

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1987

СОДЕРЖАНИЕ

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР	3
Кейльман Г. А., Пучков В. Н. Метаморфизм и геодинамика	20
Баржицкий В. В. Тектонические черты северо-восточной части Балтийского щита по космогеологическим данным	29
Щипарский А. А. Гранитогнейсовые купола в структуре раннего докембрия района Курской магнитной аномалии	39
Кропоткин П. Н., Мацкив Б. В., Ковалев Ю. В., Макеев В. М. Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты)	52
Цуканов Н. В., Зинкевич В. П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка)	63
Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Ельников Е. Н., Каледа К. Г., Коган Л. И. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в Экваториальной Атлантике	78
Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Имаев В. С., Савостин Л. А. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны	94
Прозоров Ю. И., Шеменда А. И. Геодинамика Эгейского региона	109

Краткие сообщения

Борзунов В. А., Милютин С. А., Геншафт Ю. С. Разуплотнение глинистых пород при их нагревании под давлением	119
--	-----

Хроника

Памяти Сергея Акимовича Захарова	123
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1987 г.	125

CONTENTS

Zonenshain L. P., Kuz'min M. I., Natapov L. M. Phanerozoic palinspastic reconstructions in the territory of the USSR	3
Keyl'man G. A., Puