый фундамент, нижний структурный этаж или метаморфитовая надформация с возрастным интервалом от позднего палеозоя по поздний мел включительно; 2 — палеогеновые отложения; 3 — неоген-четвертичные отложения; 4 — основные разрывы; 5 — профиль сопоставления разрезов по рекам Августовка (I) и Шир (II); 6 — район разреза р. Шир.

ных и даже валунных) с преобладанием мелкогалечных конгломератов [19].

Различно окатанная галька (коэффициент окатанности 1,73—2,1) этих конгломератов отличается исключительно пестрым составом. Преобладают ишмы и кварциты, значительную роль играют песчаники, особенно полимиктовые, встречаются различные эффузивные, интрузивные и метаморфические породы. Галечный материал в конгломератах распределен неравномерно с общим уменьшением размера галек от подошвы к кровле толщи, с заметно выраженным чередованием более крупногалечных и мелкогалечных (до гравелитов) разностей, образующих несколько разных по мощности циклитов с более грубообломочными конгломератами в приподошвенной части циклитов, постепенно переходящими в мелкогалечные конгломераты в верхних частях циклитов.

Своим циклическим строением, мощностью циклитов, пестротой состава галек конгломератная толща в основании кайнозойского разреза по р. Шир во многом напоминает песчаниково-конгломератовую (ПК) элементарную формацию (конгломератовую свиту или подсвиту), залегающую в основании палеогеновых отложений на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, в частности, в расположенном непосредственно к западу от р. Шир разрезе по р. Августовка (см. рисунок). Кстати, мощность ПК формации (140—150 м) в этом разрезе считается максимальной для нее на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. Мощность конгломератной толщи (формации) в основании кайнозойского разреза по р. Шир составляет не менее 120 м — почти одинаковая с мощностью ПК формации по р. Августовка и также наибольшая по сравнению с другими разрезами на всем восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. Некоторые отличия конгломератовой толщи (формации) по р. Шир от ПК формации по р. Августовка (отсутствие в элементарных циклитах свойственных ПК формации прослоев песчаников, а иногда алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями каменного угля и углистых сланцев, более низкая окатанность и отсортированность гравийно-галечного материала, различия в составе галек и т. д.) хорошо объясняются более близким расположением разреза р. Шир к находившемуся восточнее основному источнику сноса (области сноса) на месте Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии.

На конгломератовой толще по р. Шир согласно, с постепенным переходом (через маломощные гравелиты и песчаники) залегают примерно 70-метровая пачка пород, состоящая в основном из переслаивающихся алевролитов и аргиллитов — темно-серых, почти черных, тонкослоистых, не очень плотных с небольшим (до 20—30 см), но отчетливо выраженным прослоем каменного угля в верхней части. Эта пачка по набору (парагенезу) пород типична для верхней половины (а иногда и большей части) элементарного циклита угленосной (крупноритмослоистой угленосно-песчаник-алевролитоаргиллитовой — УПА) формации Сахалина [18, 19], отвечающей в палеогеновом седиментационном циклите (макроциклите, мегаформации) на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория повсеместно развитой там так называемой нижнедуйской угленосной свите (подсвите). В разрезе по Августовке, ближайшем к рассматриваемому району, плохо обнаженные отложения этой свиты, судя по всему, представлены в основном слабо уплотненными легко размываемыми темно-серыми алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями каменного угля и углистых сланцев общей мощностью до 360 м, согласно (с постепенным переходом) залегающими на образовании конгломератной свиты (подсвиты). Следы сходных угленосных образований незначительной мощности в сменяющих базальные конгломераты отложениях гастелловской свиты на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, помимо р. Шир, отмечаются в расположенном севернее разрезе по р. Опорка. Нами аналогичные следы угленосных образований, перекрывающих базальные конгломераты, наблюдались в разрезе

гастелловской свиты в южнее расположенном разрезе по р. Пугачевка на юге Макаровского района, по левому борту небольшого левого распада в приустьевой части этой реки. В разрезе по р. Шир эти угленосные образования не только хорошо обнажены и представлены типичной для палеогеновой крупноритмослоистой угленосно-песчаник-алевролитогиллитовой (УПА) элементарной формации породной ассоциацией (парагенезом), но и достигают наибольшей (до 70 м) по сравнению с другими разрезами на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория мощности.

На 70-метровой угленосной алевролитогиллитовой пачке в разрезе по р. Шир согласно, с постепенным переходом, залегает толща суммарной мощностью около 400 м, сложенная преимущественно песчаниками — серыми, плотными, слоистыми или неяснослоистыми, иногда косослоистыми, разнозернистыми, разделенными небольшими, плохо обособленными прослоями алевролитов и гиллитов с образованием совместно с песчаниками нескольких ритмов или циклов мощностью в десятки метров. В самой верхней части этой толщи выделяются один или два ритма (элементарных циклита), состоящих из мелкогалечных конгломератов или гравелитов в основании, постепенно сменяющихся сначала песчаниками, а затем алевролитами и гиллитами с небольшими прослоями каменного угля или углистых сланцев. Непосредственно в подошве и кровле толщи залегают два отчетливо выраженных 10—30-сантиметровых прослоя ракушняков, состоящих в основном из раковин *Ostrea*.

В отложениях гастелловской свиты до сих пор отмечались лишь ракушняки с *Mastra*, да и то в основном в базальных конгломератах или гравелитах, а ракушняки с *Ostrea* отмечаются на Сахалине только в отложениях так называемой краснопольевской свиты (подсвиты), залегающей на нижедуйской угленосной свите (подсвите) в палеогеновом седиментационном цикле на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. Эталонная ассоциация (парагенез) пород отвечающей этой свите крупношлифовидно-слоистой алевролитогиллитопесчаниковой элементарной формации, хорошо обнаженной в разрезе по р. Августовка, представлена [19] отчетливо выраженным ритмичным или циклическим переслаиванием почти всего ряда терригенных обломочных пород от гиллитов до конгломератов с преобладанием (более 50 %) песчаников.

Типичный для формации ритм или цикл (элементарный циклит) состоит из мощного (до 10 м и более) пласта песчаника в нижней части, который вверх по разрезу постепенно переходит в более тонкозернистые породы до алевролитов и гиллитов включительно. Зачастую верхние части ритмов (элементарных циклитов) представляют собой очень тонкого (сантиметрового) шлифовидного переслаивания алевролитов, гиллитов и мелкозернистых песчаников. Среди алевролитов и гиллитов, слагающих верхние части элементарных циклитов, иногда отмечаются тонкие прослои каменного угля и углистых сланцев. Залегающие в основании ритмов (циклитов) разнозернистые, плотные, слоистые или косослоистые песчаники, становясь все более грубозернистыми от кровли к подошве, очень часто переходят в гравелиты и даже мелкогалечные конгломераты. В некоторых ритмах (циклитах) вместо песчаников отмечаются прослои или пласты ракушняков, состоящих из раковин или обломков раковин почти исключительно одних лишь *Ostrea*. Поверхности разделов между ритмами (циклитами) четкие, нередко волнистые за счет размыва. Чаще всего волнистые контакты наблюдаются в тех случаях, когда в основании ритмов залегают гравелиты, конгломераты и ракушняки. Мощность ритмов варьирует в среднем от 1 до 30 м, не превышая 50 м, а общая мощность всей формации составляет 750 м. Индекс формации, отвечающей приведенному описанию эталонной ассоциации слагающих ее пород (от резко подчиненных к преобладающим), — УРКАИ, где У — каменные угли и углистые сланцы, Р — ракушняки, К — конгломераты и гравелиты, А — алевролиты и гиллиты, П — песчаники. Приведенному описанию эталонной ассоциации пород этой фор-

мации по р. Августовка практически идентичен разрез рассматриваемой 400-метровой толщи по р. Шир. Некоторые различия, в частности, сокращение в мощности аналогично с залегающими ниже конгломератной и угленосной формациями хорошо объясняются более близким расположением разреза по р. Шир к находившейся восточнее области сноса и свойственной палеогеновому седиментационному циклу миграции фаций с запада на восток [16].

Толща с ракушками на р. Шир сменяется 30—40-метровой пачкой неяснослоистых песчаников с рассеянной галькой и гравием, заметно отличающихся своим внешним видом от подстилающих песчаников и больше напоминающих слабо уплотненные неяснослоистые, с рассеянной галькой и гравием песчано-алевролитовые образования так называемой такарадайской свиты, залегающей на краснопольевской свите и завершающей разрез палеогенового седиментационного цикла на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. Это подтверждается тем, что выше этой пачки в разрезе по р. Шир с отчетливым размывом и среднегалечным конгломератом в основании залегают окремненные голубовато-серые алевролиты общей мощностью около 50 м так называемой холмской свиты, слагающей уже миоценовый седиментационный цикл (макроцикл) и широко развитой (надежный вещественный и возрастной репер) как на западном, так и на восточном крыльях Западно-Сахалинского антиклинория, а также тем, что на этих окремненных алевролитах по р. Шир залегают последовательно сменяющие друг друга так называемые верхнедуйская пресноводно-континентальная (угленосная) и курасийская морская (относительно глубоководная) свиты, отражающие первую половину следующего миоцен-плиоценового седиментационного цикла и сходные по составу с одноименными разновозрастными свитами западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория. Некоторые различия, в частности, полное выпадение из разреза отложений вулканогенной дацит-андезитовой аракайской свиты и резкое сокращение в мощности возрастных и вещественных аналогов такарадайской и холмской свит объясняются все тем же более близким к расположенной восточнее области сноса положением разреза по р. Шир по сравнению с разрезом по р. Августовка, да и всеми другими разрезами западного побережья Сахалина.

Возрастные и вещественные аналоги раннемиоценовой аракайской дацит-андезитовой вулканогенной толщи (свиты, формации) вдоль восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория лучше всего (максимальной мощностью до 350 м) развиты в Макаровском районе (разрез по р. Черниговка) и к северу от него, постепенно уменьшаясь в мощности, практически выклиниваются уже на юге Поронайского района (не более 10 м в разрезе по р. Гастелловка). Поэтому вполне естественно отсутствие (выпадение из разреза) отложений этой свиты (формации) в более северном Смирныховском районе и в разрезе по р. Шир. Вполне закономерно и сокращение в мощности в разрезе по р. Шир возрастных и вещественных аналогов такарадайской и холмской свит (формаций) в связи с общим сокращением палеогеновых и раннемиоценовых отложений в северном направлении как на западном, так и на восточном крыльях Западно-Сахалинского антиклинория. К тому же, в отношении холмской свиты в разрезе по р. Шир не исключается наличие на контакте ее с вышележащей верхнедуйской свитой сброса, за счет которого возможно некоторое сокращение мощностей этих свит. На наличие тектонического разрыва на контакте этих свит указывают приуроченные непосредственно к этому контакту слабо уплотненные голубовато-серые глины, напоминающие милониты. Резкое же сокращение в мощности возрастного и вещественного аналога такарадайской свиты (подсвиты) скорее всего объясняется ее замещением в восточном направлении, в связи с установленным нами явлением миграции фаций, отложениями краснопольевской свиты (подсвиты). Такое замещение в разрезе по р. Шир (почти на всю мощность такарадайской свиты), видимо, выра-

жено гораздо лучше, чем в других разрезах палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория.

Из приведенного следует:

1. Отложения палеогенового седиментационного цикла (макроциклита, серии, мегаформации), повсеместно и полно развитые на западном крыле субмеридионального плиоценового Западно-Сахалинского антиклинория, всеми (без исключения) элементами своего разреза (свитами, подсвитами, элементарными формациями), хотя и сокращенной мощности и узко спорадически, развиты вдоль всего и восточного крыла этого антиклинория в эрозионно-тектонических «окнах» под осложняющим это крыло Тымь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) взбросоадвигом.

2. Наиболее полным и представительным (как по мощности, так и по содержанию) разрезом палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория является разрез по р. Шир (Смирныховский район), в котором вскрываются структурно-вещественные аналоги всех без исключения элементов разреза (свит, подсвит, элементарных формаций) палеогеновых отложений западного крыла этого антиклинория: конгломератная, нижнедуйская, краснопольевская и такарадайская свиты (подсвиты) или отвечающие им элементарные формации. Исключение составляют лишь самые верхи палеогеновых отложений и смена их неогеновыми отложениями. Эта часть разреза хорошо и полно представлена в южнее расположенном Макаровском районе в разрезе по р. Черниговка [3, 15, 16]. В разрезе по р. Шир самая верхняя часть палеогеновых отложений (седиментационного цикла, мегаформации) уничтожена размывом, предшествующим началу нового миоценового седиментационного цикла (мегаформации), который в разрезе по р. Шир выражен маломощной пачкой окремненных алевролитов и аргиллитов холмской свиты, с размывом залегающих на отложениях такарадайской свиты, с выпадением из разреза вулканогенных образований аракайской свиты, начинающихся миоценовый седиментационный цикл.

3. В разрезе палеогеновых отложений по р. Шир впервые для восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория обнаружен предельно полный структурно-вещественный (парагенетический) аналог (крупноритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями ракушнякав из раковин *Ostrea*) краснопольевской свиты (подсвиты) и отвечающей ей элементарной формации западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория.

4. Все различия в особенностях палеогеновых отложений на западном и восточном крыльях Западно-Сахалинского антиклинория логичнее всего объясняются ранее сделанным выводом [16, 17, 21, 22] о наличии в палеогене на месте этого антиклинория единого субмеридионального седиментационного бассейна, центральная часть которого протягивалась вдоль западного крыла антиклинория, а периферическая — вдоль восточного крыла антиклинория; осадконакопление в этом бассейне сопровождалось в палеогене отчетливо выраженным явлением миграции фаций с запада на восток, от центральной части бассейна к периферической, к расположенной на месте современных Тымь-Поронайской депрессии и Восточно-Сахалинского хребта основной области сноса в палеогене. За счет миграции фаций все литолого-стратиграфические элементы разреза (свиты, подсвиты, элементарные формации) палеогеновых отложений Сахалина латерально замещают друг друга и имеют резко асинхронные границы с общим омоложением от осевой части седиментационного бассейна к его периферии, а применительно к Западно-Сахалинскому антиклинорию — от его западного крыла к восточному.

5. Наличие в палеогеновых отложениях восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория всех аналогов литолого-стратиграфических подразделений его западного крыла, резкая асинхронность границ этих подразделений требуют отказаться от выделения на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория единой одновозрастной так называемой гастелловской свиты и перейти к картированию вместо нее несколь-

ких вполне самостоятельных асинхронных литолого-стратиграфических подразделений, отвечающих асинхронным элементарным формациям, полностью адекватным на обоих крыльях антиклинория, а в общем случае перейти, наконец, от прежнего, явно устаревшего геологического картирования к более современному (более объективному и информативному) геотектоническому картированию [16, 18, 19].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геологическое развитие Японских островов*/Под ред. М. Минато.— М.: Мир, 1968.
2. *Геология СССР*. Т. 33, ч. I. Остров Сахалин.— М.: Недра, 1970.
3. *Егоров А. Е., Мельников О. А., Сирый И. М., Шереметьева Г. Н.* Палеогеновые отложения восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория // *Геология и геофизика*.— № 2.— 1966.— С. 139—142.
4. *Жидкова Л. С.* Стратиграфия палеогеновых отложений Сахалина // *Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР*.— М.: Гостоптехиздат, 1961.— С. 108—119.
5. *Жидкова Л. С.* К вопросу о палеогене восточных районов Сахалина // *Там же*.— С. 120—124.
6. *Жидкова Л. С., Кузина И. Н.* К стратиграфии нижнемиоценовых отложений восточного побережья Сахалина (гастелловская свита) // *Труды ВНИГРИ*.— 1961.— Вып. 181.— С. 5—24.
7. *Криштофович Л. В.* Основание выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина // *Там же*.— 1960.— Вып. 154.— С. 84—140.
8. *Криштофович Л. В.* Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости // *Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР*.— М.: Гостоптехиздат, 1961.— С. 83—90.
9. *Криштофович Л. В.* Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина) // *Там же*.— С. 91—107.
10. *Криштофович Л. В.* Моллюски третичных отложений Сахалина.— М.: Недра, 1964. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 223).
11. *Криштофович Л. В., Ильина А. П.* Моллюски третичных отложений южного Сахалина.— М.: Недра, 1954. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 10).
12. *Кузина И. Н.* Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина // *Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР*.— М.: Гостоптехиздат, 1961.— С. 209—215.
13. *Кузина И. Н., Ратновский И. И.* Мачигарская свита п-ова Шмидта как опорный горизонт для сопоставления третичных отложений Сахалина // *Труды ВНИГРИ*.— 1956.— Вып. 99.— С. 16—19.
14. *Мельников О. А.* К вопросу геотектонического районирования о. Сахалин // *Труды СахНИИ ДВНЦ АН СССР*.— 1962.— Вып. 12.— С. 3—19.
15. *Мельников О. А.* История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене.— М.: Наука, 1970.
16. *Мельников О. А.* О явлениях миграции фаций на Сахалине // *Геология и геофизика*.— 1975.— № 10.— С. 18—29.
17. *Мельников О. А.* Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.— М.: Наука, 1987.
18. *Мельников О. А.* Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.— Владивосток, 1988.
19. *Мельников О. А., Захарова М. А.* Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина.— М.: Наука, 1977.
20. *Ратновский И. И.* Стратиграфия палеогена Сахалина // *Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР*.— М.: Гостоптехиздат, 1961.— С. 125—132.
21. *Рудич Е. М.* К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина // *Бюлл. МОИП, Отд. геол.* 1958.— Вып. 6.— С. 59—88.
22. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ВАЕЖСКОГО БЛОКА

(Коряжское нагорье)

На основании анализа палеонтологических и стратиграфических материалов сделан вывод об отсутствии нормальных мощных стратиграфических разрезов отложений палеозоя в пределах Ваежского блока. Поставлена под сомнение правомерность выделения ордовикских, каменноугольных и пермских отложений. Сделан вывод о бесперспективности стратиграфического расчленения девонских отложений. Дано послышное описание отдельных выходов девонских пород с анализом фауны конодонтов, табулят, брахопод, криноидей. Отмечается литологическое сходство с одновозрастными толщами бассейна р. Колыма.

Ваежский тектонический блок (антиклинорий, поднятие) расположен на севере Коряжской складчатой области, в бассейне правых притоков р. Майн (рис. 1). Он сложен в основном юрско-раннемеловыми и триасовыми, а также палеозойскими и докембрийскими образованиями; по периферии структуры распространены позднемеловые и кайнозойские толщи.

Внутренняя структура Ваежского блока чрезвычайно сложная, складчато-чешуйчатая, с редкими маломощными зонами меланжа. Уже первыми исследователями здесь были установлены скальные выходы известняков с палеозойской фауной, однако до сих пор природа этих выходов трактуется различно: от палеозойских клиппенов внутри меловых толщ [5] до нормальных мощных стратиграфических разрезов девона и карбона [9]. Последняя концепция наиболее подробно разработана Л. Д. Цветковым [6, 10], согласно ей в разрезе Ваежского блока имеется непрерывная последовательность «пород протерозоя и всех систем палеозоя, за исключением кембрийской» [10. С. 84]. Указанным исследователем без описания стратотипов, на основе площадных разрозненных (и зачастую противоречащих по возрасту друг другу) сборов палеонтологических остатков была предложена схема посвитного расчленения в диапазоне от ордовика до перми включительно. Эти свиты вошли в региональные стратиграфические схемы [7] и используются в работах некоторых исследователей, хотя процедура выделения стратотипов не согласуется с известными положениями Стратиграфического кодекса СССР. В. П. Зинкевич [3], позднее изучавший тектонику Коряжского нагорья, пришел к выводу, что на территории Ваежского блока наиболее древними отложениями, сохранившими площадное распространение, являются поздне триасовые, а девонские известняки представляют собою лишь олистолиты в них. В новейших публикациях [4] часть палеозойских выходов относят к глыбам, обломкам, олистолитам и олистоплакам палеозойских пород среди мезозойских отложений, а часть — к тектоническим блокам и покровам.

Проведенные в последнее десятилетие исследования позволяют считать, что в сложной структуре Ваежского блока почти не сохранились более или менее мощные и представительные разрезы даже мезозойских толщ, не говоря уже о палеозойских. Основную роль в строении этого блока играют верхнеюрские и нижнемеловые батинальные формации, среди пластин и чешуй которых имеются фрагментарные выходы (до 1 км²) более древних (девонских и триасовых) осадочных комплексов.

Наиболее древними образованиями Ваежского блока являются зеленосланцевые метаморфические породы ваежской серии, возраст которой до недавних пор считался протерозойским [10]. Детальные исследования, проведенные в последние годы О. Н. Ивановым [4], позволили на осно-

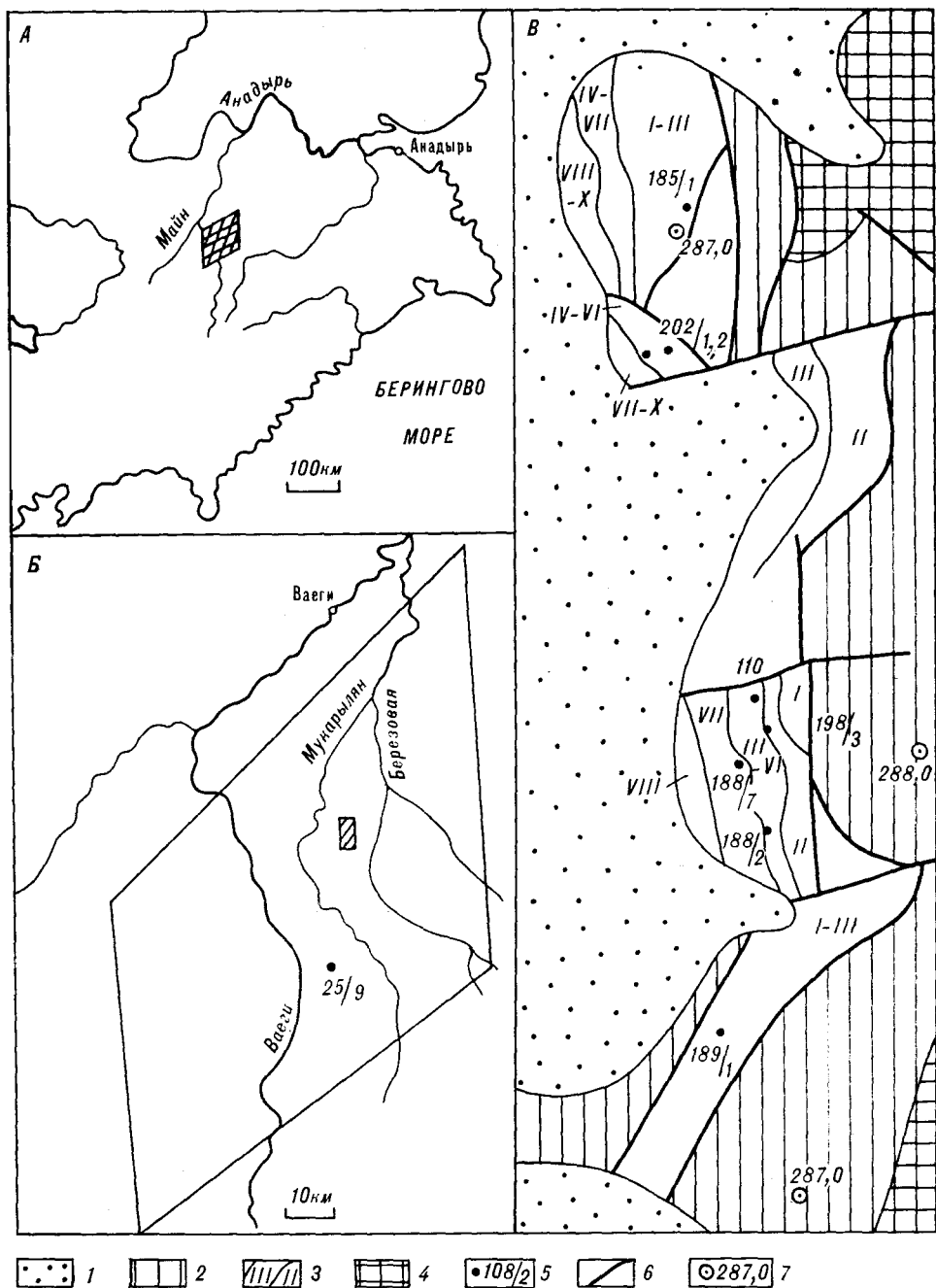


Рис. 1. Местоположение Ваежского блока (А), участка детальных исследований девонских образований (Б) и схема геологического строения участка детальных исследований (В).

1 — рыхлые четвертичные отложения, задерновано; 2 — верхнетриасовые отложения; 3 — девонские отложения, номера и границы пачек сводного разреза; 4 — вендско-кембрийские образования (ваежская серия); 5 — местоположение и номер точки сброса палеонтологических остатков; 6 — разрывные нарушения; 7 — высотные отметки, м.

вании сборов акритарх и водорослей определить возраст серии как вендско-кембрийский.

По схеме Л. Д. Цветкова [10], палеозойский разрез начинается с певской свиты (300 м), сложенной диабазами, яшмами, песчаниками, аргиллитами, известняками. Свита коррелируется с ордовиком и нижним силуром на основании находок бентосной фауны в известняках. Комп-

лексы этой фауны включают лландоверийско-венлокские кораллы-табуляты *Catenipora* sp., *Favosites hisingeri* E. et H., *F. aff favosiformis* Sok., а также криноидеи *Obuticrinus cf. bulloides* Y. et St., *Squameocrinus squamosus* Y. et St., *Apertocrinus cf. manipulus* Tujut., *Pentagonopentagonalis egiasarowi* Y., *Siderocrinus cf. lamellosus* St., *Catagraphiocrinus cf. handaletovi* St. Ордовикский возраст отложений обосновывается находками В. Ф. Белого (1958 г.) и Л. Д. Цветкова (1974 г.) в одном-единственном останце остатков криноидеи *Pentagonopentagonalis quindecimlobatus* Yelt., *P. oradovskajae* Yelt., *Pentagonociclicus ex gr. orbiculoides* Yelt., *P. ex gr. kokajgirensis* Yelt., определенных в свое время как ордовикские. По мнению Г. А. Стукалиной (личное сообщение), часть форм в приведенном списке, по современным представлениям, характерны для раннего силура (венлок). С учетом того обстоятельства, что все остальные сборы указывают на лландоверийский или венлокский возраст, можно предполагать наличие отдельных олистолитов лишь раннесилурийских пород, а присутствие пород ордовикского возраста считать недосказанным.

По схеме Л. Д. Цветкова [10], с угловым несогласием и размывом на ваежской серии либо с размывом, но без углового несогласия на невской свите залегает падинская свита (500 м) позднесилурийского возраста, сложенная кремнистыми сланцами, аргиллитами, туфоалевролитами, туффитами, туфопесчаниками, альбитофирами, гравелитами, конгломератами, известняками. Возраст свиты обоснован фауной, собранной на водоразделе рек Мукарылья и Березовая, включающей брахиоподы *Leptostrophia* sp., *Spinatrypa* sp., *Сryptatrypa naliivkini* (Nikif.), *Nuceleospira* sp., *Howeilella* sp., *Plectatrypa cf. brownsportensis* (Ams.), строматопораты *Clathrodictyon* sp., табуляты *Heliolites cf. tchernyschewi* Bond., криноидеи *Anthinocrinus* sp., *Hexacrinites ex gr. echinatus dentatus* Y. et Dubat., *Mediocrinus cf. ivanovi* Y. et Dubat. С учетом принятых ныне уровня верхней границы и объема силурийской системы, приведенные комплексы отнюдь не указывают лишь на силурийский (но не раннедевонский) возраст вмещающих пород. Отметим также, что точки сборов этих комплексов совпадают или соседствуют (в пределах первых десятков метров) с находками заведомо девонских окаменелостей. С учетом этих сведений обоснованность выделения самостоятельной позднесилурийской падинской свиты представляется сомнительной.

Девонские образования на территории Ваежского блока по [10] представлены последовательно тремя свитами, каждая из которых сопоставлена с соответствующим отделом системы.

Нижнему девону отвечает бивуачная свита (150 м), сложенная известняками, кремнистыми сланцами, туффитами, туфоалевролитами, пепловыми туфами* [10]. Возраст стратона обоснован комплексом кораллов, собранным в районе высоты 287,0 м, характерным для пражского яруса (в современном понимании); состав этого комплекса приводится нами далее. Выше располагается ожиданская свита (400 м), сложенная известняками и известковистыми песчаниками. Возраст этой свиты ее автором определен как среднедевонский на основании довольно разнообразного комплекса бентосной фауны: строматопорат *Actinostroma clathratum* Nick., *A. mamontowi* Yav., *Amphipora ramosa* (Ph.), табулят *Cladopora vermicularis* M'Coу, *Squameofavosites bohemicus* Ros., брахиопод *Atrypa cf. schandiensis* Rzon. Укажем, что этот комплекс ни в коей мере не определяет среднедевонский возраст стратона; в нем совместно приведены формы, характеризующие лохковско-пражский, позднеэмский, позднеэмско-эйфельский, эйфельско-живетский и живетско-франский возрастные интервалы.

В качестве верхнедевонской Л. Д. Цветковым была выделена пойменская свита (150—200 м). Нижняя часть последней, судя по схематичной характеристике [10], литологически неотлична от ожиданской

* Вулканогенные породы, которыми, судя по [10], буквально насыщен весь палеозойский разрез, никакого отношения к нижнему девону, скорее всего, не имеют.

свиты, а верхняя часть сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами, гравелитами, альбитофирами и кислыми туфами. Позднедевонский возраст свиты обоснован комплексом бентосной фауны из ее «нижней части», включающим строматопораты *Amphipora* cf. *ramosa* Ph., *A. ex gr. rudis* Lec., ругозы *Megaphyllum* cf. *pachense* Soshk., *Campophyllum litvinovitshhae* Soshk., брахиоподы *Carinata* cf. *comata* (Barr.), *Chelurusa* sp. Большинство форм этого комплекса действительно типично для франских (или, вернее, верхнеживетско-франских) отложений, однако брахиоподы *Carinata* cf. *comata* (Barr.) характерны для пражского яруса (т. е. средней части нижнего девона). Достаточно очевидно, что в качестве полноценных девонских стратонав Л. Д. Цветковым были представлены фрагментарные выходы (глыбы?) различных разновозрастных пачек и толщ.

Тем не менее, девонские отложения являются, вероятно, единственными в палеозое Ваежского блока, которые имеют хоть сколько-нибудь существенное площадное распространение (по нашим данным — около 5 км²). Наиболее мощный и относительно представительный разрез девона находится на водоразделе рек Мукарылян и Березовая, в двух небольших по площади (0,25 и 0,15 км²) и стратиграфически дублирующих друг друга выходах, слагающих соседние вершины с абсолютными отметками 287,0 и 288,0 м. Оба выхода расположены среди полей развития верхнетриасовых пород; контакты с последними непосредственно не обнажены, но, судя по резкой дискордантности с простираем триасовых пород, имеют тектонический характер (см. рис. 1). Простираения девонских толщ варьируют от субмеридиональных до северо-восточных, при крутом западном падении; породы слагают отдельные скальные выходы и элювиально-делювиальные развалы. Разрез девонских образований описан с востока на запад и вниз по склону; не исключено наличие послонных (согласных с простираем толщ) разрывных нарушений. Ниже приводится краткое описание этого разреза, выполненное В. Б. Шмакиным. Органические остатки определялись: конодонты — М. Х. Гагиевым, табуляты — Л. В. Смирновой, брахиоподы — В. П. Бутковым, криноидеи — Г. А. Стукалиной, радиолярии — Б. Б. Назаровым.

В разрезе выделено десять пачек (снизу вверх) (рис. 2):

I. Известняки серые, средне-толстоплитчатые или массивные, в различной степени перекристаллизованные, с редкими прослоями (до 2 м) темно-серых известковистых мергелей; в известняках части послонные скопления колоний табулят. В районе высоты 287,0 в этой пачке в 1969 г. Л. Д. Цветковым были собраны раннедевонские табуляты (по которым и был определен возраст бивуачной свиты) [10]: *Squameofavosites tethidis* Chekh., *Sq. cf. uralensis* Yanet, *Favosites* sp., *Thamnopora plumosa* Yanet, *Amphipora* sp. Здесь же нами определены табуляты (обр. 185/1) *Pachyfavosites kozlowskii* Sok., *Squameofavosites* cf. *bohemicus* (Pocta), *Thamnopora* cf. *elegantula* Tchud., *Alveolitella* aff. *karmakensis* (Tchern.), конодонты *Panderodus* cf. *gracilis* Br. et M., акантоды раннедевонского облика. В районе высоты 288,0 в этой пачке (обр. 188/2) нами выявлены табуляты *Squameofavosites* aff. *frequens* Smirn., конодонты *Panderodus* ex gr. *gracilis* Br. et M., *Spathognathodus* ex gr. *optimus* Mosk. Приведенные комплексы фауны близки к известным в гротовской свите Оммулевских гор, среднеальгемонской подсвите разреза «Известковый карьер» (правый берег р. Колыма) Северо-Востока, малобачатском горизонте Салаирского кряжа и в других разновозрастных (пражских) стратонах [1, 2, 8]. Мощность пачки составляет не менее 60 м.

II. Тонкоплитчатое чередование темно-серых известковистых мергелей и тонкополосчатых известковистых алевролитов. Мощность около 20 м.

III. Известняки серые массивные органогенно-детритовые, участками биогермные, слабоперекристаллизованные. В районе высоты 288,0 м (обр. 198/3) из этих известняков выделен комплекс конодонтов, характерный для зоны *Upper inversus* низов верхнего эмса [1]: *Polygnathus*

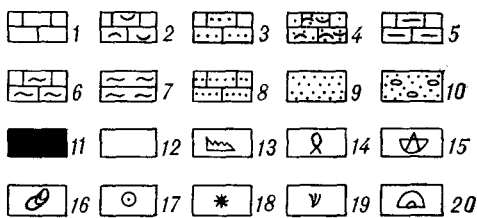
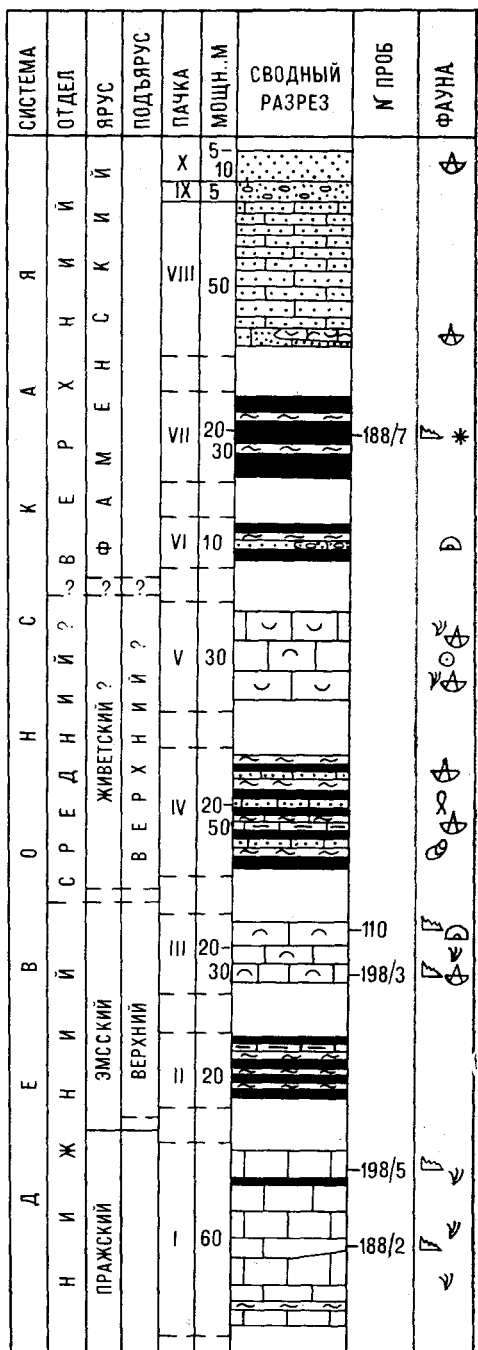
Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез девонских образований на участке детальных исследований.

1—6 — известняки (1 — массивные, 2 — органогенно-детритовые, 3 — песчаные, 4 — ракушечники, 5 — глинистые, 6 — мергелистые); 7 — мергели; 8 — известковистые песчаники; 9 — песчаники разноразмеристые, неизвестковистые; 10 — гравелиты, конгломераты; 11 — алевролиты, аргиллиты, кремнеаргиллиты; 12 — необнаженный интервал; 13 — 20 — палеонтологические остатки (13 — конодонты, 14 — акантоды, 15 — брахиоподы, 16 — пелециподы, 17 — криноидеи, 18 — радиоларии, 19 — табуляты, 20 — строматопораты).

ex gr. serotinus Telf., Pandorinellina cf. exigua (Phil.), P. cf. expansa Uyeno et Mason, Belodella sp., Panderodus sp. Приблизительно в 50 м северо-западнее, в другом выходе известняков (обр. 110) выявлен комплекс конодонтов следующей (также верхнеэмской) зоны serotinus: Polygnathus serotinus Telf., P. ex gr. linqiformis Hinde. В бассейне р. Колыма зона Upper inversus и serotinus верхнего эмса отвечают верхи вечернинской и низы урульгунской свит Омулевского поднятия, а также нижняя и средняя части сахинской свиты Приколымского поднятия [2]. Мощность пачки (вероятно, весьма неполная) составляет 20—30 м.

IV. Тонкоплитчатое (1—3 см) чередование тонкопараллельно-полосчатых серых мергелей, известковистых алевролитов, средне-грубозернистых известковистых песчаников и черных кремнеаргиллитов. В этой пачке (образцы 202/1, 202/2) обнаружены остатки рыб, пелеципод, брахиопод Spinatrypa ex gr. domochotovi Rzon., Cyrtina sp., Desquamatia sp. средне-позднедевонского возраста. Оценочная, весьма приблизительная мощность этой пачки (по элювиальным развалам) — от 20 до 50 м.

V. Известняки серые массивные, органогенно-обломочные, с единичными колониями табулят и строматопорат. Южнее высоты 288,0 м (обр. 189/1) в этой пачке собраны табуляты Coenites cf. simplex Tchud., Alveolites aff. suborbicularis Lam. позднеживетского-раннефранского возраста, а южнее высоты 287,0 м (обр. 202/3) — средне-позднедевонский комплекс криноидей, включающий Platocri-



nites sp. *Petalierisia* sp., *Fluchticorax* sp. Л. Д. Цветковым в 1972 г. в районе высоты 287,0 (вероятно, из этой же пачки) были собраны позднеживетские-раннефранские брахиоподы *Desquamatia* sp., *Plectatrypa* sp., *Cyrtina* cf. *heteroclita* (Defr.). Мощность — около 30 м.

VI. Частое переслаивание известковистых песчаников, мергелей, кремнистых аргиллитов, линзы (мощностью до 5 м) известняковых гравелитов и конгломератов с карбонатным цементом. В известняковой галечке из грубообломочных пород содержатся строматопораты — амфипориды плохой сохранности. Мощность пачки — порядка 10 м.

VII. Черные, иногда тонкополосчатые слабоизвестковистые кремнистые аргиллиты с прослоями мергелей. Из кремнистых аргиллитов, обнажающихся в районе высоты 288,0 м (обр. 188/7), выделены позднедевонские радиолярии *Entactinosphaera* ex gr. *echinata* (Hinde), *Entactinia* ex gr. *diversita* Naz. и фаменские (интервал зон Upper crepida — *expansa*) конодонты (определения В. В. Аристова) *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müll. Приблизительная видимая мощность — 20—30 м.

VIII. Песчаники известковистые, мелкозернистые, иногда с брахиоподовыми ракушечниками в основании пачки; комплекс брахиопод содержит девонские формы *Desquamatia* sp., *Atrypa* sp., *Gastrodotoechia* sp. Последний род характерен для позднего фамена. Мощность — до 50 м.

IX. Песчаники темно-серые грубозернистые и гравийно-песчаные пуддинги с гравийными зёрнами алевролитов, участками переходящие в гравелиты. Мощность — около 5 м.

X. Песчаники темно-серые грубозернистые, плохо сортированные, с редкими и плохой сохранности остатками брахиопод. Мощность — 5—10 м.

Далее вниз по склону — высыпки алевролитов позднего триаса.

Суммарная мощность вышеописанных десяти пачек составляет приблизительно 250—275 м. Определенно пражский возраст имеет пачка I. Пачки II и III литологически и фаунистически близки к отложениям вечернинской, урультунской и сахинской свит бассейна р. Колыма (нижняя — средняя часть верхнего эмса). Возраст пачек IV и V требует уточнений; скорее всего, они одновозрастны с вояхской свитой Омудевских гор (верхний живет). Пачки VI и VII являются несомненно фаменскими (исключая самые нижние и самые верхние горизонты фаменского яруса). Пачки VIII—X по стратиграфической позиции и литологическим характеристикам сопоставимы с верхами верхнего фамена многих разрезов бассейна р. Колыма. Учитывая недостаточный характер обнаженности пачек, их широкий возрастной диапазон (от прагиена до фамена), незначительную общую мощность, литологическое сходство этих пачек с определенными фрагментами конкретных стратонів различных структур Верхояно-Чукотской складчатой области, можно утверждать, что даже этот лучший разрез девона Ваежского блока является весьма фрагментарным и неполным. По составу и строению этот разрез ничем не отличается от обычных разрезов осадочного девона Северо-Востока, но очень мало общего имеет с существенно вулканогенным разрезом схемы Л. Д. Цветкова.

Еще менее обоснованным является выделение Л. Д. Цветковым верхнепалеозойских стратонів. По его мнению [10], на пойменной свите со стратиграфическим перерывом залегает тыхлаваамская свита (700—800 м), сложенная граувакковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами, яшмами, диабазами и спилитами. Возраст свиты определен как каменноугольно-раннепермский на основании находок в «аргиллитах нижней части разреза ... плохо сохранившихся остатков гастропод, пелеципод, брахиопод, среди которых определены *Raeckelmannia* sp. каменноугольно-пермского возраста» [10, с. 184]. Дополним, что единственные определения достоверно каменноугольной (раннекаменноугольной) фауны на территории Ваежского блока были сделаны В. Г. Ганелиным из коллекции Э. Б. Невретдинова (1969 г.) — *Sychnoelasma* cf. *urbanowitchi* (Stuk.). Последняя форма най-

дена в обнажении, представленном тремя разрозненными останцами в радиусе 50 м, в котором, однако, А. А. Николаевым в 1972 г. были выявлены эйфельские (в современном понимании объемов ярусов девона — эмские) брахиоподы, а нами позднее обнаружены конодонты верхнеэмской зоны *serotinus* (обр. 25/9): *Polygnathus serotinus* Telf., *Spathognathodus* aff. *carintiacus* Schulze.

С верхнепермским отделом Л. Д. Цветков [10] коррелирует надинскую свиту (150 м), сложенную песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами. Возраст стратона обосновывается достаточно представительным комплексом позднепермских фораминифер. Однако нами установлено, что этот комплекс выделен из конкреций, залегающих в одном пласте с норийскими монотисовыми ракушечниками в единственном обнажении на р. Березовая. Очевиден переотложенный характер пермской фауны.

Из проведенного нами детального анализа полевых материалов и списков определений фауны, положенных Л. Д. Цветковым в основание его стратиграфической схемы, можно сделать вывод об эклектичном и искусственном характере предлагавшихся им свит. Фактический материал для них собран не из конкретных разрезов, а по всей территории Ваежского блока; при этом не учтена сложнейшая тектоника района, зачастую не позволяющая сопоставлять обнажения даже в пределах первых десятков метров. Судя по всему, без особого биостратиграфического анализа фаунистических комплексов, некритически были сведены воедино в качестве непрерывной последовательности стратонов разрозненные и разобщенные, мелкие и фрагментарные выходы и отторженцы различного возраста. Теперь ясно, что почти весь интервал девонской системы может быть представлен в одном обнажении, выглядящем вполне единым (фрагментарность описанного выше разреза в районе высот 287,0 и 288,0 выявляется лишь после биостратиграфического детального сопоставления). С другой стороны, нельзя забывать, что подавляющее большинство аналогичных многочисленных глыб карбонатных пород на территории Ваежского блока вообще не имеет палеонтологической характеристики. Из этого напрашивается вывод о бесперспективности стратиграфического расчленения девонских отложений и, тем более, картирования нескольких стратиграфических подразделений в пределах Ваежского блока. Присутствие ордовикских, каменноугольных и пермских образований здесь вообще не доказано. Представляется разумным при картировании относить все выходы карбонатных пород к нерасчлененным девонским отложениям, подразумевая, что обнажены в тектонических блоках лишь фрагменты той или иной части единого разреза.

Весьма примечательно и то обстоятельство, что литологические характеристики девонских отложений Ваежского блока не обнаруживают ожидаемого принципиального отличия от характеристик одновозрастных толщ бассейна р. Колыма. Особенно близки к ним по строению и составу хорошо изученные среднепалеозойские свиты Тасканской и Ясаченской структурно-фациальных зон Омулевского и Приколымского поднятий [1, 2]. В целом, силурийские и девонские отложения Ваежского блока характеризуют обычный и типичный эпиконтинентальный морской осадочный разрез среднего палеозоя Северо-Востока Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гагиев М. Х. Стратиграфия и конодонты ниже-среднедевонских отложений Северо-Востока СССР/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1987.
2. Гагиев М. Х., Дубаголов В. Н., Терех Р. А. Опорный разрез нижнего девона Приколымского поднятия/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1990.
3. Зинкевич В. П. Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарытквинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.— С. 106—135.
4. Иванов О. Н., Перцев А. Н., Ильченко Л. Н. Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона.— Магадан, 1989.
5. Кайгородцев Г. Г. О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги // Мате-

- риалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16.— Магадан, 1963.— С. 310—315.
6. *Невертединов Э. Б., Цветков Л. Д.* О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на Ваежском поднятии (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— № 9.— С. 139—141.
 7. *Решение* Второго межведомственного регионального совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (Магадан, 1974—1975 гг.) — Магадан, 1978.
 8. *Ржонсницкая М. А.* Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Т. I. Стратиграфия.— Л.: Недра, 1968.
 9. *Русаков И. М., Трухалев А. И.* Древние отложения // Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Л.: Недра, 1965.— С. 13—22. (Тр. НИИГА; Т. 148).
 10. *Цветков Л. Д.* Докембрий и палеозой Ваежского поднятия/Корякское нагорье // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ.— Магадан, 1974.— С. 183—184.

*СВКНИИ ДВО РАН
Магадан*

*Поступила в редакцию
10 марта 1992 г.*

УДК 550.09 : 551.7

К. В. Симаков

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РЕАЛЬНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ. СТАТЬЯ ВТОРАЯ

ЧЕТВЕРТЫЙ ЭТАП

(вторая половина XIX столетия)

«... любой научный метод имеет область применения и источник ошибок. Последние могут быть исключены лишь тогда, когда ясны логические предпосылки метода».

Йоганнес Вальтер

За условные рамки данного этапа есть смысл принять 1859 (была опубликована работа Ч. Дарвина «Происхождение видов») и 1900 (на VIII сессии Международного геологического конгресса (МГК) было завершено создание Международной стратиграфической шкалы (МСШ)) годы. Если в начале XIX в. геологические исследования ограничивались в основном территорией Западной Европы, то с 40-х гг. они распространились на Россию и Северную Америку. В итоге уже к 70-м годам был накоплен обширный новый фактический материал по региональной стратиграфии. Анализ и обобщение его привели к постановке ряда принципиально новых проблем, касающихся упорядочения геологической (стратиграфической) классификации, терминологии и номенклатуры.

В частности, необходимость временной координации лавинообразно нарастающей массы локальных и региональных стратонов со всей остротой поставила проблему создания системы отсчета (шкалы) концептуального геологического времени. Построение ее требовало глубокой проработки теоретических и методологических оснований как теории реального геологического времени, так и геологической (стратиграфической) классификации, под которой подразумевалось создание Международной стратиграфической и изоморфной ей геохронологической шкалы. Однако, как подчеркивали С. Н. Никитин и Ф. Н. Чернышов, главным недостатком первых сессий МГК было то, что прежде, чем приступать к решению этой задачи, не была «выяснена точка зрения членов Конгресса на самую основу и принцип построения геологической классификации» [10. С. 137].

Рассматриваемый этап характеризуется господством парадигмы трансформизма или селекционизма, «которая включает в себя все, что есть верного в катастрофизме и в униформизме, отвергая произвольные предположения одной теории и произвольные ограничения — другой» [30. Р. 47]. Быстрое распространение основных положений эволюционистской парадигмы было подготовлено популярностью среди геологов униформистской концепции, основные положения которой, дополненные идеей о прогрессивном, необратимом развитии, были ассимилированы трансформизмом. Вместе с тем, и униформизм, и эволюционизм вряд ли завоевал бы господствующее положение в геологии и биологии, если бы они не отвечали общему интеллектуальному климату естествознания XIX в., который определялся становлением нового — континуального, — представления о материи и движении. В геологии оно получило эмпирическое подтверждение в учении о фациях, а в биологии — теоретическое обоснование в предложенной Ч. Дарвином концепции селекционизма, объяснявшей с антитеологических позиций феномен эволюции органического мира. Развитие этих двух теорий предопределило содержание новой концепции реального геологического времени, но вместе с тем привело и к возникновению ряда антиномичных по своей сути проблем, свидетельствующих о недостаточном осмыслении ее философских, методологических оснований. Это проявилось как при выработке общего подхода к решению проблемы ретросинхронизации, так и в появлении ряда самостоятельных концепций МСШ, неодинаково трактующих и отображающих свойства и структуру реального геологического времени.

Проблемы пространственно-временной дифференциации осадочных отложений

«Всякая вещь есть форма проявления беспредельного разнообразия».

Козьма Прутков

Рассматриваемая проблема имеет два аспекта. Первый касается механизма образования геологических тел (стратонов, формаций) в рамках отдельных палеобассейнов седиментации; второй относится к специфике исторического развития самих палеобассейнов. В этом разделе я коснусь лишь первого аспекта.

Основы новых представлений о механизме формирования конкретных геологических тел были заложены швейцарским геологом А. Грессли, который установил, что «в горизонтальном направлении каждая формация испытывает разнообразные, четко выраженные латеральные изменения, которые характеризуются постоянными особенностями не только петрографического состава, но и палеонтологических признаков ассоциаций ископаемых организмов» [26. S. 10]. А. Грессли назвал эти согласованные изменения в петрографических и палеонтологических признаках осадков фациями или видами отложений и сформулировал ряд законов, которым подчиняется их пространственно-временное распределение.

Первый закон обобщает сам факт неоднородного строения отдельных формаций, представляющих совокупность фаций. Второй закон фиксирует феномен возрастного «скольжения» фаций, сохраняющих свои литологические и палеонтологические особенности в последовательно перекрывающих друг друга формациях (стратонах). Третий закон устанавливает существование различных типов латеральных переходов между отдельными фациями. Наличие постепенных переходов между одновозрастными фациями явилось, с одной стороны, эмпирическим доказательством непрерывности материи (вещества) в пределах одного горизонта осадочных образований, а с другой, — свидетельством неоднородности, анизотропности геологического (стратиграфического) пространства.

Для объяснения выявленных им закономерностей А. Грессли привлек актуалистические наблюдения и сделал вывод, «что как петрографические, так и палеонтологические изменения, которые наблюдаются в формациях в латеральном направлении, обусловлены различием обстановок и других условий, которые и в настоящее время оказывают решающее влияние на распределение родов и видов, населяющих океан и современные моря» [26. S. 12].

Дальнейшее развитие учение о фациях получило в работах Н. А. Головкинского, А. А. Иностранцева, А. Рюто, Е. Реневье, И. Вальтера и ряда других исследователей. Не имея возможности останавливаться на всех аспектах этого учения, отмечу следующие моменты, важные с точки зрения интересующей нас проблемы.

Прежде всего, подчеркну указание Н. А. Головкинского на необходимость «внимательно различать понятия о хронологическом, стратиграфическом, петрографическом и палеонтологическом горизонтах. Вообще геологическим горизонтом мы называем направление, соединяющее такие части формации, которые аналогичны в одном из названных отношений» [3. С. 399—400]. Тем самым в геологию фактически было введено представление о возможности существования нескольких независимых систем отсчета, репрезентирующих закономерности изменения различных (литологических, палеонтологических, минералогических и пр.) свойств осадочных отложений. Далее Н. А. Головкинский указал на неизбежность взаимного пересечения поверхностей разнородных горизонтов. Однако, и он сам, и все последующие исследователи сконцентрировали свое внимание лишь на одном аспекте этой проблемы, а именно на так называемом возрастном скольжении фаций. При этом никто не обратил (и не обращает) внимания на то, что само по себе утверждение о временной трансгрессии фаций означает не что иное, как признание существования в геологии некоторой, независимой от каких физических свойств и признаков осадков, и, следовательно, абсолютной системы отсчета времени.

Далее, представление о последовательной миграции фаций в пространстве и времени и разнородности одновременно возникающих в пределах одного палеобассейна осадков, с одной стороны, со всей остротой поставило проблему ретросинхронизации, поскольку исключало из теоретико-познавательного аппарата стратиграфии стеноновско-смитовский критерий «одинаковое — одновозрастное». Фетишизация представлений о возможности использования в геологии некоторой абсолютной системы отсчета времени заставляла смотреть на геологическую синхронизацию как «на нечто в высшей степени условное, созданное нами ради удобства умозаключений» [9. С. 125]. С другой стороны, если фактические материалы, полученные при изучении отдельных разрезов, свидетельствовали о неоднородности, анизотропности геологического времени, то эмпирически доказанный постепенный переход одних фаций в другие в латеральном направлении указывал на аналогичные свойства и геологического пространства. Таким образом, учение о фациях, в конечном итоге, приводило к заключению о единстве геологического (стратиграфического) пространства-времени и его анизотропности.

Наконец, представление о том, что фации представляют собой «сумму первичных свойств породы..., литологическое выражение господствующих во время ее формирования условий образования» [40. S. 983], в совокупности с концепцией их пространственно-временной миграции вводило в геологию совершенно новую детерминистическую модель, основанную на принципе близкодействия и коренным образом менявшую представление о геосистемах.

Действительно, с точки зрения катастрофистов изменение (развитие) фиксированной в пространстве геосистемы определялось воздействием на нее внешних факторов (ньютоновская модель). Униформисты связывали развитие геосистем с изменением условий их существования (модель, близкая к лапласовской). В рамках эволюционной концепции фикси-

рованная в геологической летописи геосистема (конкретное геологическое тело, стратон, формация) представляет собой след (протокол) мигрировавшей через данную точку физико-географической обстановки или палеоэкосистемы. Данная детерминистическая модель является как бы «вывернутой наизнанку» максвелловской: если в последней смена состояний определяется пространственно-временным перемещением системы в пределах поля, имеющего различные напряжения и вектор в отдельных точках пространства и времени, то в фациальной модели перемещение самого поля определяет себестождественность представляющей его палеоэкосистемы, а также смену в данной точке одних геосистем другими во времени. Принципиально важно, что данная детерминистическая модель может работать только при обязательном допущении существования некоторой абсолютной системы отсчета времени.

Таким образом, развитие учения о фациях в ракурсе интересующей нас проблемы имело двоякое значение. С одной стороны, оно вело к признанию единства геологического (стратиграфического) пространства — времени, его неоднородности, анизотропности и принципиальной возможности построения разнородных, несовместимых друг с другом систем отсчета палеобиологического, литологического, минералогического и т. д. пространства — времени. С другой стороны, оно способствовало упрочению в геологии представлений о существовании и возможности использования некоторой внешней, независимой от любых физических свойств геологических и палеобиологических объектов, системы отсчета абсолютного физического времени.

Селекционистская концепция времени

«Все гипотезы основаны на заключениях разума, а не на прямых наблюдениях»

Эрнст Геккел

Пропаганде и критике выдвинутой Ч. Дарвином теории селекционизма посвящено столько работ, что вряд ли есть смысл останавливаться на ее подробном изложении. Тем не менее, полезно хотя бы конспективно перечислить те положения селекционизма, которые определяют сущность опирающейся на него концепции палеобиологического времени.

В основе теории Ч. Дарвина лежат следующие главные положения. Эмпирической базой для ее создания послужили наблюдения за изменчивостью домашних животных и выведением путем искусственного отбора их новых пород. В качестве исходного материала эволюционных преобразований, по мнению Ч. Дарвина, выступает индивидуальная изменчивость, наблюдаемая у всех существ, живущих в естественном состоянии. Эти индивидуальные отличия, возникающие при изменении условий существования животных и растений, могут оказаться полезными для них и обеспечить выживание обладающих ими организмов, которые «в силу могучего начала наследственности... обнаружат стремление передать их потомству. Это начало сохранения или переживания наиболее приспособленных я назвал естественным отбором» [4. С. 228].

Сам Ч. Дарвин считал, что «наше незнание по отношению к законам изменчивости глубоко. Ни в одном из ста случаев не в состоянии мы указать причину, почему та или другая часть организации изменилась. Но во всех случаях... мы имеем полное основание полагать, что именно неуклонное накопление благоприятных различий породило все существенные изменения организации, стоящие в связи с образом жизни каждого вида» [4. С. 259—260]. Однако, очень скоро среди биологов и, особенно, геологов утвердилось высказанное Э. Геккелем положение о том, что «организм под влиянием условий внешнего мира получает некоторые особенности в своей жизнедеятельности и в своей форме, не унаследованные им от его родителей» [2. С. 180] и что «организмы передают по наследству не только все те свойства, которые они получили от родителей, но также и те, которые они сами приобрели» [1. С. 84].

Эмпирическим подтверждением представления о том, что именно внешние условия существования и обуславливают их изменчивость, и производят отбор наиболее приспособленных животных и растений, способных воспринимать и аккумулировать (передавать по наследству) непосредственное влияние окружающей среды, служили многочисленны́е геологические наблюдения за изменениями в составе ассоциаций ископаемых органических остатков в отложениях различных фаций. Далее, селекционизм унаследовал от униформизма представление о постепенности естественного отбора, который «действует исключительно посредством накопления незначительных, последовательных, благоприятных изменений...; он продвигается только короткими и мелкими шагами» [4. С. 575]. С представлением о постепенном, непрерывном (континуальном) ходе эволюционного процесса неразрывно связано еще одно принципиальное положение селекционизма — об искусственной природе любых (начиная от разновидностей и кончая высшими категориями) таксономических категорий биологической систематики [4].

Рассматривая в качестве ведущего, направляющего фактора эволюции естественный отбор, Ч. Дарвин представлял его себе как результирующий эффект, в первую очередь, взаимоотношений между организмами на фоне сложного взаимодействия их как друг с другом, так и с различными компонентами среды обитания. Признавая существенную роль окружающих условий, влиявших на изменчивость, приспособляемость и выживание организмов по принципу близкодействия, селекционизм, в отличие от униформизма, признает, с одной стороны, необратимость, с другой — неравномерность развития органического мира, отражавшего аналогичный характер изменений, происходивших в неорганической природе.

Наконец, селекционизм унаследовал от униформизма еще три важных положения. Одно из них касается метакронного развития различных групп органического мира, обитавших в одних и тех же или разных областях и физико-географических обстановках. Вторым положением является разработанное Ч. Ляйелем представление о неполноте (неадекватности) геологической летописи, о статистически-вероятностной природе заключенной в ней информации: «Каждая формация не представляет собой нового и полного акта творения, но лишь случайную сцену, выхваченную почти наудачу из медленно и непрерывно изменяющейся драмы» [4. С. 441]. Третье положение, безоговорочно воспринятое Ч. Дарвином, относится к возможности использования в геологии и палеобиологии некоторой внешней шкалы абсолютного времени, позволяющей давать сравнительную оценку относительной продолжительности различных геологических и биологических феноменов. Как и у Ч. Ляйеля, и у Г. Спенсера в качестве вместилища, на фоне которого разворачиваются все геологические и биологические процессы, у Ч. Дарвина выступало обыденное (относительное) время И. Ньютона.

Таким образом, селекционизм сохранил принципиальную структуру униформистской концепции времени, внося, вместе с тем, в нее существенные коррективы: во-первых, селекционистская концепция, по меньшей мере, создавала предпосылки для разделения палеобиологического и собственно геологического времени, а во-вторых, существовало иначе представляла свойства реального палеобиологического времени.

Прежде всего, в основе дарвиновской эволюционной концепции лежала принципиально новая детерминистическая модель, в которой использовался такой фактор, как случайность. Ненаправленная (по Ч. Дарвину, но не Э. Геккелю и его последователям!) индивидуальная изменчивость создавала некоторое поле вероятности, в пределах которого могла случайно возникнуть любая из принципиально возможных модификаций данного организма. В качестве ведущего, направляющего фактора эволюции в концепции Ч. Дарвина выступает не одна определенная причина (внутренняя или внешняя) и даже не результат взаимодействия бинарной системы, а естественный отбор. Последний

рассматривался как результирующий эффект взаимодействия многих автономных факторов (ландшафта, климата, межорганизменных связей и т. д.) Каждый из них менялся по особым законам, так что констелляция конкретных векториальных модальностей каждого фактора в данной точке и в данный конкретный момент также представляла собой случайную величину. Иначе говоря, вектор и «напряженность» (давление) поля естественного отбора менялись от точки к точке и от мгновения к мгновению не линейно, а флюктуирующим образом. Возможность выживания организмов определялась отбором случайно возникших в рамках отдельных популяций их модификаций, которые отвечали условиям, опять-таки случайно проявившимся в каждой данной точке (ареале) в каждый данный момент времени. Развитие организмов задавалось направлением непрерывных, флюктуирующих в пространстве и времени изменений результирующей этого многокомпонентного поля, что определяло непрерывность, необратимость и направленность эволюции органического мира в целом при метакронном развитии его отдельных групп. Подчеркну, что процесс формирования таксономической структуры органического мира в целом и его отдельных подразделений любого ранга (от вида до типа) представлялся Ч. Дарвину как идущий от частного к общему, за счет последовательной дивергенции и неуклонного расхождения немногочисленных исходных форм.

Подчеркну еще один момент. Эволюция, по Ч. Дарвину,— это восприятие, переработка и накопление организмом информации, поступающей из внешней среды. Закрепление аккумулятивной полезной информации в наследственной структуре организмов и реализация ее в таксономической структуре органического мира определяют общую негэнтропийную природу эволюции. Сам Ч. Дарвин не связывал изменчивость организмов с непосредственными воздействиями на них окружающих условий, полагая, что их роль была «несущественной». Между тем, в геологии, с легкой руки Э. Геккеля, утвердилась противоположная точка зрения, согласно которой и изменчивость и отбор наиболее приспособленных контролируются внешними факторами. Благодаря этому, в геккелевском механоселекционизме эволюция рассматривается как процесс, целиком направляемый изменениями в окружающей обстановке. Соответственно и информация, заключенная в таксономической структуре органического мира, представлялась как закодированное с помощью достаточно сложного механизма отображение закономерностей развития неорганической природы.

Так или иначе, но для нас существенно то, что отвечающее селекционистской доктрине абсолютное палеобиологическое время являлось негэнтропийным, статистически-вероятностным, непрерывным (континуальным), необратимым, анизотропным, неравномерным и метакронным.

В отличие от униформистской, в селекционистской концепции относительное палеобиологическое время, фиксируемое информацией об эволюционном процессе, запечатленной в геологической летописи, более полно отражает свойства абсолютного реального палеобиологического времени. Существенной его особенностью является то, что оно обладает, если так можно выразиться, двойной статистически-вероятностной природой, с одной стороны, отражающей специфику реального палеобиологического времени, с другой,— обусловленной характером процесса фиксации информации в геологической летописи, определяющим континуально-псевдодискретную структуру относительного палеобиологического времени. Вместе с тем, последнее адекватно отражает негэнтропийную природу, необратимость, анизотропность, неравномерность и метакронность абсолютного реального палеобиологического времени.

То обстоятельство, что как в селекционистской концепции, так и в учении о фациях признавалось сама собой разумеющейся возможностью использования некоторой внешней системы отсчета абсолютного физического времени, привело к возникновению не закончившейся и поныне

чрезвычайно острой, но бесплодной полемики по широкому кругу вопросов, связанных с ретросинхронизацией. Напряженность этой дискуссии обусловлена также тем, что основными компонентами селекционистской доктрины наряду с учением об естественном отборе являются гипотезы монотопного и монотипического происхождения всех таксономических подразделений органического мира.

Проблемы гомотаксиса и ретросинхронизации

«Безякий, кто исследует природу, занимается по необходимости философией, если только он желает возвыситься над простым наблюдением».

Б. Комта

Основанием для возникновения дискуссии по поводу содержания понятия и практических критериев определения одновременности послужили актуалистические наблюдения и так называемая монотопно-миграционная гипотеза происхождения и расселения организмов.

Анализ данных о современных процессах осадконакопления и распространении растительности и животных, как показано выше, приводил многих исследователей к выводу о том, что использование в геологии критериев одновозрастности, основанных на идентичности литогенетических признаков отложений и/или ископаемых органических остатков не имеет ни эмпирических, ни логических оснований [13, 17]. Наиболее подробно эту проблему рассмотрел Т. Гексли, являвшийся горячим сторонником и пропагандистом дарвинской концепции селекционизма.

Прежде всего, Т. Гексли указал, что «палеонтология выдвинула два закона необычайной важности. Первый гласит, что одна и та же область земной поверхности последовательно заселялась разнообразными представителями животного мира. Второй гласит, что порядок последовательности, установленный в одном районе, приблизительно сохраняется и во всех других районах... Как вывод из второго закона следует, что между сериями слоев, заключающих органические остатки, в различных участках существуют особые отношения. Серии походят одна на другую не только благодаря общему сходству органических остатков, но и порядку и характеру последовательности серий в каждом районе. Существует сходство расположения, так что отдельные члены каждой серии, так же как и серии в целом, находятся в соответствии... Последовательность подразумевает время... И когда понятие возраста было впервые введено как эквивалент последовательности, соответствие в последовательности совершенно естественно стали рассматривать как соответствие в возрасте или «одновременность». И поскольку мы говорим только об относительном возрасте, соответствие в последовательности действительно является и соответствием в возрасте: это — относительная одновременность. Но было бы гораздо лучше для геологии, если бы такое неопределенное и двусмысленное слово, как одновременность, было исключено из ее терминологии, а взамен был бы предложен некоторый термин, выражающий сходство сериальных отношений, который... употреблялся бы для обозначения соответствия в положении в двух или многих сериях слоев» [30. P. 17—18]. В качестве такого термина Т. Гексли предложил слово гомотаксис (сходство порядка).

Далее Т. Гексли, соглашаясь с мнением Г. Делабеша и Э. Форбеса о том, что «ни физическая геология, ни палеонтология не располагают методом, с помощью которого можно было бы доказать абсолютную синхронность двух слоев», констатирует, что «все же сейчас мы не располагаем лучшим доказательством одновременности, признаваемым всеми», кроме сходства палеонтологических остатков, содержащихся в слоях, занимающих одинаковое положение в разобщенных разрезах [30. P. 22].

Рассуждая о принципиальной невозможности «математически» доказать синхронность (асинхронность) как одинаковых, так и различных

по составу отложений, содержащих идентичные или отличные комплексы ископаемых, Т. Гексли был неоригинален и исходил из априорного признания существования и возможности использования в геологии системы отсчета абсолютного физического времени. Тривиальная интерпретация взглядов Т. Гексли сводится к утверждению одновременности одинаковых фаун и одновременности — различных. С. В. Мейен [6] первым обратил внимание на то, что представление о гомотаксисе является одним из фундаментальных принципов стратиграфии: вся процедура стратиграфической корреляции основана на отождествлении одинаковых членов (слоев, фаун, таксонов), занимающих идентичное положение в различных, пространственно разобщенных разрезах. Как подчеркивал Т. Гексли, понятие гомотаксиса аналогично биологическому понятию о гомологии — соответствии сходных частей, занимающих одинаковое положение в структуре разных организмов. Именно сходство по определенным (литологическим, палеонтологическим, палеомагнитным и пр. признакам отложений, занимающих одинаковое положение в разрезах различных палеобассейнов, которое Т. Гексли предложил называть гомотаксисом, и составляет основу для построения различных по своей природе систем отсчета, используемых для пространственно-временной координации геологических объектов.

Одновременно Т. Гексли поставил (но не рассмотрел детально) вопрос о том, «на какой степени сходства» может основываться идентификация отложений различных палеобассейнов. По сути дела, тем самым он затронул чрезвычайно важную проблему хронологически взаимозаменяемых признаков или, точнее, критериев идентификации разноместных отложений по палеонтологическим остаткам. Если для катастрофистов в качестве такого критерия выступала идентичность (тождество — неразличимость) разноместных фаун или таксонов, то Ч. Дарвин и его последователи считали, что почти одновременными являются не одни и те же, а сходные виды, принадлежащие одним и тем же таксонам более высокого ранга — под родам или родам [4. С. 447—448]. Оценить значение этого критерия тождества — подобия можно, только приняв во внимание ту концепцию, которой придерживался Ч. Дарвин по поводу происхождения и распространения животных и растений. Коротко суть ее сводится к следующему.

Представители любых таксонов появлялись на определенных, ограниченных территориях от общих прародителей и затем медленно распространялись по всему свету, испытывая при этом изменения своего облика. Благодаря незначительной скорости миграции и происходившим в ходе ее приспособлениям родственных форм к различным, меняющимся на пути их следования, условиям обитания, всесветное распространение получают не идентичные таксоны и фауны, а лишь подобные, схожие друг с другом. Критерием геологической одновременности (одновозрастности) являлось, по Ч. Дарвину, сходство (тождество — подобие) таксонов и/или фаун, возникшее в результате дивергентного расхождения их сходных признаков (состава). Данное представление, основанное на принципе близкодействия, в корне меняло содержание существовавшего ранее понятия геологической одновременности (одновозрастности).

Действительно, у катастрофистов в качестве критериев геологической одновременности выступали различные (литологические, структурные, палеонтологические) признаки, изменение которых рассматривалось как следствие одной и той же причины (фактора) — всеобщего катаклизма, в соответствии с принципом дальнего действия влиявшего на гетерогенные (геологические и биологические) системы. Иначе говоря, в основе катастрофистского понимания принципа хронологической взаимозаменяемости признаков лежало представление об их полиформизме как следствии действия одного и того же (универсального) фактора. У селекционистов в качестве критерия относительной геологической одновременности также выступают полиморфические (сходные, тождественно-подобные)

признаки, которые, однако, представляют собой результат развития одной и той же системы под влиянием разных факторов.

Однако этим не исчерпывается содержание проблемы ретросинхронизации, вытекающее из селекционистской трактовки принципа хронологической взаимозаменяемости признаков. Чтобы осмыслить ее суть, сравним принципиальные структуры селекционистской методики ретросинхронизации и процедур, предложенных значительно позднее А. Эйнштейном, а затем П. Бриджменом [38] для определения одновременности (см. таблицу).

Сопоставление принципиальных структур процедур ретросинхронизации и определения одновременности

Схема Ч. Дарвина

Ограниченный ареал возникновения таксонов	Медленное центробежное распространение таксонов, сопровождаемое их постепенным изменением	Глобальное расселение, развитие гомологических рядов в отдельных ареалах
---	---	--

Схема А. Эйнштейна

Часы-генератор сигналов точного (эталонного) времени	Центробежная передача сигналов точного времени с помощью наиболее быстрых материальных взаимодействий	Центростремительное возвращение сигналов с помощью наиболее быстрых материальных взаимодействий
--	---	---

Схема П. Бриджмена

Центр изготовления серии часов одинаковой конструкции, запускаемых в один и тот же момент	Медленная центробежная транспортировка идущих часов с последовательным размещением их в отдельных точках пространства	Сравнение показаний часов, расположенных в разных точках
---	---	--

Нетрудно убедиться, что все три приведенные схемы подобны: первые два пункта эйнштейновской схемы сходны с первыми двумя дарвиновской, а все три последней аналогичны таковым бриджменовской. Соответственно можно интерпретировать дарвиновский метод ретросинхронизации двояко. Наиболее распространенная интерпретация сводится к тому, что виды, мигрирующие из общего центра их происхождения и постепенно занимающие все более обширные (вплоть до квазиглобального) ареалы, рассматриваются как следы сигналов точного времени (нечто вроде треков частиц, фиксируемых на фотопластинках). Сторонники такой интерпретации обычно акцентируют внимание на том, что временем, необходимым для распространения видов, можно пренебречь. Это позволяет им рассматривать гомологичные виды как показатели относительной геологической одновозрастности вмещающих их отложений.

Однако при этом упускается из виду, что А. Эйнштейн, вводя свою сигнальную процедуру, подразумевал не только предельно возможную скорость сигналов туда и обратно, но и сохранение ими тождественности самим себе. В геологии же в качестве «сигналов точного времени» используются не материальные взаимодействия, а материальные системы (виды), претерпевающие в процессе своего перемещения те или иные изменения, т. е. переходящие из одного состояния в другое. Поэтому, как отмечал Ч. Дарвин вид (сигнал), отправившийся в кругосветное путешествие и вернувшийся после него в родные пенаты, должен быть признан за новый. Таким образом, рассматривать палеонтологические остатки в качестве сигналов точного времени можно только применительно к таксонам, сохраняющим во всем ареале своего распространения тождество самим себе. На этом, в частности, основана предложенная катастрофистами ретросинхронизация по так называемым руководящим формам.

Другая трактовка сущности палеобиологической ретросинхронизации может исходить из того, что она осуществляется на основе сравнения показаний часов (видов), доставленных в различные пункты медленной

транспортировкой (миграцией) из некоторого общего центра по изготовлению и запуску этих часов (центра происхождения видов). Такая трактовка по своему духу стоит близко к бриджменовской концепции синхронизации. Однако не следует забывать, что в рамках последней речь идет о часах одной и той же конструкции, обладающих постоянным ходом. Между тем, Ч. Дарвин использовал для ретросинхронизации показания часов (викарирующие или гомологичные виды) не постоянной, а постепенно меняющейся, адаптирующейся к конкретным условиям конструкции. А поскольку все эти изменения происходили с одной и той же сходной системой (видом), постольку он фактически утверждал, что различные состояния одной и той же системы геологически одновременны (одновозрастны). Более того, полагая, что в разных областях скорость изменения и, соответственно, продолжительность существования были неодинаковы даже у одного и того же вида, Ч. Дарвин допускал использование для ретросинхронизации часов с различным шагом хода (темпом развития).

В сущности, Ч. Дарвин и Т. Гексли вслед за Г. Спенсером (и в этом их огромная заслуга) наметили контуры не тривиальной, основанной на представлении о существовании в геологии некоторой внешней абсолютной системы отсчета физического времени, и методологической проблемы ретросинхронизации: как провести временную координацию разноместных феноменов, происходивших в разобщенных гетерогенных системах, по показаниям связанных с каждой из них часов, обладающих не идентичной, а лишь гомологичной конструкцией и собственным ходом (темпом) развития. Философский смысл этой проблемы, с которой Ч. Дарвин столкнулся на полвека раньше А. Эйнштейна, состоит в определении содержания самого понятия «одновременность» в рамках концептуальной картины мира, опирающейся на принцип близкодействия. А. Эйнштейн при решении этой проблемы пожертвовал в пользу представления об одновременности понятием абсолютной системы отсчета, расширив трактовку понятия относительности. Ч. Дарвин поступил наоборот: своим авторитетом он утвердил представление о принципиальной возможности использования в геологии концепции внешней системы отсчета абсолютного физического (обыденного) времени, принеся ему в жертву понятие о геологической одновременности.

Международная стратиграфическая и геохронологическая шкала

«...все вещи можно разбить на определенные классы... по зависимости познания одной вещи от познания другой».

Рене Декарт

Одной из основных задач, решавшейся на первых восьми сессиях МГК, являлась разработка стратиграфической терминологии, номенклатуры и создание международной (универсальной, общей, единой) стратиграфической и изоморфной ей геохронологической шкалы. Все эти вопросы рассматривались как прерогатива стратиграфической (геологической) классификации. Последняя при этом изначально понималась не как распределение множества объектов по классам в соответствии с мерой их тождества и различия по какому-либо общему для них признаку (основанию сравнения или деления), а как создание упорядоченной системы подразделений, без взаимных перекрытий и перерывов охватывающих всю запротоколированную в гипергенной оболочке Земли историю ее развития.

Уже первое обобщение материалов по региональной стратиграфии показало, что выделяемые в различных странах подразделения не могут быть прослежены даже на территории Западной Европы, не говоря уже обо всем земном шаре. Отсюда возникла необходимость введения в стратиграфию так называемой двойной номенклатуры и классификации: одна из них должна была относиться к местным, региональным подразделе-

ниями, а вторая — к универсальным (глобальным), позволяющим коррелировать между собой эти региостратоны. Иначе говоря, перед геологией, в сущности, встала проблема создания некоторой системы отсчета концептуального геологического (стратиграфического) времени, позволяющей осуществлять в глобальном масштабе временную (возрастную) координацию разноместных геологических феноменов. Несмотря на различные подходы к созданию такой системы отсчета, подавляющее большинство специалистов считало, что критерии выделения региональных и глобальных подразделений должны быть существенно различны.

Региональные подразделения должны отображать локальные закономерности исторического развития отдельных регионов (палеобассейнов) и представлять собой естественные, конкретные геологические тела (формации, стратоны), обладающие свойствами единства и целостности. При этом под единством подразумевалось, что каждая формация может быть «идентифицирована в определенном географическом районе по ее ископаемым», а под целостностью, «что формация занимает одно и то же положение в колонке, независимо от ее местонахождения, изменений в мощности и даже характера ее состава от места к месту и всегда сохраняет одно и то же отношение к другим формациям» [44. Р. 147]. Поскольку «ни одна формация или критерий ее выделения не имеют всеветного распространения» [44. Р. 160], постольку в принципе может существовать столько «реестров геологических формаций», сколько установлено палеобассейнов седиментации.

Для взаимной корреляции региостратонов, а точнее, для определения их пространственно-временных свойств и отношений, установления положения каждого из них в гипергенной оболочке Земли, отражающей общий ход ее исторического развития, предлагалось использовать универсальную или общую стратиграфическую классификацию. В неявной форме при создании последней ставились следующие задачи.

1. Разработка иерархической системы универсальных единиц. II сессия МГК (Болонья, 1881 г.) признала целесообразным разделение «минеральных масс земной коры» на стратиграфические и эквивалентные им хронологические подразделения: группы (эры), системы (периоды), отделы или серии (эпохи), ярусы (века). На VIII сессии МГК (Париж, 1900 г.) эта система была дополнена подразделениями пятого порядка — зонами (фазами). Предполагалось, что эти иерархически соподчиненные подразделения должны выполнять функцию системы единиц измерения концептуального стратиграфического времени, подобной используемой в хронометрии системе единиц физического времени (год, месяц, день и т. д.).

2. Создание упорядоченной шкалы универсальных подразделений, без пропусков и перекрытий охватывающей всю последовательность супракрустальных образований земной коры, которая «могла бы служить эталоном или хронографом, с которым можно было бы сравнивать местные геологические шкалы» [32. Р. 230]. По сути дела, речь шла о построении материализованной в типовых разрезах сводной последовательности охватывающих всю геологическую историю стратиграфических подразделений, выступающей в роли субстанциональной основы (базиса) для системы отсчета концептуального стратиграфического времени.

3. Построение унифицированной стратиграфической схемы на базе корреляции с универсальной шкалой всех местных и региональных стратонов. Эта схема должна была отражать возрастные отношения между пространственно разобобщенными конкретными геологическими телами (формациями, стратонами).

Таким образом, по нечетко выраженному замыслу ее создателей, МСШ была призвана выполнять три разные функции. Введение системы иерархически соподчиненных универсальных единиц придавало ей функцию материальной основы (базиса) измерительного прибора. С его помощью предполагалось давать сравнительную оценку масштаба региональных подразделений независимо от их возраста и географического

положения. Распространение этой системы универсальных единиц на всю последовательность супракристалльных образований и прослеживание ее подразделений в глобальном масштабе превращало МСШ в субстанциальную основу инструмента для измерения концептуального стратиграфического времени. Предполагалось, что с его помощью можно будет не только определять возрастное положение пространственно разобщенных конкретных геологических тел, но и в терминах универсальной системы единиц давать сравнительную оценку относительной продолжительности их формирования. Наконец, в третьей своей ипостаси МСШ должна была выступать и как инструмент, и как результат упорядочения региостратонов по признаку их пространственно-временных отношений.

К сожалению, ни одна из перечисленных функций (кроме последней) и задач универсальной стратиграфической классификации не была ясно сформулирована. Напомним еще раз слова С. Н. Никитина и Ф. Н. Чернышова, что изначально МГК было сделано «упущение первостепенной важности: не выяснена точка зрения членов Конгресса на самую основу и принцип построения геологической классификации» [10, с. 137]. Именно этим и объясняется то, что дискуссии по проблемам так называемой стратиграфической классификации то разгораясь, то затухая, продолжают уже без малого 120 лет. Если не обращать внимания на расхождения во взглядах отдельных ученых по частным вопросам, то в целом в рассматриваемое время было выдвинуто три основных концепции МСШ.

Первая концепция, предложенная французской комиссией по номенклатуре на II сессии МГК, исходила из представления о необходимости создания «действительно естественной классификации осадочных образований земной коры» [25. Р. 26]. Она должна была опираться на два критерия: палеонтологический и стратиграфических перерывов, позволяющие выявлять этапность геосторического процесса. В рамках данной концепции предполагалось, что изменения в составе органического мира представляют собой результат колебательных тектонических движений, приводящих к чередованию глобальных трансгрессий и регрессий. Иными словами, в качестве ведущего фактора, определяющего естественную делимость гипергенной оболочки и выступающего в качестве базиса для построения метрики концептуального геологического времени, рассматривался геосторический процесс.

Вторая особенность характеризуемой концепции состоит в том, что сторонники ее рассматривали подразделения любого ранга как естественные единицы универсального (глобального) значения. При этом, однако, часть геологов считала, что любые подразделения отражают этапность и стадийность развития всего органического мира, тогда как другие «за единицу геологического деления» принимали «тот промежуток времени, в продолжении которого весьма распространенные и при современном состоянии науки хорошо изученные морские животные в своей значительной части остаются неизменными. Отложения, образовавшиеся в этот промежуток, мы называем одновременными или эквивалентными» [8. С. 14].

Вторая концепция, наиболее полно сформулированная С. Н. Никитиным и Ф. Н. Чернышовым, исходила из того, что стратиграфическая, как и всякая иная (в том числе, — палеонтологическая), классификация является «искусственным построением, предназначенным для удобства усвоения предмета, для удобства группировки фактов и данных исследования — и не более того» [10. С. 138]. Это представление об искусственной природе и служебном назначении любых классификаций опиралось на концепцию континуального строения материи и непрерывности движения: коль скоро «природа не делает скачков», то следовательно, она не создает и естественных, объективно существующих границ для разделения ее творений на четко очерченные, дискретные классы. В геологии эта концепция получила в рассматриваемое время, казалось, как эмпирическое, так и теоретическое подтверждение. В частности, во второй половине XIX в. между многими подразделениями, ранее считав-

шимися резко разграниченными, были установлены так называемые «переходные» горизонты, демонстрировавшие, с одной стороны, постепенность изменений в составе осадков (например, граница триаса и юры), а с другой, — «смешанный» характер пограничных фаун (например, граница девона и карбона). Это позволило ряду исследователей прийти к выводу о том, что «деление на системы является в большей или меньшей степени искусственным: развитие животных и растений происходило постепенно без всяких перерывов со времени их появления и до наших дней, поэтому периоды, на которые мы подразделяем историю Земли, устанавливаются только ради удобства ее изучения» [9. С. 7].

Представление об искусственной природе любых классификаций привело к необходимости использования при создании МСШ принципа приоритета или «исторического метода». На VII сессии МГК (Санкт-Петербург, 1897 г.) этот принцип был сформулирован следующим образом: «Наименования, примененные к отложениям в определенном смысле, не могут быть определены в другом смысле» [22. С. CLIX]. Вопрос о приоритете решался на основании даты публикации. Основное назначение данного принципа заключалось в стабилизации номенклатуры, объема и положения границ тех подразделений, которые были введены в МСШ и являлись эталонами для соответствующих им хронологических единиц. С точки зрения рассматриваемой концепции, введение данного принципа вполне логично и оправдано. Однако, по сути дела, его использование лишало стратиграфическую классификацию основных признаков любых научных классификаций — общего основания деления и эквивалентности объектов, относимых к определенным таксономическим категориям.

Действительно, руководствуясь данным принципом, в МСШ были введены все подразделения, выделявшиеся со времен А. Г. Вернера и А. Гумбольдта на базе совершенно различных критериев: структурного, литологического, палеонтологического. Приняв универсальную систему номенклатуры для обозначения этих единиц и используя принцип приоритета, создатели МСШ подменили процедуру выделения (в соответствии с выбранным общим основанием сравнения) равноценных по содержанию (эквивалентных) стратиграфических подразделений правом называть одним и тем же термином любые геологические образования, первоначально индивидуализированные на основании различных теоретических соображений с помощью неравноценных, взаимно не связанных критериев.

Введение в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии принципа приоритета, по сути дела, лишало геохронологическую шкалу каких бы то ни было свойств измерительного прибора. Принятая концепция соответствия стратиграфических подразделений хронологическим рассматривает первые как о вещественную меру геологического времени. При этом типовой (эталонный) разрез любого стратиграфического подразделения, занимающего то или иное положение в сводной стратиграфической колонне, выступает как эталон отдельной меры геологического времени. Наличие у каждого универсального стратиграфического подразделения (выделенного первоначально по случайным признакам), занимающего фиксированное место в сводной стратиграфической колонне и обозначенного определенным термином (группа, система, отдел и т. д.) собственного эталона обуславливает существование множества неравноценных эталонов эквивалентных мер времени (эр, периодов, эпох и т. д.). Благодаря этому, отдельная форма измерения времени в геологии переходит в развернутую, при которой множественность эталонов отдельных мер, опирающихся на использование различных критериев их выделения, определяет возможность существования бесчисленного множества рядов выражения измерения, не связанных друг с другом. Объединение в одной шкале эталонов, выделенных по разным критериям, лишает всякого смысла ее применение в качестве измерительного прибора [16].

Третья концепция была предложена швейцарским геологом Э. Реневье и официально принята VIII сессией МГК (Париж, 1900 г.). Хотя

Э. Реневье и считал, что стратиграфические подразделения «представляют собой лишь условные отрезки, которые мы различаем для удобства изучения» [32. Р. 229], он все-таки указывал, что универсальная шкала должна отражать закономерности развития органического мира и каждое ее подразделение должно отвечать определенным фазам его обновления. Границы подразделений, с его точки зрения, следует определять по моментам появления и исчезновения различных групп ископаемых организмов. Таким образом, с позиций Э. Реневье, МСШ фактически представляла собой не искусственную, а естественную систему палеобиологических подразделений, отличных по своей природе от региональных стратиграфических единиц. По сути дела, реализация этой идеи требовала коренной перестройки принятой II—VIII сессиями МГК системы универсальных стратиграфических подразделений, приведения структуры МСШ в соответствие с разномасштабными этапами развития ископаемого органического мира и отказа от принципа приоритета.

Вторая особенность рассматриваемой концепции состоит в том, что для создания МСШ рекомендовалось использовать этапность развития не органического мира в целом, а лишь пелагических организмов. Последние существовали в более постоянных условиях, чем обитатели нерптовой зоны, и обладали более широким географическим распространением. Считалось, что соответствующие циклам, этапам, стадиям и/или фазам их развития подразделения больше подходят для создания внешней по отношению к собственно геологическим феноменам шкалы отсчета концептуального палеобиологического времени.

Наконец, третья специфическая черта данной концепции состоит в утверждении неодинакового (от глобального до регионального) пространственно-временного объема подразделений различного ранга. Обычно это положение рассматривалось и рассматривается только применительно к стратиграфическим подразделениям. Однако, исходя из того, что каждому универсальному стратону отвечает определенный промежуток времени, следует признать, что и подразделения палеобиологического времени разного ранга имеют неодинаковую пространственную сферу применения. Или, иначе говоря, что создаваемая на базе анализа закономерностей развития органического мира система отсчета представляет собой не просто шкалу глобального (всеземного) палеобиологического времени, а палеобиологического пространства-времени, изначально обладающего сложной объемно-иерархической структурой.

Итак, несмотря на принципиальные различия в подходах к решению проблем, стоявших перед «стратиграфической классификацией», можно наметить по меньшей мере два принципиально важных положения, общих для всех рассмотренных концепций МСШ. Во-первых, в более или менее явной форме в них признавалась необходимость введения двойной классификации и номенклатуры: одной — для региональных, другой — для глобальных (универсальных) подразделений. Во-вторых, в конечном итоге, все концепции МСШ исходили из того, что основу системы универсальных подразделений, призванной выполнять функции глобального хронометра, должна составлять модель эволюции ископаемого органического мира. Эти положения важны по следующим соображениям.

Прежде всего, несопоставимость, самостоятельность стратиграфических разрезов отдельных регионов (палеобассейнов) эмпирически доказывала неоднородность, анизотропность стратиграфического пространства — времени на уровне организации палеобиосферы в целом. Таким образом, с учетом анизотропности регионального (внутрибассейнового) стратиграфического пространства — времени, выявленной при изучении фациальной неоднородности разновозрастных отложений, были созданы эмпирические предпосылки для вывода о коренном отличии геологического (стратиграфического) пространства — времени от однородных и изотропных пространства и времени физики.

Далее, неоднородность строения разрезов параллельно развивавшихся палеобассейнов, выражавшаяся не только в различном составе формиро-

вавшихся в них отложений, но и в неодинаковом количестве и взаимоотношениях друг с другом регистратонов (формаций), закладывала эмпирическую основу для вывода о метакронном развитии отдельных геосистем (палеоэкосистем).

Проявление анизотропности, неоднородности стратиграфического пространства — времени как на формационном, так и на биосферном уровнях организации, по сути дела, свидетельствовало о его сложной, объемно-иерархической структуре, отличной от таковой физического пространства — времени.

Введение представлений о самостоятельности классификаций региональных и универсальных подразделений и палеобиологической природе последних фактически вело к признанию не только специфичности геологического (стратиграфического) времени, но и к необходимости создания специальной, внешней по отношению к собственно геологическим феноменам, системы его отсчета, отражающей (моделирующей) закономерности развития ископаемого органического мира. Иными словами, геология вплотную подошла к осознанию необходимости построения шкалы концептуального палеобиологического времени, обладающего свойством абсолютности в смысле как уникальности, так и всеобщности. Уникальность его определяет необратимость развития органического мира, вследствие которой каждое подразделение универсального палеобиологического времени обладает специфическими, свойственными только ему, признаками, а всеобщность — глобальным распространением организмов, существовавших на определенных этапах (стадиях, фазах) развития палеобиоты.

Вместе с тем, эмпирически установленная самостоятельность разрезов отдельных палеобассейнов подразумевала необходимость признания существования также относительного — и в смысле уникальности, и в смысле всеобщности — собственного (индивидуального) времени у каждой самостоятельной геосистемы (палеоэкосистемы). Принципиальные различия между абсолютным и относительным (в смысле уникальности и всеобщности) временем определялись, во-первых, их связью с разными типами систем: абсолютное время представляло развитие палеобиологических, а относительное — собственно геологических систем (палеоэкосистем). Во-вторых, подразделения абсолютного и относительного времени отличались друг от друга своими пространственными ареалами: первые имели глобальное, а вторые — региональное распространение, представляя собой, таким образом, не просто временные, а пространственно-временные подразделения. В палеобиологическом времени предполагалось как бы «замыкание на самого себя» («снятие») пространственной компоненты четырехмерного пространственно-временного континуума. Благодаря этому, шкала палеобиологического концептуального времени и могла выполнять функции глобальной, абсолютной, в смысле всеобщности, системы отсчета.

Вместе с тем, геология столкнулась и с глубоким противоречием: с одной стороны, актуалистические наблюдения и данные фациального анализа свидетельствовали о том, что состав ассоциаций ископаемых организмов неразрывно связан с запротоколированными в составе осадков условиями их обитания, а с другой, эмпирические данные наглядно демонстрировали, что у геологии нет более надежного инструмента для временной (возрастной) корреляции зафиксированных в гипергенной оболочке феноменов геологической истории, чем палеонтологические остатки. Именно этим противоречием, видимо, и объясняется возникновение на рассматриваемом этапе и дальнейшее развитие трех различных концепций МСШ, конфронтация между сторонниками которых и предопределила дальнейшие пути развития теории геологического времени.

«Если бы между прошлым и будущим не было настоящего, все плохое было бы уже позади, а впереди было бы только хорошее».

Феликс Кривин

За условные рамки рассматриваемого этапа принимаются 1900 и 1976 гг., когда соответственно VIII сессией МГК была утверждена общепринятая ныне структура МСШ и XXV сессией МГК было принято «Руководство по стратиграфической классификации, терминологии и процедуре» [31]. Создание последнего явилось одной из первых после двух мировых войн попыток объединения усилий ученых различных стран для решения (или, как мы сейчас понимаем, создания предпосылок для такового) фундаментальной общенаучной и, вместе с тем, сугубо прагматической проблемы, касающейся унификации операциональных процедур, связанных с совершенствованием МСШ. Выработке международных правил предшествовала длительная дискуссия практически по всем теоретическим проблемам стратиграфии. В ходе ее, в частности, выявилось существование по меньшей мере трех принципиально различных подходов к созданию МСШ. Каждый из них, будучи внутренне логически непротиворечивым, опирается на несовместимые, с философской, методологической точки зрения, концепции времени. Именно этим, на мой взгляд, и объясняется та ожесточенная и, вместе с тем, безрезультатная полемика середины 50-х — 70-х годов по поводу «вечных» стратиграфических антиномий. Давая ее обзор и подводя ей итоги, С. В. Мейен [6] отмечал, что само по себе существование этих антиномий свидетельствует о недостаточной проработке фундаментальных философских представлений о сущности геологического времени, лежащих в основе стратиграфии и, в конечном итоге, геологии в целом.

Вполне естественно, что здесь я не смогу рассмотреть и проанализировать взгляды каждого ученого, выступавшего по тем или иным вопросам теоретической стратиграфии и, в частности, по проблеме геологического времени и принципам построения МСШ. Частично эти вопросы рассмотрены мною ранее [15], так что я ограничусь лишь сводной характеристикой биохронологической, геоисторической (автохронологической) и типологической концепций абсолютного геологического времени, опирающихся на принципиально несводимые друг к другу фундаментальные положения.

Биохронологическая концепция

«В одном предмете может быть бесконечное количество различных измерений».

Рене Декарт

Наиболее полно рассматриваемая концепция разработана в трудах Р. Ведыкинда [41, 42] и О. Х. Шиндевольфа [33—39], которыми я и воспользуюсь для изложения ее основных положений.

Прежде всего, согласно представлениям О. Х. Шиндевольфа, геологическое время в корне отличается от физического: «Время в геологии и других исторических дисциплинах естествознания — это не абстрактное время t абсолютной системы CGS и физических уравнений, не измерительный символ процессов, которые могут быть повторены произвольно при искусственно созданных условиях и которые лишены своего качества и исторической привязки ко времени... Измеримым нечто время становится только благодаря заполняющим его событиям, и то, что в нем можно измерить, это всегда лишь отношение двух событий... В историческом понятии времени речь при его определении идет не об абсолютной

измерительной величине, а только о соотношении прежде и после, об отнесении исторических процессов к определенной уникальной, неповторимой цепи событий, которая воспроизводится в некоторой идеализированной относительной шкале времени» [35. S. 5].

Далее, в геологической летописи задокументированы результаты двух принципиально различных типов процессов. К первому относятся круговые, квазициклические, обратимые собственно геологические процессы, которые можно «сравнить с идущей вверх винтовой спиралью: отдельные круговые процессы не возвращаются сами в себя, а лишь повторяют похожие процессы каждый раз на все более высоком уровне» [35. S. 8]. Ко второму типу принадлежат «уникальные, односторонние, в определенном направлении идущие процессы, имеющие необратимый характер, в которых каждую предшествующую стадию следующая продолжает в том же направлении, а не разрушает» [35. S. 7]. К числу таких процессов относятся распад радиоактивных элементов и эволюция живого вещества нашей планеты. Именно эти процессы и могут быть приняты за основу при создании шкалы геологического времени, поскольку они характеризуются, во-первых, строгой однократностью и необратимостью отдельных стадий, во-вторых, универсальным (всеземным) распространением процесса, в-третьих, уникальными, неповторимыми свойствами протоколов каждой ступени развития, являющимися четкими показателями отдельных моментов времени [35. S. 9].

Таким образом, с точки зрения О. Х. Шиндевольфа, специфика геологического времени состоит в том, что оно имеет информационную природу, необратимо, направлено и анизотропно. Принципиально важно, что основу (базис) шкалы геологического времени может составлять только модель эволюционного процесса, т. е. по сути дела концептуальное геологическое время имеет палеобиологическую природу. Соответственно и свойства концептуального времени определяются свойствами эволюционного процесса, запротоколированными в геологической летописи и смоделированными в разработанной О. Х. Шиндевольфом типострофической теории, суть которой сводится к следующему.

Прежде всего, установленная естественная система организмов, объединяющая иерархию таксономических подразделений, возникла не путем постепенного действия естественного отбора, а в результате скачкообразных переходов от одних типов строения (архетипов) к другим — переходов, обусловленных крупными мутациями, затрагивавшими на раннеонтогенетических стадиях развития целые комплексы генов. В результате этих мутаций закладывались новые планы строения, не зависящие от среды обитания. В дальнейшем их изменение шло по пути приспособления к выбираемым самими организмами внешним условиям в рамках изначально заложенных в генетической, наследственной структуре возможностей. Таким образом, в отличие от дарвиновской концепции развитие таксонов согласно типострофическим представлениям идет не от частного к общему, а наоборот, от общего к частному: «Эволюция происходит не посредством возведения высших типов из отобранных в ходе долгого развития отдельных кирпичиков, а путем непосредственного целостного изменения типов от класса к классу, внутри классов — от отряда к отряду, и далее по нисходящей — от семейства к семейству и т. д.» [37. S. 398].

Центральным для типострофической концепции является понятие о типе (плане строения, основной конструкции, архетипе) таксона — «естественно-научной реальности», представленной «типичными, характерными свойствами и признаками, отличающими содержащую данный тип таксономическую категорию» [38. S. 16]. «Типовые комплексы признаков различных таксономических единиц имеют свой вещественный субстрат в наследственной массе, в определенных комбинациях генов... Морфологически отличные типы суть не беспочвенные абстракции, напротив, они суть результат и выражение вполне конкретного и в высшей степени реального филогенеза» [37. S. 242].

Принципиально важно, что процесс формирования архетипов таксонов происходит не постепенно, непрерывно («сплошным потоком»), а идет прерывисто, скачками. Благодаря этому «поиски ряда постепенных переходных форм между двумя типами, которые наглядно, по ступеням показывали бы нам формирование плана строения нового типа, являются напрасными, ибо таких форм не существовало» [34. С. 25]. Непрерывно-прерывистый характер эволюции, обусловленный скачкообразными преобразованиями архетипов таксонов с последующими их постепенными изменениями, связанными с адаптацией их представителей к конкретным экологическим обстановкам, составляет вторую кардинальную особенность типострофической концепции.

Третья отличительная черта состоит в утверждении циклического характера развития таксонов любого (от класса до вида) ранга. В развитии каждого из них выделяются три фазы или стадии. Первая, типогенетическая, фаза характеризуется взрывоподобным, скачкообразным возникновением различных вариантов нового архетипа на базе неспециализированного таксона, относящегося к предыдущему (предковому) плану строения. В течение этой фазы очень быстро закладываются архетипы различных линий развития, эволюционирующих в дальнейшем либо параллельно, либо расходящимся пучком в подходящих для них экологических нишах. Часть вновь возникших таксонов, не обладающих генетически обусловленными способностями или возможностями к приспособлению, вымирает, образуя так называемые «тупиковые» или «слепые» эволюционные ветви. Следующая, типостатическая, фаза характеризуется медленными изменениями созданных в предыдущую фазу архетипов, вызванными их постепенной адаптацией к определенным условиям обитания. Спокойное развитие крупных таксонов в этот период прерывается типогенетическими стадиями меньшего масштаба. В процессе их происходит расщепление исходных типов строения на подчиненные им архетипы, определяющие специфику таксонов меньшего ранга. Завершающая, типолитическая, фаза характеризуется сверхспециализацией, расщеплением крупного таксона на более мелкие, приспособленные к обитанию в строго лимитированных жизненных условиях. На этой фазе широко распространяются монстровидные формы, обладающие нарушенной структурой архетипа, гигантизмом организма в целом или гипертрофированным развитием его отдельных меронов — морфоструктур, аппаратов, органов [36, 37]. Таким образом, в типострофической концепции эволюция органического мира представляется не как непрерывный, а как изначально непрерывно-прерывистый и циклически-необратимый процесс.

Детерминистическая модель, лежащая в основе типострофической концепции, существенно отличается от той, которая используется в селекционистской. В основе ее лежит представление о том, что развитие, в первую очередь, определяется внутренними свойствами системы. В этом смысле она близка к лапласовской, но отличается от нее большей сложностью. Актуальное состояние системы есть результат вероятностного процесса — случайной, ненаправленной и недетерминируемой мутации. Возникшая в результате последней структура (архетип) определяет изначально возможные пути и направления дальнейшего изменения (развития) и приспособления системы к окружающим условиям. Развитие системы совершается в процессе отбора мелких, случайных (вероятностных) скачкообразных изменений. Спектр последних, определяющий конечное возможное число модификаций архетипа системы, лимитирован ее исходным планом строения (наследственной структурой). Конкретный путь развития системы (таксона) регулируется и направляется естественным отбором. Он выступает в качестве сложного, интегрального фактора, результирующего взаимодействия многих компонентов, обладающих собственными, автономными законами развития. Вектор и напряженность этого многокомпонентного поля определяют возможность выживания или гибели конкретных модификаций данного архетипа в каждой точке пространства — времени. В отличие от селекционной модели, в которой отбор

является единственным направляющим фактором эволюции, в типострофической он выступает как вторичный фактор, отсеивающий нежизнеспособные модификации исходной системы.

Четвертая особенность типострофической концепции состоит в том, что в ней отрицается влияние внешних условий на возникновение новых типов организации: «...на филогенетической фазе раннеонтогенетического взрывоподобного возникновения типа организм оснащен скрытым внутренним средством на случай всевозможных будущих обстоятельств. Здесь несомненно форма присутствует раньше всяческой функции и образа жизни: она несет с собой (если вообще жизнеспособна) преадаптацию... Вновь возникающий тип организма не подгоняется... на первых порах к своему окружению как пассивный, лишенный сопротивления объект, а сам, как живой активный субъект, подыскивает себе область жизни, соответствующую и наиболее подходящую его преадаптивной организации... Адаптогенез зависит от филогенеза, а не наоборот» [34. С. 80—81]. Не зависит от воздействия внешних экологических условий и дальнейшее развитие вновь возникающих типов организации: «Филогенез организмов в их больших линиях развития протекает, по существу, автономно и направленно, не испытывая влияния геологических, в частности, тектонических событий» [35. S. 127]. Иначе говоря, эволюция органического мира, выраженная в последовательном возникновении новых, постепенно усложняющихся, прогрессивных архетипов иерархически соподчиненных естественных таксонов, представляет собой автономный, причинно не связанный с геологическими феноменами процесс.

Именно данный вывод и служит для О. Х. Шиндевольфа основанием для принятия процесса эволюции в качестве базиса для построения биохронологической системы отсчета времени, внешней по отношению к собственно геологическим процессам: «... хронология геологического прошлого, как система отсчета всеобщего характера и средство межрегионального сопоставления слоев, может быть выведена только из окаменелостей, т. е. из органического развития... Хронология на основе органического развития имеет целью исключительно создание временной таблицы, т. е. в некотором роде системы координат, на которую можно нанести и с помощью которой можно измерить любые процессы и документы геологического прошлого... Палеонтологическая хронология... всего лишь хочет дать геологии отсутствующий в ней нейтральный временной каркас. Каким образом и на какой основе производится членение истории Земли, совершенно не зависит от палеонтологической временной шкалы» [35. S. 21—22]. Биохронологическая шкала, с точки зрения О. Х. Шиндевольфа, должна отражать только внутреннюю динамику развития органического мира, и ее естественные подразделения, соответственно, должны отображать непрерывно-прерывистый, циклически-необратимый ход эволюции.

Принципиально важно, что естественность подразделений биохронологической шкалы отражает не результаты внешних воздействий на биоту, как это предполагалось в катастрофической и механоселекционистской концепциях, а является отражением внутренних закономерностей собственно биологических процессов. В этом отношении О. Х. Шиндевольфу эволюция органического мира представлялась аналогичной процессу распада радиоактивных элементов. Различие между этими двумя типами процессов состоит, с его точки зрения, в том, что трансмутационные элементы происходили равномерно, тогда как эволюция органического мира шла неравномерно, что исключает возможность создания считаваемой биохронологической шкалы.

Опираясь на данные изучения развития различных групп ископаемых, существовавших параллельно, О. Х. Шиндевольф пришел к выводу, что «скорость превращения и, следовательно, хронологическое значение отдельных типов организмов весьма различны... Даже в пределах одного и того же типа интенсивность развития не является неизменной величиной» [35. S. 84]. Именно неравномерность развития отдельных групп

ископаемого органического мира приводит к необходимости выделения в его составе орто- и парахронологических групп. Модели развития ортохронологических групп и опирающиеся на них ортостратиграфические шкалы играют в данной концепции роль эталонных часов или эталонного прибора для измерения палеобиологического времени. Благодаря тому, что в качестве ортохронологических рекомендуется выбирать наименее зависимые от локальных экологических условий, быстро эволюционирующие и широко распространенные группы морской пелагической фауны, репрезентирующие модели их развития шкалы выполняют одновременно роль и эталонного прибора и универсального инструмента для измерения палеобиологического времени. Парахронологические группы и базирующиеся на моделях их развития парастратиграфические шкалы в этой концепции играют роль вспомогательных инструментов для приближенного измерения времени, поскольку темпы их эволюции и моменты смены одних архетипов другими не совпадают с трансформациями планов строения в ортохронологических группах [33]. Акцентируя внимание на метахронности развития отдельных групп и филумов ископаемых организмов, О. Х. Шиндевольф поднял чрезвычайно важную проблему согласования показаний эталонного прибора и локальных инструментов измерения палеобиологического времени. Суть ее заключается в том, что мозаичный характер распространения любых таксонов, регламентируемый подходящими для их обитания внешними условиями, в принципе исключает возможность использования одной-единственной группы ископаемых животных в качестве и эталонного прибора, и универсального инструмента для практического измерения палеобиологического времени.

Существенным моментом рассматриваемой концепции является требование соблюдения единства принципов и критериев выделения разномасштабных подразделений: если за основу расчленения принимается модель эволюции какой-либо одной группы (например, аммоноидей), то границы и объемы всех подразделений шкалы (от системы до зоны) должны устанавливаться на основании анализа развития именно данной группы [35].

В качестве элементарной, наименьшей по возрастному объему единицы биохронологической шкалы сторонники характеризуемой концепции [35, 41] рассматривали зону (фазу). Последнюю они определяли как промежуток времени, отвечающий периоду существования ее индекс-таксона (вида). Зона в их представлении выступает как наименьшая единица глобального (всеземного) палеобиологического времени, которая может быть установлена в любой точке земного шара, вне зависимости от того, присутствует или отсутствует в ней вид-индекс данной зоны. Соответственно, по их мнению, в качестве эталонов естественных биохронологических подразделений должны выступать не конкретные разрезы, а некоторые обобщенные, абстрактные интервалы распространения индекс-таксонов этих единиц — биохронотипы [14].

Основу ретросинхронизации, по мнению О. Х. Шиндевольфа, составляет так называемый сигнальный метод, опирающийся на предположение о том, «что распространение организмов из некоторого центра возникновения происходит так быстро, что с геологической точки зрения продолжительность распространения можно пренебречь» [35. S. 51]. «Границы установления геологической одновременности определяются морфологическим характером наиболее быстро изменяющихся организмов, а этот характер меняется гораздо медленнее, чем происходит географическое распространение соответствующих организмов» [35. S. 61]. Именно благодаря этому, ортохронологические группы фауны и могут, с его точки зрения, выполнять одновременно функции и прибора, и инструмента измерения палеобиологического времени.

Итак, изложенные материалы позволяют нам представить следующую общую концепцию палеобиологического времени, отвечающую взглядам О. Х. Шиндевольфа и его сторонников. Реальное палеобиологическое время является непрерывно-прерывистым, циклически-необратимым, не-

равномерным, анизотропным и универсальным (всеземным). Поскольку эволюция органического мира причинно никак не связана с геологическими процессами, палеобиологическое время абсолютно (в смысле уникальности и всеобщности) и независимо от пространства. Благодаря этому, биохронологическая шкала может выступать в качестве внешней системы отсчета, позволяющей устанавливать временные (возрастные) свойства и отношения геологических феноменов. Концептуальное палеобиологическое время, свойства и структура которого представлены биохронологической шкалой, является относительным, поскольку оно адекватно отражает неравномерность хода реального палеобиологического времени и не дает возможности для количественной оценки свойств и отношений геологических феноменов.

Геоисторическая (автохронологическая) концепция

«Во всех частях земного шара имеются свои, даже иногда очень любопытные, другие части.»

Козьма Прутков

Основы рассматриваемой концепции были наиболее полно изложены в начале нашего столетия Т. Чемберлингом. Исходным для нее является признание глобального характера диастрофических движений, периодически меняющих емкость океанических бассейнов и регулирующих ритм всемирных трансгрессий и регрессий, что «подразумевает одинаковую последовательность отложения осадков во всем мире» [24. Р. 690]. В полном диастрофическом цикле он выделял четыре стадии, которым отвечают естественные глобальные стратиграфические подразделения, представленные определенными типами отложений: стадию постоянного базиса эрозии и трансгрессии моря, стадию начального диастрофизма и отступления моря, стадию максимума диастрофизма и регрессии, стадию начала стабилизации и установления нового базиса эрозии. Не отрицая общепризнанного значения палеонтологического метода, Т. Чемберлин считал, что «...диастрофизм представляет собой основу как стратиграфического развития, так и эволюции органического мира... диастрофические процессы предшествуют и являются первопричиной обоих этих обычных способов корреляции. Следовательно, они представляют собой определяющий фактор корреляции. Критерии ее включают наряду с собственными также стратиграфические, как зависящие от диастрофизма, а также палеонтологические, как обусловленные прямым или косвенным влиянием диастрофизма на развитие жизни» [24. Р. 693].

В первой половине нашего столетия идеи Т. Чемберлина получили довольно широкое распространение, поскольку они позволили дать достаточно простое и понятное объяснение общих закономерностей развития Земли, и не нарушали исторически сложившейся стратиграфической классификации (МСШ). Однако, к середине XX в. представления о самостоятельности диастрофического метода были отвергнуты. Вместе с тем, к этому же времени относится утверждение собственно геоисторической концепции, опиравшейся, по сути дела, на те же фундаментальные положения, что и диастрофический метод. Наиболее полно она была разработана в инструктивных документах Межведомственного стратиграфического комитета СССР (МСК СССР), посвященных регламентации стратиграфической терминологии, классификации и номенклатуры [11, 12, 18—21]. Суть данной концепции сводится к следующему.

«Основой для выделения стратиграфических и геохронологических (геоисторических) подразделений служат главнейшие историко-геологические закономерности и, в частности, явления периодичности и необратимости в общем ходе развития земной коры. Периодичность в истории Земли, позволяющая расчленять историю на определенные естественные этапы, выражается, прежде всего, в чередовании эпох длительного и бо-

лее или менее спокойного, эволюционного развития земной коры и разделяющих их относительно кратковременных эпох скачкообразного, революционного изменения лика Земли, вызывающих его крупную перестройку... Следует... иметь в виду, что решающее значение при выделении основных единиц стратиграфических и геохронологических (геоисторических) шкал (но не при корреляции, т. е. не при отнесении изучаемых отложений к уже ранее выделенной единице) имеет... совокупность всех... геологических и палеонтологических признаков» [18. С. 26—27]. При этом если в первых инструктивных изданиях МСК СССР ведущим критерием для выделения естественных этапов развития Земли считался тектонический, а палеонтологическому отводилась второстепенная роль, то уже с 1965 г. эти критерии поменялись местами [20. С. 19].

Принципиальным положением рассматриваемой концепции является представление о том, что «каждому стратиграфическому подразделению отвечает эквивалентное ему геохронологическое» [20. С. 17]. При этом признается разномасштабность стратиграфических (и, следовательно, геохронологических) подразделений в смысле их не только возрастной, но и пространственной (географической) протяженности [18. С. 29—31; 20. С. 26—27; и др.]. В СК СССР (1977 г.) предусмотрено выделение трех групп стратиграфических подразделений: основных комплексного обоснования, частного обоснования и вспомогательных. К первой группе относятся три категории стратиграфических единиц — общих, региональных и местных. При этом «критериями установления (обоснования) основных стратиграфических подразделений являются: а) единство времени формирования горных пород, составляющих стратиграфическое подразделение на всей площади его распространения в пределах установленного (выбранного) стратиграфического объема; б) самостоятельность этапа геологического развития земной коры или отдельного ее участка, которому отвечает данное стратиграфическое подразделение. Категории основных стратиграфических подразделений комплексного обоснования отражают географическое распространение соответствующих подразделений и различную степень общности характеризующих их признаков» [21].

Использование универсальных критериев при выделении стратиграфических подразделений любого пространственно-временного объема, прежде всего, ведет к представлению о геологическом времени как о сложном феномене, являющемся фиксируемым в вещественных признаках и пространственных отношениях результатом (протоколом) системного взаимодействия разнородных (эндо- и экзогенных геологических, биологических, космических и др.) процессов. Такая трактовка времени, по сути своей, отвечает релятивистской концепции. При этом, однако, не выделяется какого-либо привилегированного процесса, пользуясь которым можно было бы определять временные свойства и отношения всех остальных природных феноменов, результаты которых запротоколированы в геологической летописи: временные (возрастные) параметры геологической истории устанавливаются (измеряются) самим геополитическим процессом. Иначе говоря, в рамках рассматриваемой концепции реальное геологическое время трактуется как собственное (индивидуальное) время нашей планеты и МСШ является моделью биографию Земли.

Далее, признание существенной (если не ведущей) роли палеонтологического метода при выделении подразделений МСШ никоим образом не влияет на природу геохронологических единиц и не превращает МСШ в субстратную (материальную) основу инструмента измерения концептуального геологического времени, поскольку «единство органического мира и среды, неразрывная связь между особенностями того или другого этапа развития поверхности Земли и органическим миром этого времени указывает на то, что периодизация этапов развития земной поверхности, ... как бы она ни устанавливалась — по процессам осадкообразования, или по тектоническому развитию, или по этапам развития органического мира, — всегда будет единой» [7. С. 232].

С одной стороны, собственно палеобиологическое время, отражающее развитие палеобиоты, в рамках рассматриваемых представлений является локальным, т. е. репрезентирует не закономерности автономной эволюции живого вещества, а лишь реакцию последнего на внешние воздействия. Следовательно, если даже допустить, что подразделения МСШ отражают в основном этапность развития органического мира, то и в этом случае МСШ не может выступать в качестве внешней по отношению к геологическим феноменам шкалы отсчета. Практически возможности ее использования ограничиваются установлением только отношений последовательности (раньше/позже) и включенности [16].

С другой стороны, сведение палеобиологического времени к геологическому (стратиграфическому) в совокупности с требованием изохронности границ подразделений «комплексного обоснования» приводит к признанию абсолютного (в смысле Ньютона) пространства и времени [5].

Наконец, признание неодинакового (глобального, провинциального или регионального, местного) географического распространения основных, выделяемых с помощью комплексного критерия, стратиграфических подразделений фактически свидетельствует о том, что им отвечают не просто временные (геохронологические) единицы различного масштаба, а иерархически соподчиненные пространственно-временные интервалы. Иначе говоря, разработка стратиграфической (и отвечающей ей геохронологической) шкалы на базе комплексного геосторического подхода приводит к выводу о сложной, объемно-иерархической структуре стратиграфического пространства — времени, отражающей закономерности развития разномасштабных (от глобальных до локальных) геосистем. Применительно к палеобиологическому пространству — времени, моделирующему специфику эволюции палеобиоты, речь должна, очевидно, идти о том, что его структура отображает объемно-иерархическое строение палеобиосферы, объединяющей палеоэкосистемы различных уровней организации. Связанные с каждой из этих систем часы, представленные населяющей ее фауной и флорой, отображают ход (течение) локального палеобиологического времени, репрезентируемый системами (шкалами) местных, региональных (провинциальных) или глобальных биостратиграфических подразделений.

Итак, на основании изложенного можно придти к следующей трактовке категории «время», отвечающей рассматриваемой концепции. Геологическое время отражает процесс исторического развития Земли (ее палеобиосферы) как единой, целостной системы и, с этой точки зрения, представляет собой собственное (индивидуальное) время нашей планеты. Оно циклически-необратимо, непрерывно-прерывисто, анизотропно и универсально в смысле единства критериев выделения временных подразделений любого ранга. Глобальное реальное геологическое время абсолютно в смысле уникальности и всеобщности, а кроме того, обладает сложной, объемно-иерархической структурой. Последняя отражает пространственно-временную специфику исторического развития разномасштабных геосистем, принадлежащих разным уровням организации. Неразрывно связанное с геологическим палеобиологическое пространство — время репрезентирует особенности развития относящихся к различным уровням организации палеоэкосистем под влиянием разнообразных эндо- и экзогенных геологических факторов с разной сферой влияния; благодаря этому, оно также обладает сложной объемно-иерархической структурой и относится к категории локального пространства — времени. Реализуемая, в соответствии с принципом близкодействия, детерминация геологическими процессами эволюции органического мира исключает принципиальную возможность создания внешней, независимой шкалы (системы отсчета) концептуального палеобиологического времени, позволяющей осуществлять измерение временных (возрастных) свойств и отношений феноменов геологической истории, запрототолированных в гипергенной оболочке Земли. Международная (общая, единая) стратиграфическая шкала, высту-

нающая в качестве субстратной (материальной) основы геохронологической, позволяет оценивать геологические явления только с точки зрения их последовательности и взаимной включенности.

Типологическая концепция абсолютного геологического времени

«Неудобство не в том, что имеешь взгляды, а в том, что ими ослепляешься, предпринимая опыт».

Дени Дидро

Данная концепция, возникшая в середине 40-х годов нашего столетия, легла в основу ISG [31]. Она опирается на два принципиальных положения. Согласно первому из них, существует две группы кардинально различных стратиграфических категорий — преимущественно субъективных и преимущественно субъективных. «Подразделения первой группы основываются на поддающихся непосредственному наблюдению фактах, тогда как подразделения второй — на выводах, полученных в результате интерпретации этих наблюдаемых фактов» [27. Р. 1885].

Наличие у горных пород многочисленных и разнообразных признаков и свойств допускает возможность неоднозначного расчленения («классификации») супракрустальных образований и, следовательно, существование множества независимых друг от друга «стратиграфий»: лито-био-, магнито- и пр., среди которых наиболее широко используются лито-, био- и хроностратиграфические подразделения. Принципиальное различие между ними состоит в том, что «тогда как лито- и биостратиграфические подразделения являются материальными телами, выделенными в трехмерном пространстве (в пределах реально сохранившегося стратиграфического разреза), хроностратиграфические подразделения, поскольку их вертикальное измерение полностью отвечает времени, а не мощности, должны включать не только фактически сохранившуюся вещественную часть разреза, но и нематериальные части его пространственно-временного объема, представленные перерывами в осадконакоплении и теми отсутствующими ныне частями стратиграфического разреза, которые были уничтожены эрозией. Другими словами, ...хроностратиграфические подразделения следует понимать и обозначать с учетом всего (а не только представленного современным стратиграфическим разрезом) интерпретируемого пространства — времени» [43. Р. 1049].

Второе фундаментальное положение рассматриваемой концепции заключается в утверждении независимости времени от каких бы то ни было физических процессов и его уникальности: «Несомненно, история развивается во времени. Времени образования пород соответствует лишь одноединственное расположение слоев, одна-единственная их последовательность и все это относится к одному определенному времени. И существует только одно время. Меня раздражают утверждения о том, что органическая эволюция измеряет одно время, а радиоактивные методы — другое. Можно говорить об относительном и абсолютном возрасте, но они относительны и абсолютны по отношению к одному и тому же времени» [29. Р. 509].

А поскольку геологическое время представляет собой «неосязаемое свойство», постольку присущие породам каждого хроностратиграфического подразделения литологические, палеонтологические и прочие признаки «не играют никакой роли в определении его временного объема, который целиком зависит от стратотипов его границ» [31. С. 83].

Одной из наиболее существенных особенностей данной концепции является введение так называемого эталонного способа измерения геологического времени, реализованного в концепции стратотипов хроностратиграфических подразделений и их границ «Каждое хроностратиграфическое подразделение любого ранга должно иметь ясное, постоянное и точное стандартное определение, которое означало бы для всех и везде одно

и то же. Существенной частью этого определения является временной объем описанного подразделения. Поскольку летопись геологического времени и событий геологической истории заключена в самих породах, постольку наилучшим стандартом для определения хроностратиграфического подразделения является специально подобранный стратиграфический интервал (его стратотип) между двумя выбранными справочными точками — нижним и верхним стратотипами границ, ...которые наилучшим образом определяют его временной объем, являющийся диагностическим признаком подразделения... Необходимо, чтобы оба стратотипа выбирались в практически непрерывных разрезах, даже если это подразумевает установление их внутри отдельного слоя... среди или вблизи маркеров, наиболее пригодных для широкомасштабной временной корреляции. Обычно они совпадают с границами некоторых био- или литостратиграфических подразделений» [31. Р. 83—84].

Установленные в стратотипах и зафиксированные в них с помощью «золотых гвоздей» границы хроностратиграфических подразделений фиксируют на временной шкале положение определенных мгновений, с которыми совпадают (или через которые проходят) по определению изохронные гиперповерхности, окаймляющие земной шар. Последние «изначально независимы от всех других типов стратиграфических границ, за исключением тех, которые могут служить местными показателями хроностратиграфического положения» [31. Р. 86]. На практике для прослеживания хроностратиграфических границ предлагается использовать комплекс хронологически взаимозаменяющих друг друга признаков, представленных границами фаунистических зон или формаций, «до тех пор, пока мы уверены в неизменности их временного положения. Когда эти границы исчезают (выклиниваются) или начинают явно пересекать временные уровни, мы должны отказаться от них и обратиться к любому другому или ко всем прочим имеющимся критериям временной эквивалентности, чтобы проследить хроностратиграфические границы как можно дальше, независимо от того, что может случиться с теми объективными признаками, которые совпали с первоначальными границами, установленными в типовом разрезе» [28. Р. 1891].

Главной целью хроностратиграфической классификации является создание Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы, охватывающей без пропусков и перекрытий всю летопись истории земной коры, которая должна служить «стандартной системой отсчета для определения возраста всех слоев горных пород и соотношения их с историей Земли» [31. Р. 66]. Вместе с тем, постулируя в принципе всемирное (глобальное) распространение хроностратотипов любого ранга, авторы ISG отмечают, что «эффективность географического прослеживания хроностратиграфических подразделений уменьшается с уменьшением их ранга в связи с ограничениями в разрешающей способности широкомасштабной временной корреляции с удалением от стратотипа» [31. Р. 76].

Итак, на основании изложенного нетрудно убедиться, что в основу ISG положены такие представления о геологическом времени, которые целиком и полностью отвечают ньютоновской концепции абсолютного, независящего ни от чего внешнего, времени.

Действительно, геологическое время не зависит ни от каких геологических или биологических процессов, протоколы развития которых зафиксированы в гипергенной оболочке Земли. Оно течет равномерно, непрерывно и независимо от любых феноменов реального мира, являясь их вмещителем. В истории Земли не существовало никакого привилегированного процесса, по зафиксированным в земной коре протоколам которого можно было бы воссоздать модель его развития и затем использовать ее в качестве внешней по отношению ко всем прочим феноменам геологической истории системы отсчета.

Глобальная система отсчета геологического времени (геохронологическая шкала) имеет в качестве своей субстратной (материальной) основы хроностратиграфическую шкалу. Последняя объединяет систему иерархи-

чески соподчиненных, без перерывов и перекрытий охватывающих всю геологическую летопись, условно выделяемых подразделений. Каждое из них представляет все породы, сформировавшиеся в течение некоторого, произвольно выбранного, интервала абсолютного геологического времени, адекватного обыденному физическому. Хроностратиграфические подразделения и их границы не зависят ни от каких материальных (литологических, палеонтологических, минералогических и пр.) свойств объединяемых ими пород. Объем хроностратиграфических подразделений определяется только соответствующим им (произвольно устанавливаемым) интервалом абсолютного геологического времени. Границы хроностратиграфических подразделений, с одной стороны, представляют собой некоторые выбираемые в стратотипах материальные точки, отмечаемые «золотыми звездами», фиксирующими положение на шкале абсолютного времени отвечающих им мгновений, а с другой — сопряженные с ними нематериальные, секущие наподобие «лезвий ножа» все реальные стратиграфические границы, изохронные гиперповерхности, подобно луковичным лепесткам опоясывающие весь земной шар. Чтобы практически проследить эти границы в пространстве, необходимо пользоваться комплексом хронологически взаимозаменяющих друг друга реальных признаков. Применение каждого из них возможно лишь до тех пор, пока он не начинает «явно пересекать» изохронные уровни. Правда, данная концепция ничего не говорит ни о том, как выбираются (устанавливаются) эти заменяющие друг друга признаки, ни о том, что может служить объективным критерием их совпадения или, наоборот, пересечения изохронных нематериальных уровней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

«Природа может дать верный и недвусмысленный ответ на заданный вопрос тогда, когда он поставлен ясно».

Эрнст Геккль

Как видно из приведенного краткого и далеко неполного обзора, изначально в геологии представления о времени опирались на принципиально иные исходные положения, чем те, на которых основывались как субстанциальная (ньютоновская), так и реляционная (лейбницевская) концепции времени. Несмотря на существенные различия между охарактеризованными выше последовательно возникавшими теориями реального геологического времени, все они (за исключением типологической теории Х. Д. Хедберга) относятся к одной и той же — реляционно-генетической — концепции. В ней реальное геологическое время рассматривается как имеющее негэнтропийную (информационную), статистически-вероятностную природу, ретроспективно-реконструируемый характер и обладающее универсальными свойствами необратимости и анизотропности. Лишь униформистская теория представляла абсолютное геологическое время изотропным и обратимым. Во всех рассмотренных теориях основой для восстановления (определения) временных (возрастных) свойств и отношений между феноменами геологической истории служат как пространственные отношения, так и материальные, вещественные признаки геологических и палеобиологических объектов (систем), представляющих протоколы давно минувших явлений и событий и репрезентирующих их уникальность в необратимом процессе исторического развития палеобиосферы нашей планеты.

Различия между отдельными теориями в рамках этой единой концепции определяются, прежде всего, тем, как в каждой из них представляются свойства реального геологического времени. С этой точки зрения их можно разделить на три группы.

Первая группа объединяет теории Н. Стенона, нептунистов и катастрофистов, в которых абсолютному и относительному реальному геоло-

гическому времени приписываются неодинаковые свойства. Абсолютное реальное геологическое время непрерывно-прерывисто, поскольку его ход регулируется действием двух групп разнородных факторов. Одна из них — это постоянно действующие факторы, обеспечивающие подвижно-равновесное состояние биосферы, состояние ее относительного покоя. Вторая группа — это некоторые неординарные, периодически или эпизодически повторяющиеся факторы, вызывающие нарушение спокойного непрерывного развития и внезапную смену одного подвижно-равновесного состояния биосферы другим. В теориях Н. Стенона и А. Г. Вернера в качестве таких неординарных факторов выступали всемирные потоцы, а в теории катастроф — всеобщие катаклизмы. Существование этих двух групп разнородных факторов определяет, с одной стороны, естественность и дискретность подразделений относительного геологического времени, а с другой, — их всеобщность (в смысле глобального распространения) и уникальность. Если в теориях Н. Стенона и А. Г. Вернера представления о всеобщности и уникальности подразделений относительного реального геологического времени опирались только на логические предпосылки (метод неполной индукции), то в теории катастроф они обосновывались детерминистической моделью, опиравшейся на принцип дальнего действия.

Вторая группа включает теории Ж. Б. Бюффона, Ч. Ляйеля и Ч. Дарвина, которые приписывали реальному геологическому времени свойство непрерывности (континуальности). Это наиболее сложные по своей структуре теории геологического времени, принимающие, если так можно выразиться, три уровня его организации. К первому уровню относится обыденное время (концептуальное физическое или относительное, по И. Ньютону), которое выступает в качестве внешней, независимой субстанции и системы отсчета, на фоне и в рамках которой развиваются процессы, репрезентирующие ход абсолютного реального геологического времени, относящегося ко второму уровню организации. С точки зрения Ж. Б. Бюффона и Ч. Дарвина, оно направлено, необратимо и анизотропно, а с позиций Ч. Ляйеля, — обратимо и изотропно; для всех авторов, однако, оно выступает в роли некоторого внешнего фактора развития всех геологических и биологических систем. Наконец, к третьему уровню принадлежит относительное реальное геологическое время, которое имеет статистически-вероятностную природу (и потому несводимо к обыденному), направлено, необратимо и анизотропно, но, в отличие от абсолютного, обладает псевдодискретной структурой. Все три теории неразрывно связаны с принципами аддитивности и близкого действия и представлениями о возможности использования в геологии в качестве внешней, независимой и абсолютной системы отсчета шкалы обыденного физического времени. Благодаря этому, именно с ними связано возникновение целого ряда «вечных» антиномий, касающихся естественной — искусственной природы хроностратиграфических подразделений и их границ, монистической — дуалистической природы стратиграфических шкал, изохронности — диахронности стратиграфических границ и т. д. Неразрешимость всех этих антиномий в рамках традиционных методологических (точнее, философских) представлений о геологическом времени привела, в конечном итоге, к возникновению и официальному признанию типологической концепции, открыто и недвусмысленно (а не в завуалированной форме, как в рассматриваемых теориях) утверждающей в качестве единственной методологической основы всей стратиграфии (и геологии) субстанциального, независимого ни от чего внешнего геологического времени, адекватного физическому.

Наконец, третья группа представлена биохронологической и геосторической (автохронологической) теориями. Несмотря на несовместимость их по многим фундаментальным положениям, эти теории объединяет представление о том, что как абсолютное, так и относительное реальное геологическое время изначально имеют непрерывно-прерывистый и циклически-необратимый характер. Принципиальное различие между ними

заключается в том, что в рамках биохронологической теории утверждается, что геологическая история имеет независимые от нее часы, в качестве которых выступает модель эволюции органического мира, отражающая автономные, свойственные живому веществу, законы его развития, тогда как автохронологическая исходит из того, что сама геологическая история и есть часы. Иначе говоря, биохронологическая теория фактически утверждает возможность построения модели и системы отсчета (метрики) концептуального палеобиологического времени, а автохронологическая ориентирует нас на воссоздание лишь биографии Земли, отражающей ход ее собственного (индивидуального) времени. Следующее различие состоит в том, что биохронологическая теория утверждает абсолютность (в смысле всеобщности и уникальности) подразделений палеобиологического времени и их независимость от пространства, а автохронологическая, исходящая из принципа абсолютности (в смысле универсальности) критериев выделения стратиграфических (и отвечающих им хронологических) подразделений, утверждает сложную, объемно-иерархическую структуру геологического пространства — времени, которая отражает специфику развития геосистем (палеоэкосистем) различных уровней организации под влиянием факторов с неодинаковой сферой воздействия.

Особняком от всех теорий реляционно-генетического реального геологического времени стоит конкурирующая с ними типологическая концепция абсолютного геологического времени, эквивалентного обыденному (концептуальному физическому) и независящего ни от каких физических (материальных) свойств документов геологической истории. С позиций данной концепции время является неосязаемой, непрерывной субстанцией, никак не связанной и не взаимодействующей ни с геологическими, ни с биологическими системами и процессами, протоколы которых задокументированы в материальных свойствах и пространственных отношениях конкретных геологических тел (стратонев), слагающих гипергенную оболочку Земли. Согласно данной концепции, геологическая история имеет внешние, независимые от нее часы абсолютного (в смысле всеобщности и уникальности) времени, но не имеет системы отсчета, объективно отражающей его ход. Такая система отсчета может быть только условным, субъективным построением, основанным на заключаемых *ad hoc* конвенциях, обеспечивающих удобство ее практического использования.

Существование конкурирующих на современном этапе развития стратиграфии биохронологической, автохронологической и типологической концепций реального геологического времени, с одной стороны, однозначно указывает на недостаточную проработанность методологических (философских) оснований хроностратиграфии, а с другой, — ставит перед любым исследователем, рискнувшим взяться за их обсуждение, традиционный для философов, сакраментальный вопрос: геологическая история имеет или есть часы? Думается, что ответ на него зависит, во-первых, от суммы тех твердо установленных, имеющих статус эмпирических законов, фактов, которыми располагает сейчас стратиграфия, а во-вторых, — от содержания используемой в настоящее время концептуальной картины геологического мира (парадигмы), образующей фундамент теоретико-познавательного аппарата современной геологии в целом и стратиграфии — в частности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геккель Э. Трансформизм и дарвинизм. Популярное изложение общего учения о развитии. — СПб., 1900.
2. Геккель Э. Естественная история мироздания. Ч. I. — СПб., 1908.
3. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна // Материалы для геологии России. Т. I. — СПб., 1869. — С. 273—415.
4. Дарвин Ч. Происхождение видов. — М.; Л.: ОГИЗ — Сельхозгиз, 1935.

5. *Круть И. В.* К построению стратиграфической теории. Становление стратиграфии и ее принципов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 7.— С. 38—49.
6. *Мейен С. В.* Концепция гомотаксиса и ее значение в геохронологии // Развитие учения о времени в геологии.— Киев: Наук. думка, 1982.— С. 83—100.
7. *Меннер В. В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
8. *Никитин С. Н.* История Земли, Т. II.— СПб.: Просвещение, 1898.
9. *Никитин С. Н.* Следы мелового периода в Центральной России // Тр. Геол. ком.— 1888.— Т. V, № 2.
10. *Никитин С. Н., Чернышов Ф. Н.* Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне // Горн. журн.— 1889.— Т. I, № 1.— С. 114—150.
11. *ПСК СССР:* Проект стратиграфического кодекса СССР/ВСЕГЕИ.— Л., 1970.
12. *ПСК СССР:* Проект стратиграфического кодекса СССР. Второй вариант/ВСЕГЕИ.— Л., 1974.
13. *Пэдж Д.* Философия геологии.— СПб., 1867.
14. *Руженцев В. Е.* Биохронотип или стратотип? // Палеонтол. журн.— 1977.— № 2.— С. 23—24.
15. *Симаков К. В.* Разработка идей временной геологии в конце XIX — начале XX веков // Развитие учения о времени в геологии.— Киев: Наук. думка, 1982.— С. 100—116.
16. *Симаков К. В.* Принципы измерения времени и построения стратиграфической (геохронологической) шкалы // Там же.— С. 176—198.
17. *Спенсер Г.* Нелогическая геология/Собр. соч. Т. 3.— СПб., 1866.— С. 277—335.
18. *СигП:* Стратиграфические и геохронологические подразделения. Их принципы, содержание, терминология и правила применения.— М.: Госгеолтехиздат, 1954.
19. *СКУТ:* Стратиграфическая классификация и терминология.— М.: Госгеолтехиздат, 1956, 1960.
20. *СКТуН:* Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура.— Л.: Недра, 1965.
21. *СК СССР:* Стратиграфический кодекс СССР/ВСЕГЕИ.— Л., 1977.
22. *Труды VII сессии* Международного геологического конгресса.— СПб., 1897.
23. *Bridgeman P. W.* A sophisticate's primer of the special theory of relativity.— Middletown, Conn.: Wesleyan Univ. Press, 1962.
24. *Chamberlin T. Ch.* Diastrophism as the ultimate basis of correlation // J. Geol.— 1909.— P. 685—693.
25. *CGI:* Congress Geol. Intern. Raports des comission internationales pour l'unification de la nomenclature ets. C. R. 2 sess. (Bologne, 1881).— Paris, 1882.
26. *Gressly A.* Observations geologiques sur le Jura Soleourois. Neue Denksch. Allg. Schweiz. Ges., 1838, Bd 2.
27. *Hedberg H. D.* Nature of time-stratigraphic units and geologic time units // Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.— 1951.— V. 35, N 5.— P. 1077—1081.
28. *Hedberg H. D.* Stratigraphic classification and terminology // Ibid.— 1958.— V. 42, N 8.— P. 1881—1896.
29. *Hedberg H. D.* The stratigraphic panorama // Geol. Soc. Am. Bull.— 1961.— V. 72, N 4.— P. 499—518.
30. *Huxley M. H.* The Anniversary Address deliverd at the Anniversary meeting of the Geological Society of London on the 21 st of February 1862 // Quart. J. Geol. Soc. London.— 1862.— V. XVIII.— P. 16—30.
31. *ISG:* International stratigraphis guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.— N.-Y.; L.: Wiley-Intersci. Publ., 1976.
32. *Renevier E.* Tableau des terrains sedimentaires // Bull. Soc. Vaudoise. nat.— 1873—1874.— V. 12—13, N 70—72.
33. *Schindewolf O. H.* Die Liegendrenze des Karbons im Lichte biostratigraphische Kritik // C. R. Congr. Int. Carbonif. (Heerlen, 1927).— Liege, 1928.— P. 651—661.
34. *Schindewolf O. H.* Paläontologie, Entwicklungslehre und Genetik.— Berlin. Geol. Zentralblatt, 1936.
35. *Schindewolf O. H.* Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie.— Berlin, 1950.
36. *Schindewolf O. H.* Der Zeitfaktor in Geologie und Paläontologie.— Stuttgart, 1950.
37. *Schindewolf O. H.* Grundfagen der Paläontologie. Geologische Zeitmessung Organische stammesentwicklung, Biologische Systematik.— Stuttgart, 1950.
38. *Schindewolf O. H.* Über des "Typus" in morphologischer und phylogenetischer Biologie // Abh. Akad. Wiss. Lit. Math.— Nat. Kl.— 1969.— N 4.
39. *Schindewolf O. H.* Stratigraphie und Stratotypus.— Mainz: Verl. Akad. Wiss. Lit., 1970.
40. *Walter J.* Einteilung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihre organischen Einschlüsse.— Jena. Bd 1, 1893; Bd 2, 1894.
41. *Wedekind R.* Über die Grundlagen und Methoden des Biostratigraphie.— Berlin, 1916.

42. *Wedekind R.* Einführung in die Grundlagen der Historischen Geologie.— Stuttgart, Bd 1, 1935; Bd 2, 1937.
 43. *Wheeler H. E.* Time-stratigraphy // Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.— 1958.— V. 42, N 5.— P. 1047—1063.
 44. *Williams H. S.* Dual nomenclature in geological classification // J. Geol.— 1894.— N 2.— P. 145—160.

СВКНИИ ДВО РАН
 Магадан

Поступила в редакцию
 11 февраля 1992 г.

УДК 551.243.1 : 551.253.3

Г. Ф. Уфимцев

СБРОСООБВАЛЫ КАК ВИД ДИСЛОКАЦИЙ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЧАСТЕЙ ЛИТОСФЕРЫ

Рассматриваются сбросообвалы — малые структурные формы приповерхностных частей литосферы, при образовании которых перемещения по разломам сопровождаются обвалами и скальными оползнями в их нагорных крыльях. В большинстве они имеют, видимо, сейсмогенное происхождение. Аккумулятивные тела сбросообвалов представляют собой аналоги хаотических комплексов (олистостромов). Выявление зон их подготовки является важной частью оценки геологического риска.

В теоретической тектонике одна из проблем до сих пор остается в тени, это проблема структурообразования в приповерхностных частях литосферы, ограниченных сверху земной поверхностью, обладающей сложным рельефом и не несущей литостатической нагрузки. Вследствие этого выше цокольной поверхности рельефа — поверхности, касательной тальвегов долин и днищ котловин, — существуют особые условия структурообразования, недостаточно еще изученные, равно как и сформированные в этих условиях структурные формы. Особенно сказанное касается малых форм; здесь мы имеем обширную область приложения своих сил, лишь частично приоткрытую благодаря изучению сейсмогенных дислокаций или элементов рельефа, которым приписывается подобный генезис [4, 7, 8]. Геологи же обычно изучают структурные формы, возникшие в глубоких частях литосферы (ниже цокольной поверхности) и выведенные на земную поверхность благодаря глубокому денудационному срезу.

Условия структурообразования в приповерхностных частях литосферы главным образом заключаются в следующем. Во-первых, это наличие свободного верхнего, а в условиях расчлененного горного рельефа и бокового полупространства. Вблизи земной поверхности поля тектонических напряжений претерпевают, согласно результатам натуральных наблюдений [5], сильные деформации. Они могут иметь весьма сложный характер, вплоть до частого чередования зон (полос) сжатия и растяжения у крутых бортов глубоких долин [2]. Во-вторых, на тектоническую «жизнь» приповерхностных частей литосферы оказывают влияние экзогенные процессы, перемещающие и перераспределяющие вещество на земной поверхности.

Третий фактор — гидрогеологический, и он должен быть предметом особого рассмотрения. Флюидный режим приповерхностных частей литосферы во многом определяется сложными обменными связями между поверхностными и подземными водами, когда, например, водопоглощение происходило в нагорных частях широких зон молодых разломов, а водоотдача — в подошвах тектонических уступов. Уже это определяет анизотропию структуры флюидного режима.

Структурообразование в приповерхностных частях литосферы имеет сложный характер и одновременно выражается как в появлении новых



Рис. 1. Ларгандский сбросообвал на северо-западном берегу Охотского моря. Рисунок по фотографии.

структурных форм, так и в деформациях рельефа и преобразованиях литодинамических потоков на земной поверхности. Поэтому его изучение непосредственно смыкается с проблемой оценки геоморфологического риска и прохождения по земной поверхности литодинамических потоков, формирующих хаотические комплексы в зонах аккумуляции. В связи с этим встает вопрос об изучении таких специфических форм как сбросообвалы.

Сбросообвалы — это малые неотектонические формы, возникающие при быстрых перемещениях в зонах молодых разломов, сопровождаемых гигантскими обрушениями или скальными оползнями в их нагорных крыльях (рис. 1). Они имеют протяженность в первые километры, а площадь их, видимо, редко превышает 5 км^2 .

Сбросообвалы располагаются обычно на тектонических уступах или на крутых бортах внутригорных долин-грабенов и состоят из следующих элементов. К верхним частям тектогенных склонов приурочены скальные стенки отрыва переменной высоты, образующие на склоне скальный бордюры или амфитеатр, опирающийся на крутые и часто живые осыпи. Нижняя часть сбросообвала представляет собой аккумулятивное тело в виде хаотического скопления глыбового материала с купольно-западинным микрорельефом. Он может иметь вид напорного вала с тыловым понижением или террасоподобной ступени, нередко цокольной. Такое строение имеет, например, Шартлинский сбросообвал на западном побережье Байкала [7, 8]. В виде продольных напорных валов чаще всего залегают глыбовые массы, обрушенные до днищ впадин (рис. 2). Перед фронтальными уступами аккумулятивных тел сбросообвалов часто наблюдаются, в полосах в несколько сот метров шириной, ореолы разброса обрушенного материала в виде изолированно располагающихся глыб, причем некоторые из них могут иметь до 100 м^3 и более. Это, можно сказать, будущие олистостромы (рис. 3). Часто бывает трудно определить, являются ли эти глыбы остатками размытой аккумулятивной части сбросообвала или же действительно дальнего выброса крупных блоков при быстром обрушении дезинтегрированного скального массива на крутом тектоническом уступе. Но в любом случае мы можем наблюдать многие особенности условий формирования хаотических комплексов,

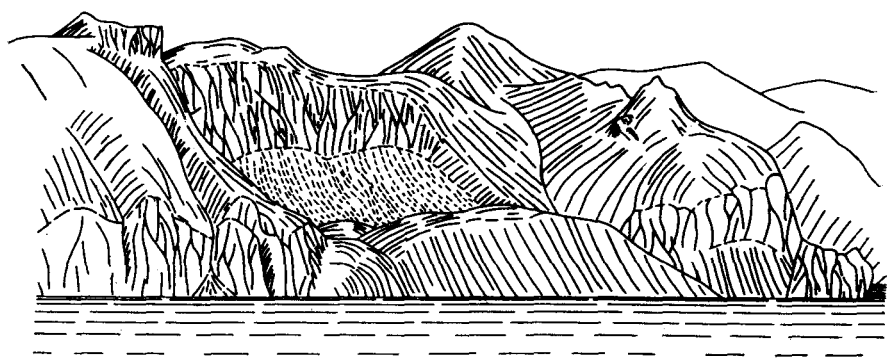


Рис. 2. Алайрайдский сбросообвал, вид с юга.

которые в последнее время привлекают пристальное внимание специалистов по формационному анализу.

В целом нижние части сбросообвалов образуют на тектонических уступах род своеобразной цокольной или аккумулятивной ступени. В последнем случае глыбовый материал перекрывает подошву уступа и скопления его выдвинуты за фронт гор в сопредельные днища впадин или долин (см. рис. 1). Цокольные образования, напротив, образуют небольшие промежуточные ступени, вложенные в тектонические уступы и обрамленные амфитеатрами стенок отрыва и осыпных склонов (Шартлинский сбросообвал). Такое же строение имеют и формы, где вместо обвала в нагорной части тектонического уступа происходит быстрое и одноактное оползание скального массива без существенной его дезинтеграции.

Сбросообвалы и сбросооползни представляют собой довольно распространенный вид малых неотектонических форм в сейсмически активных регионах. Как палеосейсмодислокации они описаны во многих местах Байкальской рифтовой зоны: сейсмоструктуры Шартла, Баронка, Красный Яр, Апсатский обвал и многие другие [4, 7]. Здесь удается наблюдать эти формы и на начальных (подготовительных) стадиях развития, когда происходит тектоническая дезинтеграция скальных массивов, обеспечивающая последующее обрушение глыбового материала (рис. 4). Наблюдаются здесь и морфологически близкие формы, когда



Рис. 3. Глыбы фангломератов перед фронтальной частью Ларгандского сбросообвала. Рисунок по фотографии.

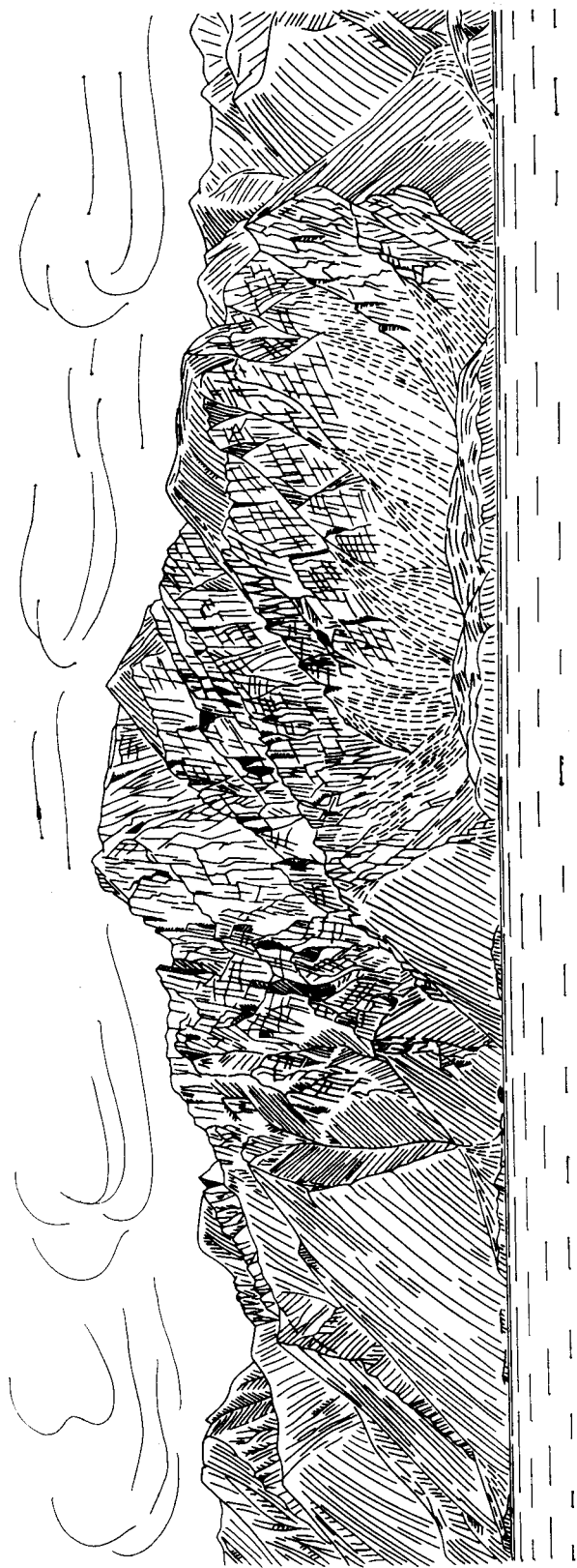


Рис. 4. Сбросообразная и скальная склоповая бедленд на западном берегу Байкала между устьем р. Ледная и Северным Кедровым мысом. Вид с озера.

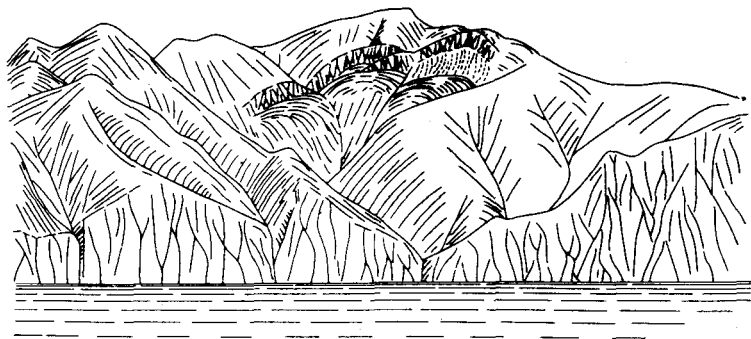


Рис. 5. Сбросообвал в верхней части надводного берегового склона севернее мыса Серигас на северо-западном побережье Охотского моря.

быстрое подновление молодых разломов не сопровождается обрушением нагорной части уступа, а стимулирует формирование мощных каменных потоков и курумов, фронтальные части которых выходят в предгорье и создают ступенеподобные накопления глыбового материала. Такую ситуацию можно наблюдать в бухте Малая Коса на западном берегу Байкала.

На о. Беринга к нагорной части берегового линеамента приурочены многочисленные сбросооползни, которые, видимо, во многом определяют развитие берегового склона [11]. Судя по их морфологии, это образования одноактные, возникшие при быстрых смещениях скальных массивов в нагорной части берегового уступа-линеамента. Такие оползшие блоки в последующем не испытывают медленных смещений, свойственных настоящим оползням и не нарушают целостности абразионных уступов, подрезающих их фронтальные части. Сбросооползни здесь образуют опущенные ступени, вложенные в виде амфитеатра в береговые уступы-линеаменты. При их абразионном разрушении возникают, по-видимому, широкие открытые бухты прямоугольных очертаний.

Широко распространены сбросообвалы на береговых уступах-линеаментах северного и северо-западного побережья Охотского моря. Крупные сбросообвалы располагаются на надводных береговых склонах в заливе Забляка и у Эйриной губы. В нагорных частях береговых уступов и у их бровок на п-ове Кони нередко наблюдаются рвы и стенки отрыва, указывающие на отделение от скальных массивов крупных блоков, — это места заложения будущих сбросообвалов. Особенно многочисленны последние на северо-западном берегу Охотского моря юго-западнее Аянской губы [1]. Наиболее крупные из них располагаются вблизи устья р. Лантарь. Сбросообвалы здесь занимают по высоте весь береговой уступ-линеамент (см. рис. 1, 2), но встречаются также и формы, расположенные лишь в верхней части берегового склона и никоим образом не связанные с абразионными формами. Севернее мыса Серигас система небольших сбросообвалов располагается в верховьях распадков, врезанных в береговой склон, и значительно удалена от береговой линии (рис. 5). В таких случаях влияние абразионной подрезки берегового склона на обрушения на нем практически сведено к нулю.

В Приамурье небольшие сбросообвалы наблюдаются на западном борту Буреинской впадины и в центральных частях Баджалевского и Мяочанского хребтов-сводов. В последних случаях обвальные массы образуют крупные завалы в долинах, выше которых располагаются плотинные озера. В хребте Мяочан хорошо видна приуроченность сбросообвала к продольному тектоническому понижению, компенсирующему растяжение осевой части сводового изгиба. Эта ситуация совершенно подобна таковой в Гобийском Алтае, где при катастрофическом землетрясении 1957 г. в осевой части свода образовался сбросообвал Битут [3, 13]. Он представляет собой комбинацию опускания клиновидного

блока, компенсирующего растяжение верхней кромки сводового изгиба, и обрушения дезинтегрированного скального массива.

Формами типа сбросообвалов, по-видимому, являются Усойский обвал на Памире [6] и Аксуйский обвал на южном склоне хр. Кунгей-Алатау, образовавшиеся при сильных землетрясениях в начале XX столетия.

Молодые и омоложенные разломы, к зонам которых обычно приурочены сбросообвалы, имеют следующие особенности строения. В приповерхностных частях их зоны часто обладают значительной (до нескольких километров) шириной, что достигается двояким образом. Во-первых, молодые разломы наследуют зоны крупных древних разломов, как это происходит, например, у Приморского сброса на западном побережье Байкала. Во-вторых, в приповерхностных частях происходит расширение разломных зон за счет увеличения числа частных сместителей, совокупность которых образует расширяющийся по восстанию «клин трещиноватости» [10]. При этом в верхних частях молодых сбросов на бортах грабенов наблюдаются часто признаки раскрытия (расщеления) их полостей, во многом определяющие тектоническую дезинтеграцию приповерхностных скальных массивов.

Широкие зоны молодых разломов, наряду с активными сместителями, всегда включают несколько систем статических трещин. Например, в широких сбросовых зонах на бортах рифтов юга Восточной Сибири можно наблюдать системы нормальных рассредоточенных сбросов, сместители которых круто (60° и более) падают в сторону впадин. Между ними распространены пологозалегающие ($35\text{--}50^\circ$) трещины с падением тоже в сторону днищ впадин, рассекающие скальные породы на пластинчатые блоки. Последние часто испытывают гравитационное соскальзывание, усиливая дезинтеграцию скального массива. Поверхности этих трещин оформляют также фронтальные грани тектонических уступов — базальные фасеты.

Возможно, формирование сбросообвалов в какой-то мере стимулируется перемещением по листрическим сбросам. Следы тектонических перекосов в виде поднятых локальных террас во фронтальной части погружающегося блока распространены, например, вблизи сбросообвала у устья р. Ледяная на западном берегу Байкала (см. рис. 4).

Общая тектоническая дезинтеграция скальных массивов в зонах молодых разломов, выраженных в виде уступов, является одним из главных факторов, определяющих формирование сбросообвалов. Она обусловлена как общим раздроблением горных пород несколькими системами сближенных трещин, так и их рассечением на маломощные плитчатые блоки, испытывающие гравитационные скольжения. Это определяет подготовленность скальных массивов к обрушению или оползанию. Морфологические следы ее: скальные склоновые бедленды на тектонических уступах (см. рис. 4), рвы, зияющие трещины и скальные стенки в нагорных частях и бровках этих уступов (рис. 6). А своеобразным спусковым крючком для быстрого (геологически мгновенного) образования сбросообвалов служат молодые смещения по зонам основных сместителей в основаниях тектонических уступов, часто сопровождающиеся сейсмическими эффектами. При подновлении молодых разломов происходит своеобразная подрезка оснований тектонических уступов, где образуются крутые эскарпы и сопровождающие их микрограбены и рвы над выходами к земной поверхности отдельных сместителей [7].

Тектоническая подрезка оснований уступов нарушает устойчивость дезинтегрированных скальных массивов на крутых склонах и обуславливает их обрушение или одноактное оползание, стимулированное сейсмическими ускорениями. Таким образом, сбросообвалы представляют собой сложный в генетическом отношении вид приповерхностных дислокаций с одновременным и взаимосвязанным проявлением тектонических движений и экзогенных процессов, которые определяют образование крупных линз, сложенных хаотическими образованиями.

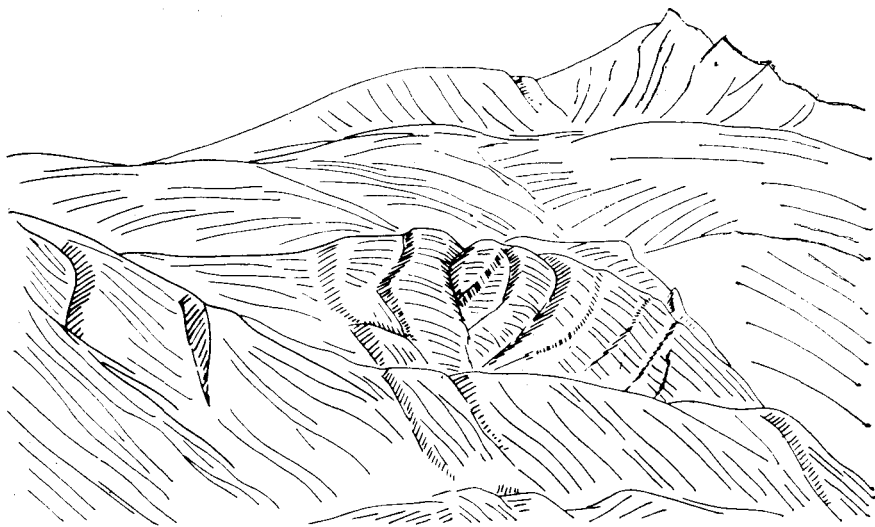


Рис. 6. Рвы и уступы, пересекающие приповерхностную часть склона на левом борту долины р. Дельбичиды в северной части Байкальского хребта.

В формировании сбросообвалов и, в особенности, их аккумулятивных тел участвует сложный комплекс экзогенных процессов. Главные из них — это обрушения дезинтегрированных горных пород или быстрые и одноактные оползания плитчатых блоков, отделенных от скальных массивов. Эти перемещения масс на высоких тектонических уступах происходят быстро и сопровождаются ударными эффектами, в результате которых поверхность аккумулятивных тел сбросообвалов имеет характерный купольно-западинный микрорельеф. В аккумулятивных телах нередко встречаются и оползни, по-видимому, формирующиеся одноактно и сопряженно во времени с обрушениями. Здесь мы не наблюдаем следов последующих длительных оползаний, свойственных обычным оползням.

Следами действительно последующих процессов являются крупные осыпи между аккумулятивными телами и скальными стенками отрыва (см. рис. 1, 2) и разрушения фронтальных частей обрушенных масс. В береговой зоне крупных водоемов здесь вырабатываются высокие (до 100 м) абразионные уступы, в основании которых часто располагаются скопления крупных глыб и отторженцев (см. рис. 3).

Сбросообвалы как специфический вид дислокаций приповерхностных частей земной коры могут быть классифицированы различным образом, например, по способу образования — наличию общего процесса в виде быстрых молодых перемещений по сместителям в подошве тектонического уступа, сопровождающихся или обрушениями, или оползаниями скальных блоков в нагорной части последнего. Поэтому выделяются сбросообвалы и сбросооползни. Близкие к ним формы представляют собой комбинации приподошвенных омоложенных тектонических уступов и смещений на них курумов, возникающих за счет дезинтегрированной приповерхностной части скального массива. Такие сбросокурумы обычны на бортах рифтовых долин юга Восточной Сибири.

По другим параметрам сбросообвалы, вернее, их нижние ступени могут быть разделены на аккумулятивные и цокольные образования; ступени, вложенные в тектонические уступы или выступающие в сторону днищ впадин; располагающиеся на тектонических уступах на бортах впадин или на бортах долин-грабен, осложняющих горные поднятия.

В формировании сбросообвалов, видимо, можно выделить два этапа: 1) длительный подготовительный; 2) геологически мгновенное образование этих форм. Начальный этап заключается в тектонической дезинтеграции приповерхностных частей скальных массивов на высоких тектонических уступах. Процесс этот имеет, судя по всему, сложный характер.

В первую очередь, он включает тектоническое раздробление скальных пород в широких зонах молодых разломов. Общая потеря связности приповерхностных скальных массивов достигается также отседанием блоков и пластин на крутых гранях горного рельефа, довольно распространенным гравитационным соскальзыванием плитчатых блоков по пологопадающим протяженным трещинам, наличием глубоких карманов коры выветривания или продуктов эпитермальной проработки коренных пород.

Морфологические следы явлений дезинтеграции приповерхностных массивов позволяют выполнить оценку геоморфологического риска на участках крутых тектонических уступов. Во-первых, это своеобразные скальные склоновые бедленды — хаотические группировки руинных скал, разделенных крутыми кулуарами, занятыми живыми осыпями. В полосе уступа Обручевского сброса на западном побережье Байкала можно наблюдать эволюционный ряд форм от момента появления в нагорной его части небольших участков скального склонового бедленда до формирования сбросообвала с полным нарушением морфологической структуры тектонического уступа (см. рис. 4).

Скольжение плитчатых блоков на тектонических уступах в рельефе последних выражается в наличии своеобразной ступенчатости. В тыловых швах узких разновысотных ступеней наблюдаются рвы и сопряженные с ними скальные оползневые стенки. Такого рода осложнения можно наблюдать, например, в уступе Обручевского сброса на берегу Байкала юго-западнее устья р. Бол. Голоустная. Здесь приповерхностный скальный массив распался на систему сползающих плитчатых блоков, имеющих мощности в первые десятки метров. Часто наблюдаемые скальные стенки и рвы в нагорных частях и бровках тектонических уступов являются морфологическими свидетельствами такого же рода процессов (см. рис. 6).

Главный этап формирования сбросообвалов включает прежде всего быстрые тектонические перемещения по главным сместителям в зонах молодых разломов. В основаниях тектонических уступов возникают крутые эскарпы и микрограбены, благодаря чему расположенные выше приповерхностные части скальных массивов теряют устойчивость и происходит их обрушение или оползание, особенно в условиях проявления сейсмических ускорений. Последующие преобразования сбросообвалов сводятся преимущественно к абразионному или эрозионному разрушению их аккумулятивных тел либо к их захоронению и вхождению в геологическую структуру в виде линз или слоев хаотических образований (олистострбовых горизонтов).

Видимо, сбросообвалы или родственные им образования являются главными источниками материала при формировании хаотических отложений. По крайней мере, структуры аккумулятивных тел молодых сбросообвалов и древних олистострбовых горизонтов идентичны. Эти хаотические нагромождения неокатанных глыб, сцементированных брекчиевым или конгломератным цементом, что, видимо, обусловлено различиями в транспортировке и аккумуляции крупноглыбового материала. В одних случаях хаотические комплексы формируются в краевых частях бассейнов и испытывают быстрое захоронение. Материал их не подвергается существенной обработке в водной среде, если обвальная масса при быстром смещении пересекает зону волнового воздействия в водоемах. Например, часть обвальных масс Шартлинского сбросообвала на Байкале залегают на дне озера на глубине в несколько сот метров [7].

Обвальные массы сбросообвалов на бортах долин и долин-грабенов в горных поднятиях попадают в бассейны осадконакопления более сложным путем. Сначала они перекрывают долины, и материал их мигрирует во впадины благодаря прорыву плотинных озер. В результате происходят мощные выбросы глыбового материала во впадины, примером которых служит «сад камней» у устья долины р. Ина в Баргузинской впадине [12]. Здесь по долине из Икатского хребта был выброс глыбового материала, образовавшего в краевой части впадины веер рассеивания

площадь несколько квадратных километров. Некоторые глыбы имеют объем в сотни кубических метров. В удалении от устья долины обломки залегают изолированно друг от друга и погребаются окатанным аллювиальным материалом.

Как видим, изучение молодой тектоники приповерхностных частей литосферы дает возможность определить многие особенности формирования хаотических комплексов как в зоне их накопления, так и в питающей провинции. Сбросообвалы являются, пожалуй, тем характерным видом молодых дислокаций (неотектонических форм), которые наглядно иллюстрируют высказанную М. М. Тетяевым [9] мысль, что морфогенез является неотъемлемой частью общего процесса геотектогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика.— 1975.— № 6.— С. 87—95.
2. Булин Н. К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // Геотектоника.— 1971.— № 3.— С. 3—15.
3. Гоби-Алтайское землетрясение/Ред. Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
4. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья/Ред. В. П. Солоненко.— М.: Наука, 1966.
5. Марков Г. А., Савченко С. Н. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа.— Л.: Наука, 1984.
6. Преображенский И. А. Усойский завал.— Пг., 1920. (Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 14.)
7. Сейсмоструктоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья/Ред. В. П. Солоненко.— М.: Наука, 1968.
8. Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1962.— № 11.— С. 68—74.
9. Тетяев М. М. Основы геотектоники.— Л.: М.: ОНТИ, 1934.
10. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР).— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
11. Уфимцев Г. Ф. Тектоническая ступень на востоке острова Беринга и особенности формирования его берегов // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока.— Иркутск: Иркутск. ун-т., 1985.— С. 130—138.
12. Уфимцев Г. Ф. Следы гигантского выброса каменного материала из долины реки Ины в Баргузинскую впадину // География и природные ресурсы.— 1986.— № 3.— С. 73—78.
13. Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника.— 1965.— № 4.— С. 3—14.

ИЗК СО РАН
Иркутск

Поступила в редакцию
10 марта 1992 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.352.051 + 512.243.4 : 76(371.64)

И. В. Кемжин, А. И. Ханчук

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О РАННЕМЕЛОВОМ
АККРЕЦИОННОМ КОМПЛЕКСЕ В БАССЕЙНЕ р. ЧЕРНАЯ
(Южный Сихотэ-Алинь)

В нижнем течении р. Черная вскрываются турбидитово-олистостромовые толщи валаджин-барремского возраста, содержащие конседиментационные пластины кремней позднепермского и позднеюрского возраста и терригенных пород позднепалеозойского и берриас-валаджинского возраста. Возраст отложений установлен на основании впервые выделенных в данном районе радиолярий. Приведенные в статье данные согласуются с данными по Дальнегорскому и Кавалеровскому рудным районам и подтверждают закономерность выделения по всей Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня Таухинской аккреционной призмы раннемелового возраста.

Река Черная (Таухэ) пересекает крупный выход доверхнемеловых образований Таухинского террейна Сихотэ-Алиня (рис. 1), среди которых были выделены берриас-валаджинские конгломераты и флишопиды с фауной и флорой, средне-верхнетриасовые песчаники с фауной, а также карбон-пермские кремнистые и терригенные толщи, возраст которых определялся по фауне в приуроченных к ним блоках известняков [1, 2]. Геологический разрез представлялся как регрессивная, с угловыми несогласиями, последовательность разновозрастных отложений. В результате проведенных нами исследований выяснилось, что строение разреза здесь более сложное, а в считавшихся ранее палеозойскими терригенных и кремнистых породах обнаружены позднемезозойские радиолярии.

Изучение строения и состава, а также возраста вышеупомянутых образований осуществлялось в береговых обнажениях обоих бортов нижнего течения р. Черная (рис. 1, 2). Так, в левом борту, выше по течению руд. Данильченко, обнажаются олистостромовые и турбидитовые отложения (см. рис. 2, А). Олистостромовые образования представляют собой горизонт хаотического строения, состоящий из несортированного глыбо-

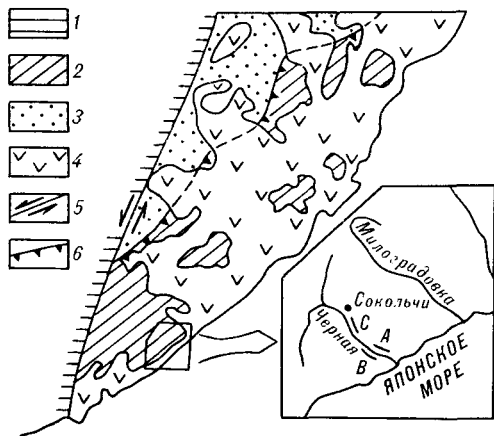
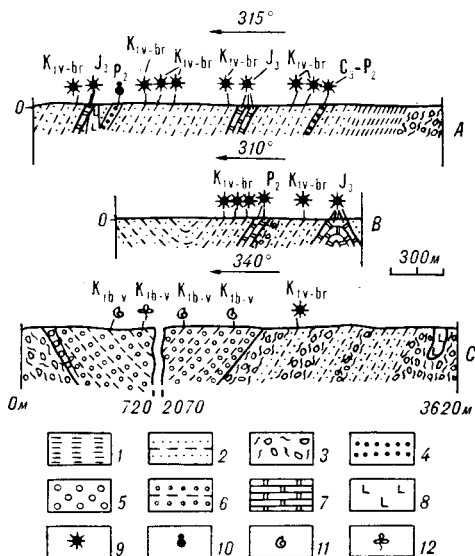


Рис. 1. Тектоническая схема восточной части Южного Сихотэ-Алиня.

1 — Самаркинский террейн средне-позднеюрской аккреционной призмы; 2 — Таухинский террейн раннемеловой аккреционной призмы; 3 — Журавлевско-Тумнинский раннемеловой турбидитовый террейн; 4 — позднемеловой вулканогенный пояс; 5 — Центральный сдвиг; 6 — надвижки. А — С — разрезы.

Рис. 2. Геологические разрезы раннемеловой аккреционной призмы в бассейне р. Черная (расположение разрезов А—С см. на рис. 1).

1—3 — матрике (1 — алевролиты, 2 — турбидиты, 3 — олистостромы); 4—8 — конседиментационные аллохтоны (4 — алевропесчаные образования, 5 — конгломераты, 6 — флишоиды, 7 — кремни, 8 — базальты); 9—12 — точки находок органических остатков (9 — радиолярий, 10 — фораминифер, 11 — макрофауны, 12 — флоры).



вого материала, заключенного в алевроаргиллитовую или алевропсаммитовую массу. Среди олистолитов здесь отмечаются кремни, песчаники и алевролиты. Форма олистолитов разнообразная — от изометричной и удлиненной до линзовидной и неправильной. Размер обломков изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и десятков сантиметров. Количество обломков 30—40 % от объема породы.

Вмещающая олистолиты масса представлена плохо отсортированными алевролитами. Слагающий их материал взмучен, замусорен песчаными частицами, часто со следами течения и оплывания неконсолидированного осадка, выражающимися в хаотической дисгармоничной микроскладчатости. Разрез надстраивается турбидитовыми образованиями, которые доминируют в данном обнажении. Переход от олистостром к турбидитам осуществляется постепенно за счет уменьшения в первых количества и размера обломков пород вплоть до их исчезновения. Турбидиты представлены преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками (в основном средне- и мелкозернистыми) и алевролитами, которые характеризуются плохой сортировкой кластики, а также характерной для такого типа отложений градационной слоистостью. Последняя проявляется в последовательной смене в пределах одного ритма среднезернистых песчаников мелкозернистыми, затем алевропесчаниками и песчанистыми алевролитами и далее собственно алевролитами и алевроаргиллитами. Мощность отдельных элементов ритмов изменяется от 5—7 м до 25—40 см.

Возраст описанных отложений установлен на основании радиолярий, выделенных из алевроаргиллитовых разностей турбидитов. Впервые для этого района нами установлены (коллекция и определения И. В. Кемкина) уникальные по сохранности и количеству видов многочисленные радиолярии: *Cingulaturis carpatica* Dumitrica, *C. sp.*, *Thanarla conica* (Aliev), *Th. pulchra* (Squinabol), *Archaeodictyomitra brouweri* Tan Sin Hok, *A. apiara* (Rust), *A. puga* Shaaf, *A. sliteri* Pessagno, *A. vulgaris* Pessagno, *A. sp.*, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), *P. leptoconica* (Foreman), *P. Lilyae* (Tan Sin Hok), *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *Sethocapsa simplex* Taketani, *S. uterculus* (Parona), *S. sp.*, *S. cf. cetia* Foreman, *Holocryptocanium geysersensis* Pessagno, *H. barbui* Dumitrica, *Stichomitra cf. tairai* Aita, *S. cf. manifesta* (Foreman), *Parvicingula aff. cosmoconica* (Foreman), *P. aff. altissima* (Rust), *P. boesu* (Parona), *Obesacapsula rotunda* (Hinde), *Archaeospongoprimum certinaensis* Pessagno, *A. tehamaensis* Pessagno, *Xitus spicularis* (Aliev), *X. alievi* (Foreman), *X. sp.*, *Theocorys renzae* Shaaf, *Siphocampium davidi* Shaaf, *Diacanthocapsa sp.*, *Hemicryptocapsa*

pseudopilula Tan Sin Hok, *H. tuberosa* Dumitrica, *Podobursa triacantha* (Fischli), *P. cf. polylophia* (Foreman), *Tritrabs cf. casmaliaensis* Pessagno, *T. sp.*, *Praeconocaryoma sp.*, *Amphipindax stocki* (Campbell and Clark), *A. sp.*, *Ristola sp.*, *Protunuma sp.*, *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Eucyrtis tenuis* (Rust), *Ultranapora sp.* и мн. др. позднеюрско-раннемелового возраста. Вместе с тем, присутствие видов *Siphocampium davidi* Shaaf, *Teocorys renzae* Shaaf, *Pseudodictyomitra leptoconica* (Foreman), *P. lilyae* (Tan Sin Hok) позволяет ограничить возрастной диапазон концом валанжина — началом баррема.

Среди турбидитов располагаются пластообразные тела кремневых и терригенных образований. Кремневые пластины сложены зеленоватыми (на свежем сколе) плитчатыми кремнями (толщина плиток 3—10 см), переслаивающимися с маломощными (1—3 мм) прослоями глинистых кремней. Контакт кремней с турбидитами осложнен тектоникой (границы разнокомпетентных пород). Из кремней нами выделены и определены радиолярии *Thanarla conica* (Aliev), *Archaeodictyomitra rigina* Pessagno, *A. apiara* (Rust), *A. sp.*, *Hsuum sp.*, *Tritrabs aff. casmaliaensis* (Pessagno), *T. sp.*, *Stichomitra sp.*, *Tricolocapsa convexa* Yao. *T. rusti* Tan Sin Hok, *Stichocapsa convexa* Yao, *Podobursa triacantha* (Fischli), *P. torusitornis* Hong, *Sethocapsa uterculus* (Parona), *S. cf. trachyostaea* Foreman, *Zhamoidellum sp.*, *Xitus cf. plenus* Pessagno, *Xitus spicularis* (Aliev), *Orbiculiforma sp.*, *Pseudodictyomitra primitiva* Matsuoka, *P. carpatica* (Lozynyak), *P. minoensis* Mizutani, *Alievium sp.*, *Mita sp.*, *Ristola altissima* (Rust), *Amphipindax sp.*, *Protunuma fusiformis* Ishikawa and Yao, *Droplitus sp.*, *Napora deweveri* Baumgartner, *Perispyridium magninodosum* Qun and Jing, *Holocryptocanium geysersense* Pessagno, *Cinguloturiscarpatica* Dumitrica, *Eucyrtidium cf. unumaensis* Yao, *Parvicingula sp.*, *P. boesu* (Parona), *Archaeospongoprunum tehamaensis* Pessagno, возрастной диапазон которых ограничивается поздней юрой. Мощность кремневых пластин составляет несколько десятков метров (40—60).

Инородные терригенные образования, залегающие среди раннемеловых турбидитов, представлены средне-мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Из алевролитов нами выделены радиолярии *Eostylidictya sp.*, *Quadriremis* позднекаменноугольно-пермского возраста, а из песчаников А. В. Олейниковым (устное сообщение) — пермские фораминиферы. Мощность и форма тел палеозойских терригенных пород не установлена из-за их внешнего сходства с раннемеловыми турбидитами. Следует отметить, что вопрос о переотложении микрофауны, по крайней мере в отношении радиолярий, не возникает, так как упомянутые формы имеют тонкие скелетные элементы, которые не сохранились бы при перемыве и транспортировке.

На правобережье р. Черная, между ручьями Серафимова и Березовый, обнажаются турбидиты с маломощным горизонтом олистостромовых отложений (см. рис. 2, В), аналогичные вышеописанным. При этом переход от одних к другим, как и в первом разрезе, осуществляется постепенно, либо за счет уменьшения количества и размера вплоть до их исчезновения, либо, наоборот, за счет появления в верхней части турбидитового ритма мелких редких, а выше по разрезу более крупных и частых обломков. Среди турбидитов здесь отмечаются пластообразные тела зеленовато-серых кремневых образований. Кремни так же, как и в первом случае, слоистые, с маломощными прослоями глинистых и кремнисто-глинистых образований. Из одной пластины кремней нами выделены позднепермские радиолярии *Follicucullus porrectus* Rudenko, *F. sp.*, *Sphaeroidae sp.*, а из второй — позднеюрские (список радиолярий аналогичен таковому разрезу А). Из турбидитовых прослоев нами выделены раннемеловые радиолярии (см. список из разреза А).

На правобережье Р. Таухэ (Черная), ниже по течению от юго-восточной окраины с. Сокольча, разрез рассматриваемых отложений имеет существенно отличное строение (см. рис. 2, С). Здесь отмечается многократное чередование олистостромовых и турбидитовых горизонтов, при

этом мощности их изменяются соответственно от 40 до 300 м и от 60—70 до 200—250 м. Турбидитовые и олистостромовые отложения аналогичны вышеописанным, и в турбидитах обнаружены такие же, как и в разрезе А, многочисленные радиолярии. Вместе с тем, состав олистолитов здесь несколько иной. Кроме песчаников, кремней и алевролитов, описанных в других разрезах, здесь отмечаются глыбы и обломки гравелитов, базальтов, редко известняков. Отличается и размер обломков — от нескольких миллиметров до нескольких метров. Отдельные глыбы достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Среди олистостромовых отложений залегает мощная (порядка 700—800 м) пластина, сложенная мелководными шельфовыми образованиями, представленными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, находящимися во флишпоидном переслаивании (таухинская свита). Обломки пород этой пластины обнаружены нами в подстилающей ее олистостроме, что дает основание считать ее конседиментационной. Переход от олистостромы к пластине в северо-западном крыле — нормальный конседиментационный, в юго-восточном — осложнен тектоникой. Возраст пород пластин охарактеризован многочисленными остатками берриас-валанжинской фауны и флоры [1]. Это, в свою очередь, является косвенным признаком более молодого возраста вмещающих их олистостромовых и турбидитовых отложений.

Таким образом, в бассейне р. Черная развиты валанжин-барремские турбидитовые и олистостромовые отложения, образующие относительный автохтон, и конседиментационные аллохтоны разновозрастных и генетически разнородных образований, что характерно для аккреционных призм. Приведенные в статье данные согласуются с данными, полученными при изучении Дальнегорского и Кавалеровского рудных районов, и подтверждают правомерность выделения во всей Прибрежной зоне Сихотэ-Аллия Таухинского террейна раннемеловой аккреционной призмы [3].

Авторы благодарны В. С. Руденко за консультации при определении радиолярий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, Т. 32. Приморский край, М.: Недра, 1969.
2. Геологическая карта Приморского края, Масштаб 1:1 000 000.— Магадан, 1986.
3. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Панченко И. В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое — раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. I. Геология.— М.: Наука, 1989.— С. 218—255.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
13 апреля 1992 г.

УДК 550.382.3(265)

А. А. Андреев

СТРУКТУРА МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ОКРАИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ВАЛА ХОККАЙДО

Приводятся результаты изучения аномального магнитного поля и рельефа акустического фундамента на полигоне в центральной части окраинно-океанического вала Хоккайдо по материалам 14-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов», 1988 г.

Из сравнения магнитного эффекта от верхних подушечных лав с наблюдаемым аномальным полем сделан вывод о том, что основную роль в формировании наблюдаемого магнитного поля играет намагниченность габбрового слоя земной коры.

Подводный вал Хоккайдо с относительной высотой не более 500 м непосредственно граничит с Курильским глубоководным желобом. Образование подобных структур в океане перед окраинно-океаническими желобами обычно объясняется упругой реакцией литосферы непосредственно перед фронтом субдукции.

В пределах вала Хоккайдо происходит переход линейных магнитных аномалий мезозойского возраста в область некоррелированного магнитного поля нижнемелового возраста. Морфологические особенности аномального поля вала Хоккайдо кратко обсуждались в [1].

Аномалии постоянного магнитного поля в Северо-Западной котловине Тихого океана имеют хорошо известную геисторическую интерпретацию, в соответствии с которой при их изучении наибольшее внимание уделяется общему рисунку линейных мезозойских аномалий как главной основы для палеокинематических реконструкций верхнеюрского-нижнемелового времени [6, 7]. Вместе с тем уделяется значительно меньше внимания изучению строения самой магнитоактивной толщи, тогда как известно, что распределение намагниченности в океане подвержено и вертикальным, и латеральным вариациям [2, 3, 8]. В связи с этим всегда важно знать тот интервал разреза земной коры, магнитные неоднородности которого запечатлены в рисунке аномалий.

В данной статье на основе результатов исследований 1988 г. ИМГиГ ДВО АН СССР (непрерывное сейсмическое профилирование и магнитометрия в стандартных модификациях) на полигоне в центральной части вала Хоккайдо (рис. 1) освещается вопрос о характере распределения намагниченных масс в разрезе земной коры.

Геомагнитные измерения в пределах полигона позволили детально изучить форму линейной аномалии М1, выявленную здесь в предыдущих экспедициях (рис. 2). На уровне современной магнитной изученности (см. рис. 1) можно уверенно утверждать, что аномалия М1, так же как и аномалии М2 и М3, непрерывно прослеживается от известного расположенного юго-западнее (см. рис. 1) разлома Тускарора до описываемого полигона включительно. Это обстоятельство подчеркивает, что не все из выделяемых трансформных разломов в этой части Северо-Западной котловины [6] смещают границу нерегулярного магнитного поля, протягивающуюся вдоль вала Хоккайдо.

Разрез осадочного чехла в пределах полигона содержит те же слои, которые отмечены как типичные для всего вала Хоккайдо в целом. Здесь сверху вниз выделяются: 1) акустически прозрачный горизонт неоген-четвертичного возраста (глины, кремневые илы; мощность 500 м), 2) акустически непрозрачный слой мел-палеогенового возраста (кремни, карбонатные осадки; мощность 40—50 м). Акустически непрозрачный слой местами трудно отличить от акустического фундамента, поэтому иногда он может входить в его состав.

В результатах непрерывного сейсмического профилирования наибольший интерес с точки зрения интересующей нас задачи представляет рельеф акустического фундамента (рис. 3). Обращает на себя внимание большая его дифференциация, обилие горообразных поднятий, многие из которых «протыкают» всю осадочную толщу и представляют подводные горы вулканического облика. Выполненное в 14-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» драгирование некоторых этих гор показало, что наиболее типичными породами на их склонах являются базальты, образовавшиеся в обстановке малых и средних глубин.

Рельеф фундамента на полигоне (см. рис. 3), вероятно, является типичным для всего вала Хоккайдо. Во всяком случае, в пределах другого столь же детально исследованного полигона в пределах вала, вблизи разлома Тускарора, картируется рельеф, сходный с рассматриваемым по обилию подводных гор (рис. 47 в [1]).

Сопоставляя рис. 2 и 3, отмечаем отсутствие заметного отражения подводных гор в аномальном магнитном поле. Такая же ситуация наблюдается и на полигоне Тускарора, где шесть профилей, расстояние

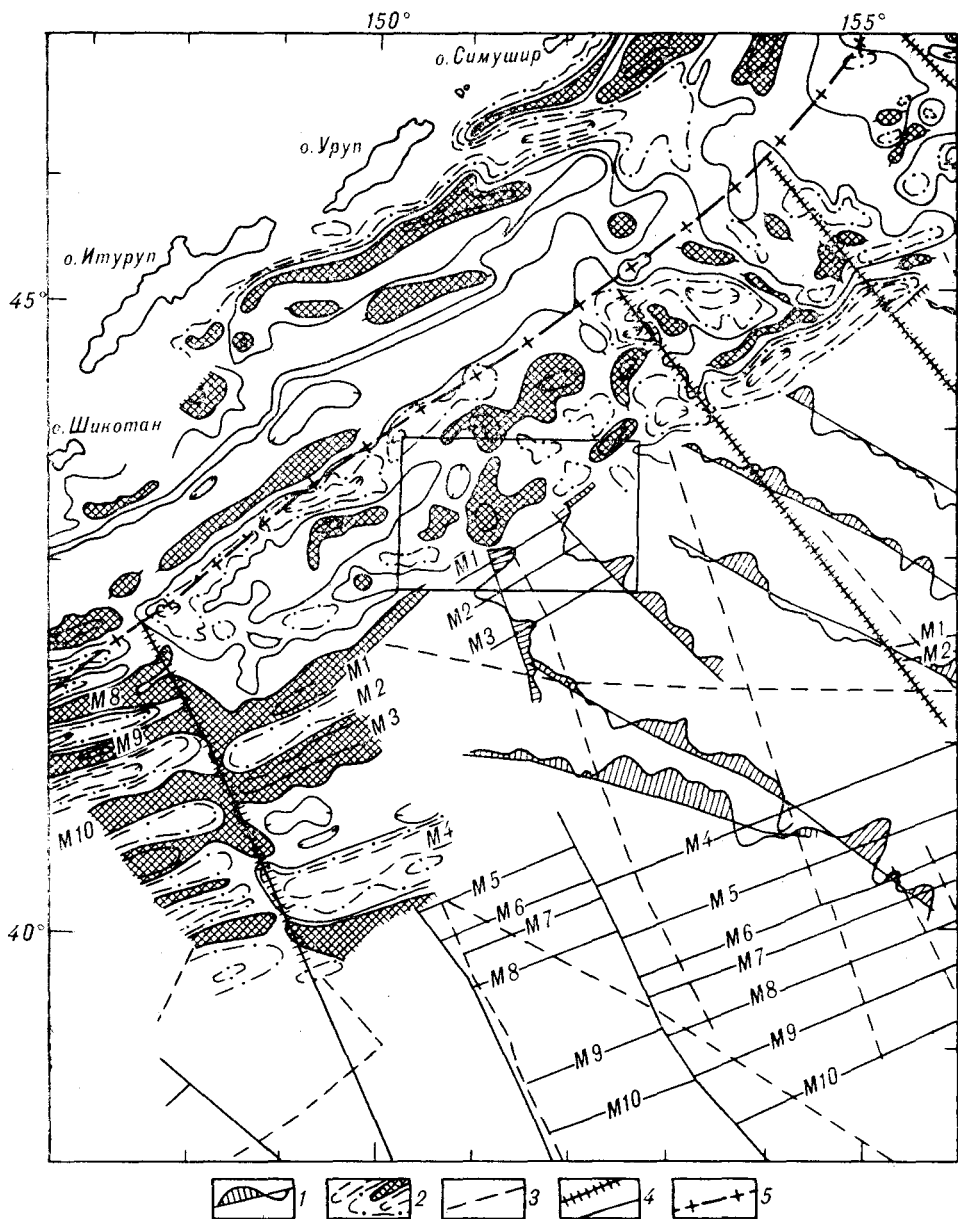


Рис. 1. Аномалии магнитного поля Северо-Западной части Тихого океана вблизи Курильских островов [2]. Полигон детальных исследований, выполненных в 14-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», показан квадратом.

1 — графики аномального магнитного поля вдоль профилей по материалам ИМГиГ ДВО РАН, положительные значения заштрихованы; 2 — изолянии аномального магнитного поля на тех участках, где их проведение может быть выполнено уверенно, относительно положительные значения заштрихованы; 3 — профили измерения магнитного поля, 4 — трансформные разломы по данным [2] (с нанесенными штрихами) и по данным [6] (без штриховки), 5 — ось Курильского желоба.

между которыми не более 20 км, пересекают линейные аномалии М1 — М4. Интенсивность аномалий очень слабо меняется от профилей к профилю при том, что на каждом из этих профилей зафиксированы подводные горы относительной высотой до 1,5 км, которые, таким образом, не влияют заметно на интенсивность и форму аномалии.

Представляется, что отмеченное обстоятельство вместе с анализом магнитных свойств горных пород заслуживает специального внимания.

Магнитные свойства пород вала Хоккайдо изучены лишь на отдельных образцах, и представительная статистика пока отсутствует. Магнит-

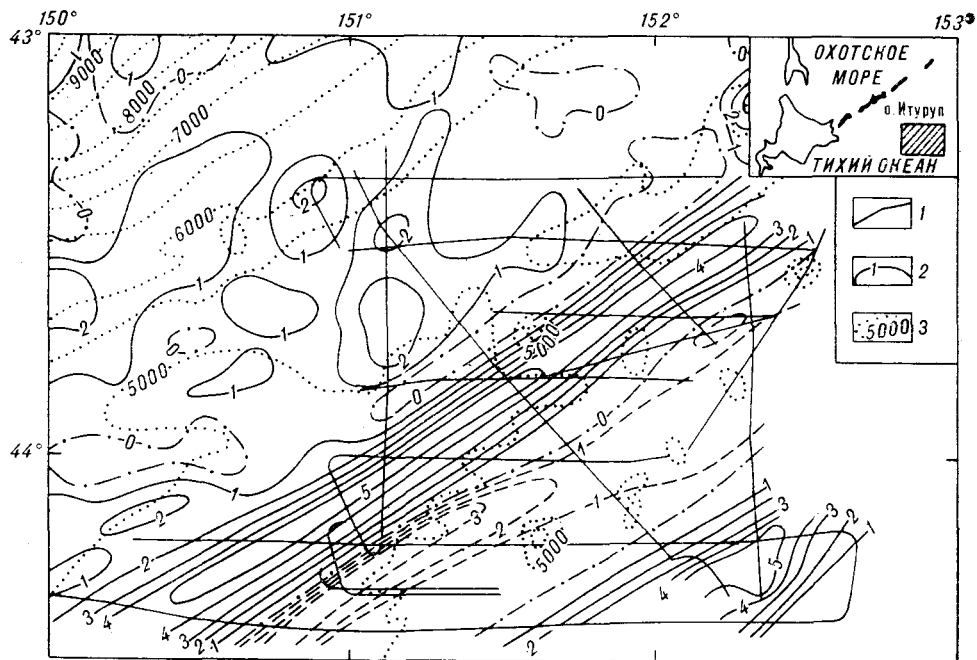


Рис. 2. Аномалии магнитного поля. На врезке расположение полигона.

1 — профили НИС «Академик Александр Несмеянов» (14-й рейс, 1988 г.); 2 — изодины, оцифровка в сотнях nT ; 3 — изобаты, м.

ная восприимчивость базальтов, драгированных на выступах акустического фундамента, составляет $90-220 \times 10^{-6}$ ед.СГС. Величина естественной остаточной намагниченности в базальтах изменяется в десятки раз. Фактор $Q = 11,2$. Для исследованных образцов типична двухкомпо-

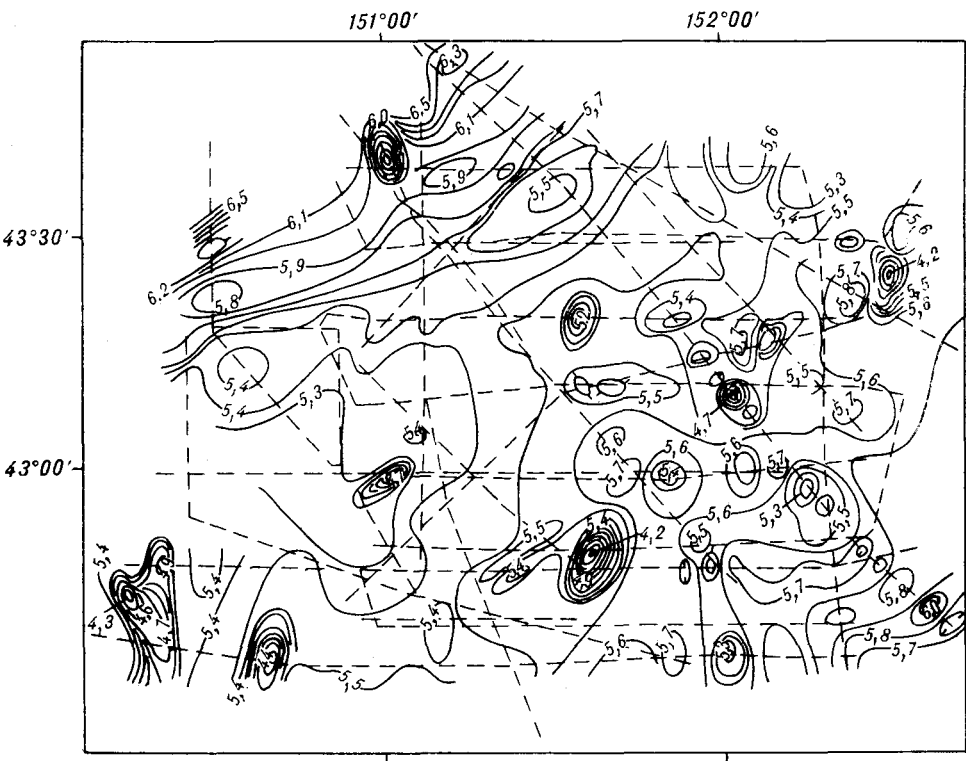


Рис. 3. Рельеф акустического фундамента. Оцифровка в км.

нентная намагниченность, причем в образцах может преобладать одна (250 °С) или другая (570 °С) компонента [5]. Все это свидетельствует об избирательно протекающем процессе вторичного изменения (окисления) горных пород. По свидетельству В. Ф. Остапенко (изучавшего драгированный материал под микроскопом), породы подверглись воздействию вторичных процессов, при которых магнетит полностью заместился гидроокислами железа. Исследовались подводные горы, вершины которых имеют координаты 1) 43°18' с. ш., 151°35' в. д., 2) 43°27' с. ш., 152°30' в. д.

Известно, что в приосевых частях срединно-океанических хребтов наибольший вклад в формирование аномального магнитного поля дают намагниченные подушечные лавы мощностью 100—500 м, венчающие офиолитовую часть разреза консолидированной земной коры. Со временем в результате непрерывно протекающего низкотемпературного окисления намагниченность подушечных базальтовых лав уменьшается. На расстояниях 100 км и более от осей ныне активных океанических хребтов на фоне заметно уменьшенной намагниченности подушечных лав можно обнаружить, что и нижняя половина земной коры также намагничена. Это, в частности, следует из того, что уменьшенная намагниченность подушечных лав уже не в состоянии объяснить наблюдаемые амплитуды магнитных аномалий. Заметим, что ни в первоначальном (Ф. Вайн и Д. Мэтьюз, 1963 г.), ни в последующих вариантах тектоники плит сколько-нибудь существенная намагниченность габбрового слоя не предполагается.

В отличие от доступных изучению подушечных лав распределение намагниченности по разрезу нижней части земной коры океанического типа может быть изучено наиболее полно лишь на предполагаемых ее аналогах — по офиолитовым разрезам на суше. Судя по результатам определения магнитных свойств пород из наиболее полных известных разрезов офиолитов на суше [8] наибольшей остаточной намагниченностью обладает верхняя часть габбровой толщи (непосредственно ниже дайкового комплекса).

Из сопоставления известных сведений по намагниченности консолидированной земной коры и данных, полученных на исследованном полигоне, следует, что главную роль в формировании аномального поля на полигоне должна играть намагниченность габбрового слоя (его верхней части?). Модельные расчеты здесь показали, что намагниченность подушечных лав обеспечивает не более 50 % от наблюдаемой интенсивности аномалий. Априори нельзя утверждать, что время намагниченности габбровой толщи совпадает с таковым для верхних подушечных лав. В самом деле, такое предположение о времени намагничивания имеет затруднение физического характера: во время намагничивания верхних подушечных лав (в приосевой части хребта) часть разреза, сложенная габбро, оказывается все еще нагретой выше точки Кюри (570 °С). Таким образом, намагниченность габбрового слоя представляет самостоятельную проблему, не разрешаемую (пока?) в канонической теории тектоники плит. В связи с этим следует заметить, что необязательно представлять себе, что направления намагниченности в габбровом слое и подушечных лавах совпадают. Достаточно предполагать лишь прямую корреляцию намагниченности этих толщ. Такая возможность следует из того, что магнитные аномалии порождаются не намагниченностью как таковой, а разностью в намагниченности смежных объемов горных пород.

В работе [4] и некоторых других важная роль отводится намагниченности образующегося на определенных расстояниях от оси хребта (дивергентной границы) серпентинитового слоя в основании земной коры. Согласно гипотезе его образования намагниченность этого слоя должна быть однородной и направленной по современному полю. Только за счет изменения мощности такого серпентинитового слоя и/или неоднородностей в намагниченности может появляться магнитный эффект и вноситься некоторый «шум» в регулярное поле, порождаемое слабой на-

магнитностью подушечных лав и регулярным характером намагнитченности габбрового слоя.

Заметным образом эффект от намагнитченности серпетинитового слоя может проявляться лишь в том случае, если изменения его мощности «согласованы» с изменениями знака намагнитчения подушечных лав. Только такая ситуация должна вызывать регулярное магнитное поле аномалий наблюдаемой интенсивности на расстояниях несколько сот километров от оси хребта. Естественность такого предположения трудно оценить.

Таким образом, из рассмотренного выше следует, что в районе вала Хоккайдо, в области линейных мезозойских аномалий намагнитченность земной коры обязана главным образом намагнитченности габбрового слоя (верхней его части?); происхождение и время намагнитченности требуют специальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красный М. Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.
2. Красный М. Л., Андреев А. А., Воробьев В. М. Магнитная неоднородность фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // Океанология.— 1988.— Т. 28, вып. 3.— С. 430—433.
3. Литвинов Э. М., Ваниева Э. А. Двухслойное строение магнитоактивной толщи океанической литосферы // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.— 1986.— Т. 61, вып. 2.— С. 56—63.
4. Назарова Е. А., Лобковский Л. И., Городницкий А. М. Геотермика, структура и мощность магнитоактивного слоя океанской литосферы // Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий/ АН СССР. Комис. по пробл. Миров. океана.— М., 1991.— С. 15—24.
5. Райкевич М. И. Природа намагнитченности магматических пород некоторых морфоструктур западной части Тихого океана: Автореф. канд. дис.— Л., 1990.
6. Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific // The Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin/Ed. Sutton G., Manghni M. H., Moberly R.— Washington, D. C., 1976.— P. 205—226 (Geophys. monogr.; V. 19. A. G. U.).
7. Mekanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic magnetic lination and seafloor spreading of the Northwestern Pacific // J. Geophys. Res.— 1989.— V. 94, N B11.— P. 15437—15462.
8. Swift B. A., Johnson H. P. Magnetic properties of the bay of islands ophiolite and implications for the magnetization of ocean crust // Ibid.— 1984.— V. 89, N B5.— P. 3291—3308.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
17 февраля 1992 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Ч. Б. Борукаев

О ПОНЯТИИ «ТЕРРЕЙН»

Проведен анализ термина и понятия «террейн». Показана многозначность термина. Установлена связь концепции коллажа террейнов с возникшим много ранее учением о глубинных разломах А. В. Пейве. Рекомендуется применять термин только в отношении структурных элементов складчато-покровных областей, которые являются чужеродными по отношению к главным комплексам (матриксу) и ограничены глубинными разломами.

В 60-х — начале 70-х гг. нашего века широко обсуждались вопросы тектонической терминологии. Были предприняты серьезные попытки инвентаризации тектонических терминов [13], анализа и совершенствования их систем [6, 7]. Предполагалось, что результатом этой огромной работы станет формализация тектонических понятий по примеру высоко развитых научных дисциплин (классическая механика, химия, генетика и т. п.).

Одновременно в тектонике происходила смена парадигм, часто квалифицируемая как научная революция [24]. Учение о геосинклиналях, игравшее ведущую роль более столетия, уступало лидерство концепции тектоники литосферных плит. Последняя бурно развивалась в западных странах, но большинством советских исследователей была воспринята настороженно или откровенно враждебно. Лишь небольшая часть тектонистов и геофизиков активно включилась в разработку новой гипотезы [2, 4, 17 и др.]. Именно это обстоятельство определило путь дальнейшего развития тектонической терминологии.

С начала 70-х гг. в русской литературе стали прочно укореняться транслитерации английских терминов, хотя большинству из них соответствуют полные эквиваленты в русском языке. Например, спринг означает раздвижение или распространение, субдукция — пододвигание, коллизия — столкновение и т. д. Уже одно только употребление транслитераций должно было указывать на приверженность авторов тектонике литосферных плит. К сожалению, зачастую их вклад в новую парадигму этим и ограничивался.

В середине 70-х гг. в развитие тектоники литосферных плит возникла концепция коллажа террейнов, разработанная геологами Северной Америки. Вскоре понятие «террейн» очень быстро и широко распространилось, в том числе и в России. При этом, как обычно случалось в геологии, новое понятие сразу стало многозначным, а его употребление далеко не всегда корректным.

В «Международном тектоническом словаре» [8] «тектоностратиграфический террейн» определен как «ограниченная разломами территория, часто регионального протяжения, характеризующаяся единой геологической историей, отличной от таковой смежных террейнов» (по [22]). Приведены этимология и ряд производных терминов, которые рассмотрим позже. Автором концепции назван Дж. Монгер. Указано, что «термин применяется в контексте тектоники плит».

Надо заметить, что во многих языках термины, близкие к террейну, существовали и употреблялись в широком значении. Это польский *teren* (территория, местность, район). В испанском *terreno* к этим значениям добавляются горная порода, формация. В англоязычной литературе с давних времен употребляется термин *terraine* (например, [19]) в значении комплекс, массив, серия пластов, зона пород. В сравнительно недавно изданном толковом словаре [15] этот термин признан устаревшим, однако, написание его дано в двух вариантах *terrane* и *terrain*. В концепции коллажа террейнов термин фигурирует исключительно в варианте *terrane*, и понятие, ему отвечающее, по мысли авторов, должно быть существенно сужено. Видимо, именно этим объясняется добавляемое к нему часто определение «тектоностратиграфический». Такая добавка как бы уточняет область применения термина, но фактически нарушает принцип специализации [5].

Пожалуй, наиболее подробное изложение концепции коллажа террейнов содержится в карте [21] и объяснительной записке к ней [20]. В них указывается, что «большая часть коры Северо-Американских Кордильер выросла путем аккреции дискретных тектоностратиграфических террейнов». Этот вывод распространен на всю территорию Циркум-Тихоокеанского пояса. Террейны отличаются друг от друга типом разреза (одновозрастных образований), а часто также особенностями метаморфизма, тектоники, магматизма.

Предполагается, что коллаж образовался в ходе субдукции под континент океанской коры смежной литосферной плиты. Если стандартная океанская кора в зоне субдукции поглощается, то «впаянные» в нее некоторые блоки, сравнительно «плавающие», причленяются к континенту. К их числу относятся [20]:

1. Стратиграфические террейны:

а) фрагменты континентов с преимущественно докембрийским фундаментом континентального типа и перекрывающими мелководными осадочными породами палеозоя и мезозоя;

б) фрагменты океанских бассейнов, представленные в своем большинстве офиолитовой ассоциацией;

в) фрагменты вулканических дуг, сложенные островодужной ассоциацией, иногда в своих корнях плохо отличимой от офиолитов;

г) фрагменты окраинно-континентальных бассейнов, к которым наряду с отложениями континентальных склонов отнесены блоки офиолитов, мелководных известняков, глубоководных кремней, пород фации голубых сланцев и др.

2. Нарушенные террейны. Включают блоки различной литологии и возраста, обычно погруженные в рассланцованный матрикс. Иногда интерпретируются как фрагменты субдукционных комплексов. Часто тесно связаны с террейнами континентальных окраин.

3. Метаморфические террейны, в которых метаморфические преобразования стерли первичные признаки пород и стратиграфические взаимоотношения.

На карте [21] дана несколько иная классификация. Здесь выделены террейны с характеристикой седиментационной и тектонической среды формирования преобладающих пород. Это:

1) океанские породы, океанская кора, следы горячих точек (подводные тоды) и нарушенные офиолиты в складчатых поясах;

2) океанские породы, смешанные с осадками континентального происхождения (геосинклинальные отложения);

3) океанские вулканические островные дуги;

4) вулканические дуги с предположительно последокембрийским континентальным фундаментом;

5) континентальные фрагменты с докембрийским фундаментом;

6) океанские плато разного генезиса.

По возрасту фундамента или наиболее древних пород террейны подразделены на палеозойские и позднепалеозойско-кайнозойские. В обла-

стях распространения докембрия выделены только архей и протерозой (причем, далеко не всегда корректно), а детализация структуры полей названа задачей будущих исследований.

Уже безлое знакомство с классификациями показывает их несовершенство. Классы пересекаются. Например, офиолитовая ассоциация, которой в тектонике плит придается значение типоморфной, встречается в самых разных классах. В сумме классы не составляют множества структурных элементов, ибо помимо этого в множестве выделяются плиты (иногда кратоны [23]), в неявном виде океанское ложе, перекрывающие автохтонные толщи и др.

Причиной тому служит распространившийся в последние годы геодинамический подход. Уже в самом определении, приведенном выше, главным признаком выделения террейнов называется «геологическая история». Ясно, что эта логическая конструкция воспринимается крайне индивидуально и субъективно, что вызывает произвол в районировании. Нескоро лимитируется произвол наличием более или менее устойчивых, а точнее, закрепленных конвенционно представлений о геодинамических обстановках (например, [4]). Однако и обстановки являются сложными логическими конструкциями, которые не могут наблюдаться и измеряться непосредственно и объективно. Корректнее оперировать такими понятиями как тип разреза, деформаций, метаморфизма и т. п.

В этом отношении большую определенность имеет характеристика террейнов, данная в более ранней работе [18]. Здесь указано, что террейны «характеризуются внутренней однородностью и непрерывностью стратиграфии, тектонического стиля и истории», а их границы являются «фундаментальными разделами в стратиграфии, которые не могут быть легко объяснены обычными фаціальными изменениями или несогласием». Очень существенно то, что выделению тел в этом случае предшествует определение их границ. С позиций логики корректна именно такая процедура.

В связи с этим надо вспомнить определение глубинного разлома, данное А. В. Пейве еще в 1945 г. [9]. Такие разломы характеризуются «большим пространственным протяжением... определенной связью с формациями горных пород... определяют пространственное размещение типов осадочных пород и их мощностей». Зарубежные геологи не приняли в свое время «учения о глубинных разломах», которое в нашей стране гипертрофировано развивалось в рамках фиксистой концепции. Позже А. В. Пейве [10] внес в него некоторые коррективы с целью учета примата горизонтальных движений. Именно в этом варианте учение возродилось за рубежом в виде концепции коллажа террейнов, но без ссылок на предшественника.

Таким образом, проблема выделения террейнов сводится к определению значимости ограничивающих их разломов. Иными словами, террейн должен быть ограничен глубинными разломами в понимании А. В. Пейве. Признак этот необходим, но еще не достаточен. Анализ показывает, что далеко не всегда и не все блоки, ограниченные глубинными разломами, относятся к террейнам.

На первых порах термин террейн обычно применялся с определениями. Понятие *exotic* (экзотической, чужеродный) *terrane* отражало явное отличие блока от его окружения. Обычно делался вывод о формировании такого блока на очень больших (в тысячи километров) расстояниях от современного местоположения. В. Е. Хаин [16] счел такие представления преувеличенными, но указал, что все террейны испытали то или иное перемещение вдоль края континента. *Suspect* (подозрительный, загадочный, подозреваемый) *terrane* означает, что «мы не можем быть уверенными в его палеогеографической позиции» относительно континента, к которому он ныне причленен [18]. *Allochthonous* (аллохтонный) *terrane* разъяснений не требует, как и *displaced* (смещенный) *terrane*.

Во всех этих понятиях сквозит логическое противопоставление «чужеродного» террейна неким «родственным» образованиям, принимаемым

фактически за некую систему координат. Например, в [23] таковыми считаются архейские кратоны и окружающие их миогеоклинали — древние окраины континентов, на карте [21] — архейские и протерозойские «региональные пояса». Примерно так решался в свое время вопрос о природе срединных массивов, которые считались чужеродными по отношению к геосинклинальным комплексам складчатых поясов, выступающими их основания.

Ныне различия между микроконтинентами (срединными массивами) и террейнами многие авторы видят в особенностях их глубинного строения. В. Е. Хаин [16] полагает, что террейны являются коровыми микроплитами, тогда как корни микроконтинентов проникают в мантию. С. Д. Соколов [12] прямо называет микроконтиненты литосферными блоками, а террейны — коровыми.

В поисках русских аналогов термина террейны часто сопоставляют со структурно-фациальными (-формационными) зонами. Однако последние по объему много больше, ибо распространяются, к примеру, и на чехлы платформ. То же относится к попытке параллелизации террейнов со структурно-вещественными комплексами [1], предпринятой С. Д. Соколовым [11]. Корректными эти параллелизации были бы только в отношении terrain (но не terrane).

Представляется, что наиболее предпочтительный вариант толкования термина террейн предложен А. П. Ставским и соавторами. Наряду с террейнами (которые в их статье далее называются чужеродными блоками) в структуре Анадырско-Корякского региона они выделяют зоны (Пенжинско-Анадырскую, Алькатваамскую и др.), «которые формируют своеобразный матрикс, заполняющий пространство между чужеродными блоками и придающий Корякской складчатой системе вид гигантской тектонической брекчии» [14, с. 32]. Чужеродность террейнов помимо признаков, указанных в рассмотренных определениях, доказывается палеобиогеографическими и палеомагнитными данными. Если принять эту трактовку, термины террейн и чужеродный блок становятся синонимами. Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин [3, с. 28] уточнили состав матрикса, включив в него «островодужные вулканические и флишевые толщи». Из этого, в частности, вытекает, что полного разбиения территории континентов и даже складчато-покровных поясов (как это сделано на карте [21]) проводить не следует.

Таким образом, при выделении террейнов обязательными признаками надо считать доказанную «чужеродность» блока и его ограничение глубинными разломами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика.— 1969.— № 1.— С. 3—15.
2. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
3. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Аккреция континентов: Азия и Восточная Европа // Тектонические процессы.— М.: Наука, 1989.— С. 23—30.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Наганов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. I, II.— М.: Недра, 1990.
5. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
6. Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии // Геотектоника.— 1965.— № 1.— С. 51—60.
7. Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Солзьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий // Геология и геофизика.— 1964.— № 1.— С. 23—37.
8. Международной тектонический словарь/Деннис Дж., Муравски Г., Колчанов В. П. и др.— М.: Мир, 1991.
9. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1945.— № 5.— С. 23—45.
10. Пейве А. В. Тектоника и магматизм // Там же.— 1961.— № 3.— С. 36—54.
11. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса/Автореф. докт. дис.— М.: ГИН АН СССР, 1988.
12. Соколов С. Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника.— 1990.— № 6.— С. 3—19.
13. Справочник по тектонической терминологии.— М.: Недра, 1970.

14. Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника.— 1938.— № 6.— С. 32—42.
15. Толковый словарь английских геологических терминов.— М.: Мир.— Т. I, 1977; Т. II, 1978, Т. III, 1979.
16. Хаин В. Е. Тектоника плит двадцать лет спустя // Геотектоника.— 1988.— № 6.— С. 3—17.
17. Хаин В. Е., Лобковский Л. И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Там же.— 1990.— № 6.— С. 20—31.
18. Coney P. J., Jones D. L., Monger J. W. H. Cordilleran suspect terranes // Nature.— 1980.— V. 288.— P. 329—333.
19. Halls H. C. The structural relationship between Archean granite-greenstone terrains and late Archean mafic dikes // Canad. J. Earth Sci.— 1978.— V. 15, N 10.— P. 1665—1668.
20. Howell D. G., Jones D. L., Schermer E. R. Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region // Earth Sci. Series.— 1985.— N 1.— P. 22.
21. Preliminary tectonostratigraphic terrane map of the Circum-Pacific region/D. G. Howell e. a.— AAPG, 1988.
22. Saleeby J. B. Accretionary tectonics of the North American Cordillera // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.— 1983.— V. 15.— P. 45—73.
23. Williams H., Hoffman P. F., Lewry J. F., et al. Anatomy of North America: thematic geologic portrayls of the continent // Tectonophysics.— 1991.— V. 187, N 1—3.— P. 117—134.
24. H. P. Static of mobile earth; the current scientific revolution // Amer. Philos. Soc. Proc.— 1968.— V. 112, N 5.— P. 309—320.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
25 мая 1992 г.

УДК 551.243

А. П. Сорокин, В. В. Колесников

СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ

Рецензируется монография С. И. Шермана, К. Ж. Семинского, С. А. Борнякова и др. «Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига». Показано, что эта фундаментальная работа большого авторского коллектива представляет собой существенный шаг в понимании физических основ тектонических процессов.

Важная роль разломов в геологических процессах общепризнана. Среди широкого круга разнообразных по морфологии, кинематике и генезису дизъюнктивных нарушений особое место занимают сдвиги как разновидность разрывов, которым свойственна тесная корреляция с наиболее широким комплексом геолого-геофизических явлений. Сдвиги, формы проявления которых различны — от сколовых трещин в локальном обнажении до многокилометровых сдвиговых систем, нарушающих как континентальные, так и океанические блоки, имеют и количественное преобладание над другими морфогенетическими разновидностями разрывов.

Разломообразование в литосфере, выраженное чаще всего сдвигами, сопровождается рудогенетическими процессами и сейсмическими явлениями. Все это подчеркивает актуальность изучения данной проблемы. Поэтому рецензируемую монографию* следует признать своевременной и злободневной. Тем более, что за время, прошедшее после проведения в 1957 г. первого в стране совещания по тектонофизике, накопился огромный фактический материал, требующий глубокого и всестороннего анализа.

Принципиальная позиция авторского коллектива монографии заключается в глубоком исследовании физической стороны тектонических явлений. По их мнению, с чем согласны рецензенты, корректно прове-

* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига/С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991.

денные эксперименты существенно дополняют, а нередко и изменяют ретроспективные геологические построения.

В основу работы положено комплексное сочетание классических методов геологии (в первую очередь структурной) с современными геофизическими и тектонофизическими. Последние включают полевые и экспериментальные, позволяющие получить полную количественную характеристику природного объекта. Тектонофизические методы, важнейшей составной частью которых является физическое и математическое моделирование, рассматриваются как наиболее представительные способы исследования различных геологических структур, особенно разломов. Применение всей совокупности указанных методов позволило авторам решить следующие задачи: 1) дать геологическую характеристику сдвигов в разных геодинамических режимах; 2) определить параметры сдвигов и выявить связь с различными структурами; 3) провести моделирование сдвигов и сдвиговых зон; 4) выявить основные закономерности развития зон и особенности разломообразования в сдвиговых полях напряжений.

В соответствии с поставленной целью монография разделена на три части. В первой дается геологическое описание сдвигов и их параметров с анализом напряженного состояния по геолого-структурным признакам. Вторая посвящена физическому и математическому моделированию сдвигов и их тектонической активности. В третьей рассматривается тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических процессов в зонах динамического влияния сдвигов. Все части работы гармонично связаны, иллюстрированы богатым фактическим материалом с широким использованием как авторских, так и литературных данных.

Авторским коллективом под руководством С. И. Шермана показано, что сдвиговые зоны в пределах территорий с преобладающими напряжениями сжатия закономерно сочетаются с надвигами, а в областях с существенно растягивающими нагрузками они образуют динамопары со структурами растяжения. Этим объясняется наибольшая распространенность сдвигов в литосфере Земли, по сравнению с другими морфогенетическими типами разломов. В общем же плане наиболее крупные сдвиговые зоны тяготеют к подвижным областям литосферы, среди которых особенно показателен долгоживущий Альпийско-Гималайский пояс. Азимутальное распределение сдвиговых зон не соответствует направлениям, возникающим при меридиональном сжатии в результате вращения Земли. Поэтому авторы считают, что энергетическим источником сдвигов в литосфере являются эндогенные процессы под литосферой и частично в ней. Сдвиговые движения развиваются неравномерно, максимумы их активности приходятся на венд, девон — пермь, мел — палеоген и четвертичный период, что совпадает с известными эпохами тектонических движений в истории Земли.

Ценной представляется построенная впервые схема сдвиговых систем Земли, в основу легенды которой легли три критерия — кинематика движения, степень активности и стадия развития. Для большинства показанных на схеме разломов в отдельной таблице приводятся их основные тектонофизические и геологические параметры, полученные из анализа огромного фактического материала по всем крупным сдвигам. Исключение составляют срединно-океанические хребты и трансформные разломы, которые авторами детально не рассматриваются. Из критериев, использованных в вышеуказанной схеме, спорным представляется определение стадийности того или иного сдвига. Выделение стадий авторами заимствовано из экспериментальных наблюдений, где наиболее ярко выражены ранняя и поздняя стадии. Такой подход, на наш взгляд, сам по себе интересен, но упрощает представление о развитии сдвигов в природе. Особенно, когда это касается разломов, подвижки по которым в разные периоды развития могли иметь противоположные направления смещений (что авторы и сами признают (с. 239)), и примеры таких сдвигов имеют место на Дальнем Востоке (Южно-Тукурингский разлом).

Наиболее крупная часть работы (часть II) посвящена моделированию сдвиговых зон. Здесь рассмотрены в самостоятельных главах вопросы формирования структур сдвиговых зон, динамика полей деформаций и напряжений при деформировании сдвиговых зон, сейсмоакустическое излучение, математическое моделирование сдвигов и их тектонической активности, в результате чего детально изучены инфраструктура сдвиговых зон и их положение в областях динамического влияния деструктивных полей, установлена зональность инфраструктуры по особенностям размещения деструктивных полей и характеру организации самих деструктивных полей. Для каждого типа инфраструктуры выявлены корреляционные связи между шириной разломных зон и их длиной, а также между длиной последних и параметрами деструктивных полей.

Комплекс тектонофизических экспериментов, проведенных разными методами, и математическое моделирование позволили установить эволюцию и стабильность развития сдвиговых зон и некоторые другие положения, реконструкция которых невозможна собственно геологическими построениями. Так, по результатам экспериментов выявлены структурные отличия между сдвигами, образуемыми в условиях сжатия или растяжения и при срезовых деформациях. Структура последних наиболее чувствительна к изменениям условий нагружения. При изучении пластических и разрывных деформаций в сдвиговой зоне выявлено их неравномерное распределение по ее простиранию: максимумы и минимумы располагаются примерно на равных расстояниях друг от друга. Структурные неоднородности хорошо проявлены и вкрест простирания сдвиговой зоны. Кроме разработки стабильности формирования сдвиговой зоны, особенно важным представляется то, что авторами впервые экспериментальными физическими методами изучена динамика напряженно-деформированного состояния моделей при развитии сдвиговых зон. Выявлено, что поля скоростей сдвиговых деформаций неравномерны во времени и пространстве и носят колебательный характер. Получены экспериментальные доказательства различной плотности трещин в активном и пассивном крыльях сдвигов. Большой интерес представляют выводы, полученные при исследовании эволюции сдвигов. Отмечена геологическая неравноценность наблюдаемых стадий в развитии сдвигов. Ранние стадии перспективны для локализации оруденения, а с поздними связана сейсмичность с наиболее высокими магнитудами.

Использование метода акустической эмиссии позволило выявить определенные закономерности режима излучения упругих волн при формировании срезов. Доказано, что интенсивность акустической эмиссии непостоянна: максимальная активность отмечается при переходе от одной стадии развития сдвига к другой. Магистральный разрыв, формируемый на последней стадии, менее акустичен по сравнению с ранними стадиями. Но при дальнейшем движении крыльев разлома величина отдельных событий акустической эмиссии может быть максимальной. Это наблюдение привело к важному выводу, что землетрясения большой магнитуды могут происходить и после формирования магистрального шва. Но природа этого сейсмического явления будет уже иная. Следует признать, что сейсмичность занимает особое место в монографии С. И. Шермана и соавторов, что придает ей остро актуальное звучание.

В рецензируемой работе при сравнении особенностей распределения сейсмичности с инфраструктурой сдвиговых систем установлена важная тенденция: наиболее крупные землетрясения тяготеют к магистральным участкам разломов, а сейсмичные явления слабой или средней силы — к деструктивным полям. При этом миграция сейсмичности вдоль крупных сейсмоактивных сдвиговых зон объясняется динамикой напряженного состояния сдвиговых систем, для которых наиболее устойчивым свойством является неравномерность и колебательный характер поля напряжений и деформаций. Неравномерное распределение очагов землетрясений по вертикальному разрезу находит свое объяснение в результатах физических экспериментов. Кроме неоднородности среды и других

известных параметров, на это влияет распределение скоростей сдвиговых деформаций. Это значит, что при разработке моделей очагов землетрясений, которая является одной из важнейших задач сейсмотектоники, необходимо принимать во внимание морфогенетические характеристики разломов. Несмотря на то, что все разломы литосферы по типу разрушений среды являются собой сложные зоны сдвигов, ширина областей динамического влияния, их тектоническая активность и инфраструктура различны как в дизъюнктивах разной природы, так и в различных типах сдвигов. В связи с этим, авторами для сдвиговой зоны выделяется несколько моделей очагов, которые различаются расположением очага по отношению к условной оси области динамического влияния сдвига и его глубине. По специфике очага устанавливается четыре глубинных уровня сдвиговых зон, а при наличии в структуре коры слоев с пониженной вязкостью число моделей увеличивается.

В целом рецензируемая монография оставляет сильное впечатление, как фундаментальная работа, представляющая существенный шаг в понимании физических основ тектонических процессов. Авторам удалось решить широкий круг задач, имеющих важное теоретическое и практическое значение. К сожалению, современное состояние изученности строения разломов глубинного заложения не позволило им провести специальный тектонофизический анализ для сдвиговых систем, контролирующей локализацию рудных тел. Но думается, имеющийся задел и мощный творческий потенциал этого авторского коллектива поможет в ближайшем будущем решить эту проблему. Вне сомнения, книга С. И. Шермана и соавторов с интересом и одобрением будет встречена широкой геологической общественностью как в стране, так и за рубежом.

АмурКНИИ ДВО РАН
Благовещенск

Поступила в редакцию
24 марта 1992 г.

УДК 549.514.81

Ж. В. Максимова

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОВ АНЮЙСКОГО ВЫСТУПА

(Сихотэ-Алинская складчатая система)

Изучены морфологические особенности цирконов из гнейсовидных гранитов, мелко- и среднезернистых хунгарийских гранитов и мигматитов Анюйского выступа. Высокий идиоморфизм, прозрачность и тонкоритмичная зональность этих цирконов свидетельствуют об образовании их из магматического расплава. Разнообразие морфологических типов свидетельствует о кристаллизации цирконов на протяжении длительного периода становления пород. Существенные различия между наборами основных морфотипов наблюдаются у гранитов и мигматитов, что говорит о различных условиях их образования.

Известно, что акцессорные минералы, в том числе и циркон, несут информацию об условиях происхождения геологических объектов. В частности, морфология цирконов является типоморфным признаком, позволяющим проследить историю становления пород [1, 2, 6, 10 и др.]. Нами изучены морфологические особенности цирконов из трех типов пород:

© Ж. В. Максимова, 1993

массивных и гнейсовидных гранитов и мигматитов, обнажающихся в пределах Анюйского выступа.

Анюйский выступ расположен в центральной части Сихотэ-Алинской складчатой системы. Его происхождение трактуется исследователями по-разному. Согласно [3, 5], метаморфические породы нижних частей его разреза принадлежат к выступу докембрийского структурного этажа. Другие исследователи предполагают, что метаморфические породы возникли за счет палеозойских и мезозойских пород осадочного заполнения складчатой системы в результате тектоических движений по крупным разломам [4] или за счет терригенных и вулканогенно-кремнистых толщ верхнепротерозойского или нижнепалеозойского возраста [7].

По данным [3], Анюйский выступ сложен разнообразными сланцами (85—90 %) и резко подчиненными им по объему кварцитами, гнейсами, мигматитами, метагабброидами и гнейсовидными плагиогранитами.

По периферии выступа и вдоль разломов в его пределах развиты диафориты. В основании Анюйского выступа залегает толща слюдяно-полевошпатово-кварцевых сланцев (1400 м). Она сложена на 80—85 % гранатосодержащими (1—3 %) биотит-полевошпатово-кварцевыми сланцами с редкими прослоями (0,01—0,2 м) и пачками (1—2 м) двуслюдяных кварцевых сланцев и единичными пластами амфиболовых андалузитокардиеритовых, гранатобититокордиеритокварцевых, гранатоставролитокварцевых, кварцево-графитовых сланцев и кварцитов [3].

На формации биотитополевошпатово-кварцевых сланцев согласно залегает формация двуслюдяных кварцевых сланцев (500 м) [3].

Гнейсоплагиогранитовая и метагабброидная формации в составе выступа занимают не более 3 % объема. Они образуют линзовидные тела инъекционного типа и локализуются преимущественно у его восточной окраины. На контакте с плагиогранитами развиты мигматиты и гнейсы [3].

Среди толщ слюдяных сланцев и кварцитов залегает несколько сравнительно небольших тел гнейсовидных гранитов. Из береговых обнажений вдоль р. Анюй (рис. 1) были отобраны пробы Ан. 1 и Ан. 2 таких гранитов. Это серые и буровато-серые мелкозернистые, гнейсовидные породы гранитной гипидиоморфно-зернистой структуры, насыщенные ксенолитами кристаллических сланцев и кварцитов. Граниты характеризуются неравномерно-зернистой структурой. Размеры индивидов кварца и полевого шпата колеблются от 0,025 до 1,5 мм. Наблюдаются идиоморфные выделения плагиоклаза, иногда с характерной дискретной зональностью, деформированные чешуйки биотита (некоторые биотиты замещены мусковитом), трещиноватость зерен кварца и полевого шпата, причем некоторые из них интенсивно раздроблены.

Двуслюдяные мелкозернистые граниты хунгарийской серии [4, 7], насыщенные ксенолитами кристаллических сланцев и кварцитов, проявлены в виде небольших трещинных тел. Нами были отобраны пробы (Ан. 3 и Ан. 4, см. рис. 1) в борту р. Бол. Эртукули из небольшого тела вблизи контакта со слюдяными сланцами. Структура этих гранитов неравномерно-зернистая, размер зерен от 0,05 до 2 мм (кварц) и до 2,5 мм (полевой шпат). Индивиды кварца и полевого шпата трещиноваты. Для породы характерны крупные (до 1,5 мм) кристаллы мусковита.

Из светло-серых мигматитов, протягивающихся широкой полосой (порядка 2 км) вдоль восточной стороны Анюйского выступа, отобраны пробы Ан. 5 и Ан. 6 (см. рис. 1). Это мелкозернистые породы (размер зерен не более 0,25 мм), для них характерны мелкие (до 0,075 мм) деформированные чешуйки слюды. Не всегда проявленная гнейсовидность обусловлена параллельными зонами скоплений слюд и мелкозернистых агрегатов кварца и полевого шпата между кварц-полевошпатовыми лентовидными полосками.

Пробы Ан. 7 и Ан. 8 отобраны из юго-западной части Гобиллинского массива среднезернистых биотитовых меланократовых гранитов хунгарийской серии [4, 7], обнажающихся вдоль р. Гобилли. Граниты

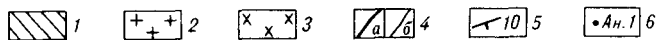
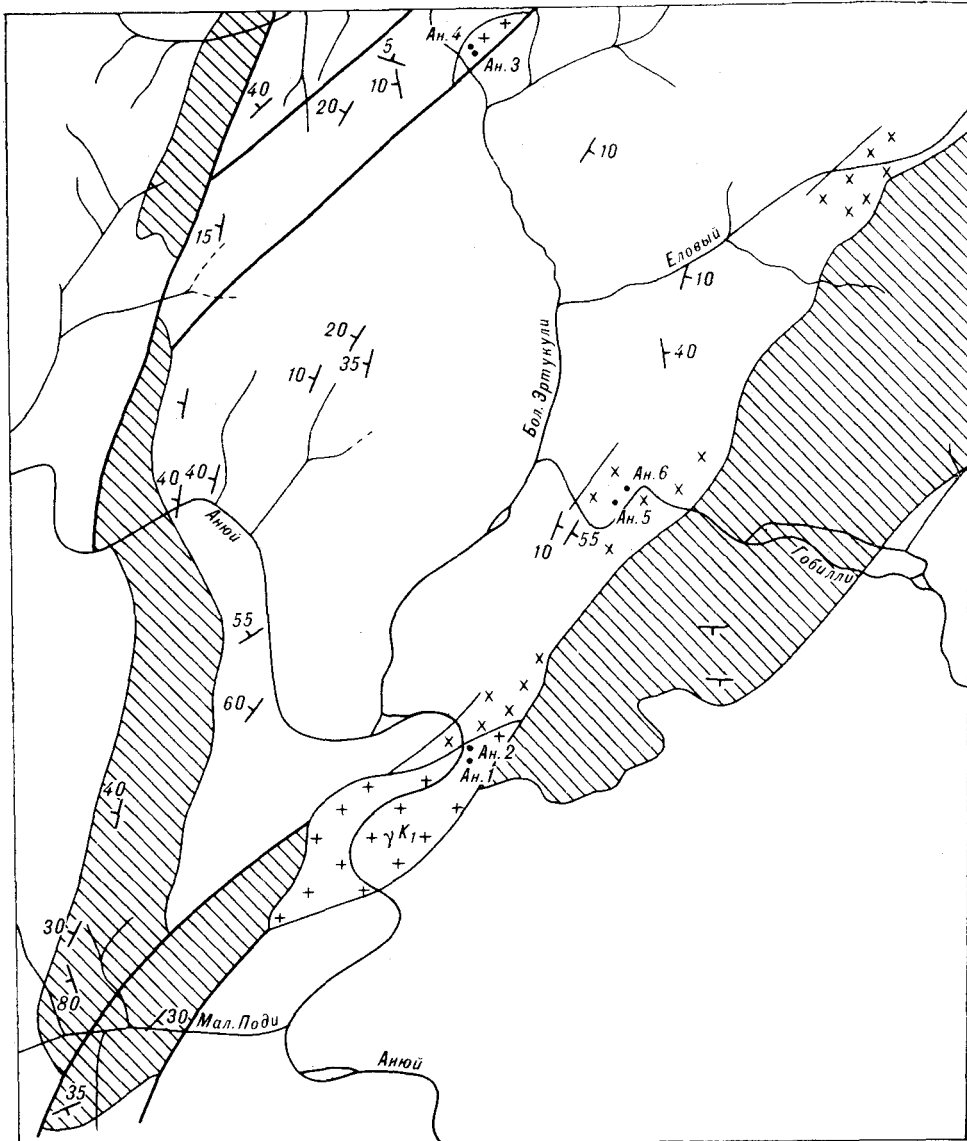


Рис. 1. Места отбора проб для изучения цирконов.

1 — метаморфизованные породы обрамления купола; 2 — хунгарийские граниты; 3 — мигматиты, 4 — разломы (а), стратиграфические и интрузивные контакты (б), 5 — залегание сланцеватости, 6 — места отбора проб.

неравномерно-зернистые, слабопорфировидные, размеры отдельных зерен плагиоклаза достигают 1 см. Для них характерна гипидиоморфно-зернистая структура.

Петрохимической особенностью изученных гранитов является их высокая глиноземистость, что выражается в присутствии в их составе двух слюд, кордиерита, граната, силлиманита, иногда андалузита [4, 8 и др.]. Среди акцессорных минералов тяжелой фракции гранитов и мигматитов наибольшее содержание имеют апатит и циркон, вместе с тем, в некоторых из них (пр. Ан. 4 и Ан. 7) наблюдаются лишь единичные зерна циркона. Он встречается как в виде включений во всех породообразующих минералах, так и в межзерновых участках. Цирконы были отобраны по общепринятой методике с разделением в тяжелых жид-

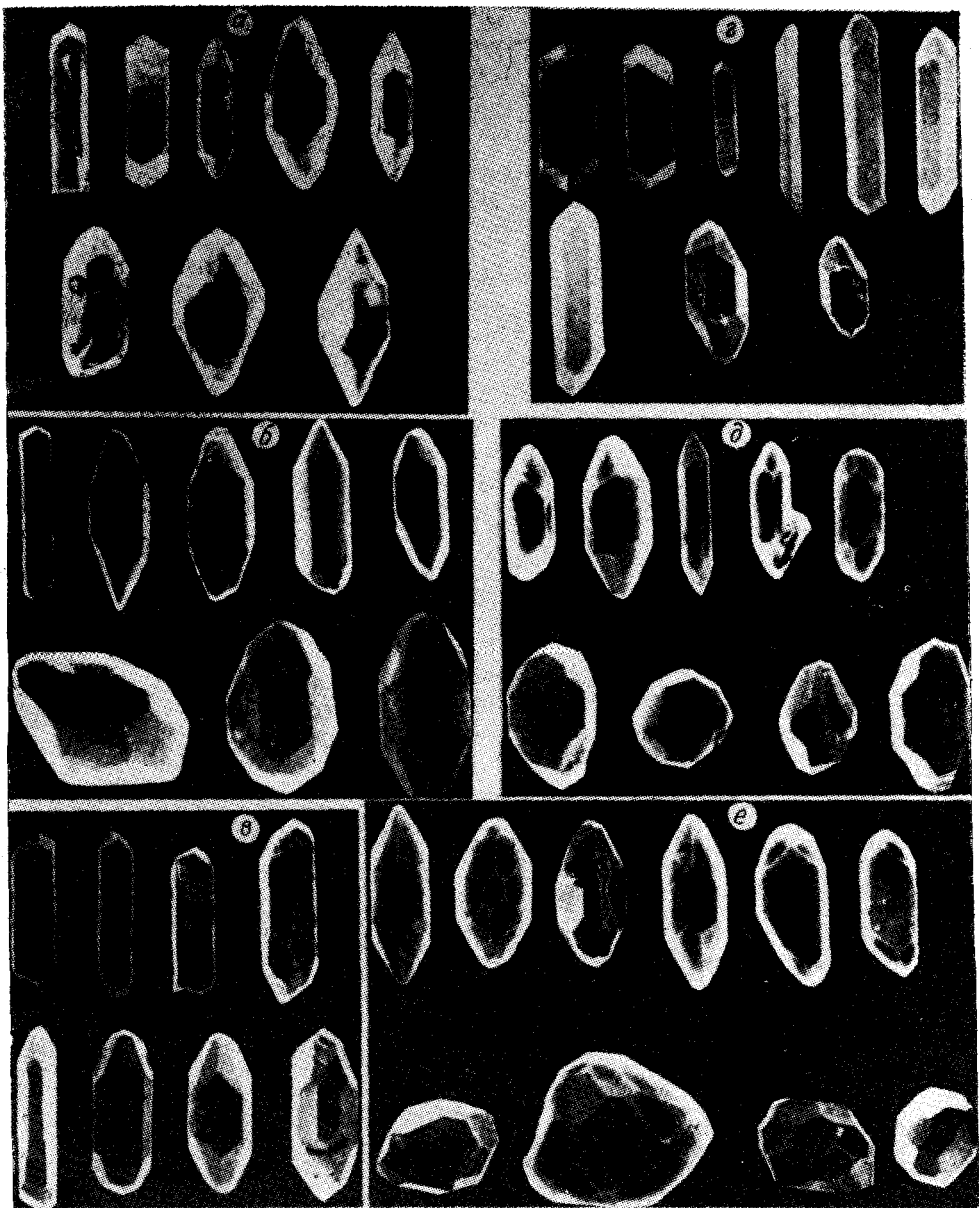
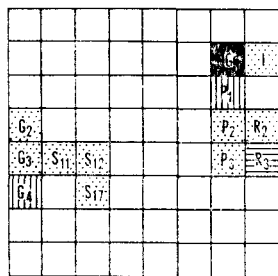


Рис. 2. Морфологические типы цирконов из гнейсовидных гранитов — Ан. 1 (а) и Ан. 2 (б); мелкозернистых гранитов — Ан. 3 (в); среднезернистых гранитов — Ан. 5 (д), магматитов — Ан. 5 (д) и Ан. 6 (е). Увеличение от 200 до 600.

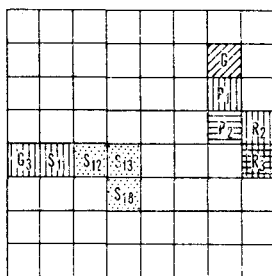
костях. Размер зерен циркона 0,1—0,3 мм по [001]. Облик минерала связан с развитием граней (331), (311), (111), (100) и (110).

Морфотипы цирконов из изученных пород представлены на рис. 2, результаты их морфологического изучения нанесены на типологическую диаграмму (рис. 3). Для цирконов гнейсовидных гранитов наиболее характерен призматический габитус (G). Встречаются удлиненные по [001] (от 1:5 до 1:10) кристаллы. У цирконов второй пробы этих же пород развиты как призматические, так и пирамидальные грани. Однако призматический габитус (G, P) кристаллов преобладает. Здесь также встречаются удлиненные по [001] кристаллы (от 1:5 до 1:12). У цирконов из мелко- и среднезернистых гранитов преобладает призматический габитус (G, P), наблюдается удлинение (от 1:5 до 1:12) у некоторых кристал-

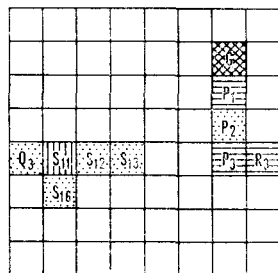
Ан. 1



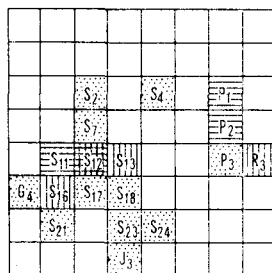
Ан. 2



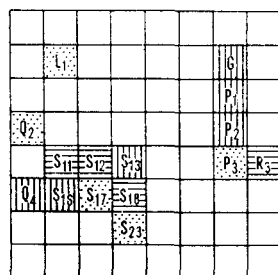
Ан. 3



Ан. 5



Ан. 6



Ан. 8

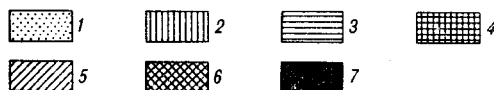
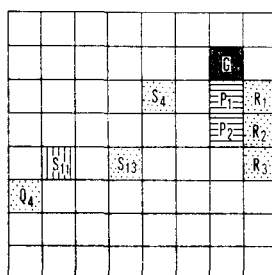


Рис. 3. Результаты морфологического изучения цирконов ($n=100$ для каждой пробы) из гранитов и мигматитов Анюйского выступа на типологической диаграмме по [9, 10].
 1 — 0–5 %, 2 — 5–10 %, 3 — 10–20 %, 4 — 20–30 %, 5 — 30–40 %, 6 — 40–50 %, 7 — > 50 %.

лов. Большинство зерен циркона среднезернистых гранитов имеет удлинение по [001] (от 1:5 до 1:10), тогда как в мелкозернистых породах подобная морфологическая особенность установлена лишь в некоторых кристаллах.

В целом, для цирконов из гнейсовидных, мелко-среднезернистых и граковые наборы основных нитов наблюдаются одинаково-морфологических типов: $G, P_{1-3}, R_3, Q_{3,4}, S_{11,12,13}$.

Цирконы из мигматитов характеризуются большим разнообразием морфотипов, преобладают пирамидальные облики кристаллов (Q, S). В этих пробах встречаются антедральные, неокатанные кристаллы. У незначительной части кристаллов наблюдается удлинение по [001] до 1:7.

Характерной особенностью всех цирконов является четкая кристаллическая огранка, однако идеально симметричные кристаллы редки, часто битые сеткой мелких трещин.

Отдельные кристаллы расколоты, что, наблюдается как бы «однобокое» развитие циркона. Поверхность граней гладкая, в большинстве случаев блестящая, лишь при увеличении в 600–1000 раз видны незначительные следы растворения.

Часть цирконов насыщены включениями: пузырчатые полупрозрачные или черные шестоватые, расположенные произвольно. Основная масса цирконов прозрачные, лишь единичные кристаллы мутные, белые, разбитые сеткой мелких трещин. Отдельные кристаллы расколоты, что, вероятно, является результатом дробления проб перед разделением на монофракции. Иногда в кристаллах наблюдается тонкоритмичная внутренняя зональность.

Можно выделить три основных вида окраски цирконов: светло-желтая, желто-коричневая, коричневая. В разных пробах преобладает тот или иной вид. Так, для гнейсовидных и мелкозернистых гранитов характерны желто-коричневые цирконы. Некоторые зерна имеют двойную окраску: грани призмы желтого оттенка, а грани пирамиды более темные, коричневатого оттенка. А для мигматитов и среднезернистых гранитов более типичны светло-желтые окраски цирконов. Среди первых встречаются желто-серые с зеленоватым оттенком разности цирконов. Они прозрачны,

без каких-либо включений и трещин. Эти индивиды имеют пирамидальный облик (S_{17} , S_{18} , S_{23}). Часть цирконов из среднезернистых гранитов бесцветные, иногда в них наблюдаются бесцветные призматические грани и окрашенные в желто-коричневые тона пирамидальные.

Итак, характерными морфологическими особенностями цирконов изученных пород Анюйского выступа являются высокий идиоморфизм, призматический габитус цирконов из гнейсовидных (Ан. 1, Ан. 2), мелкозернистых (Ан. 3) и среднезернистых (Ан. 8) гранитов и доминирующее развитие пирамидальных граней цирконов из мигматитов (Ан. 5, Ан. 6), высокая прозрачность основной массы цирконов, желто-коричневые тона окраски минералов из гнейсовидных и мелкозернистых гранитов и светло-желтые – у цирконов из мигматитов и среднезернистых гранитов.

На основании изучения морфологических особенностей цирконов Анюйского выступа можно сделать следующие выводы:

1. Разнообразие морфологических типов, а также структурное положение цирконов среди порообразующих минералов свидетельствуют, что кристаллизация цирконов происходила начиная с самых ранних этапов формирования пород (включения цирконов в плагиоклазе, биотите, кварце и полевом шпате) и до полной консолидации (наличие цирконов в межзерновом пространстве). Более того, отсутствие постепенного перехода между морфологическими типами цирконов (см. рис. 3) говорит о многоступенчатом характере формирования пород.

2. Разные основные морфологические типы цирконов из гранитов и магматитов свидетельствуют о различных условиях их образования, т. е. граниты и мигматиты Анюйского выступа не связаны между собой общностью происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Библикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. – М.: Наука, 1989.
2. Бродская Р. Л., Марина Е. Ю., Шнай Г. К., Саминина И. А. Реставрация условий и кинетики становления гранитов редкометалльных формаций по кристалломорфологии акцессорного циркона // ЗВМО. – 1986. – Вып. 1, ч. 115. – С. 50–62.
3. Змиевский Ю. П. Анюйский выступ и комплексы основания мезозойд Приамурья: Автореф. канд. дис. – Хабаровск, 1980.
4. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. – М.: Наука, 1967.
5. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. – Л.: Наука, 1983. – С. 66–97.
6. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. – М.: Наука, 1986.
7. Мартынюк М. В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента Сихотэ-Алиньской складчатой области // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. – Владивосток, 1973. – С. 187–188.
8. Приходько В. С., Бехтольд А. Ф., Бердников Н. В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. – М.: Наука, 1985.
9. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. – 1980. – V. 73. – P. 207–220.
10. Pupin J. P., Turco G. Une typologie originale du zircon accessoire // Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. – 1972. – V. 95. – P. 348–359.

(Адрес подписчика)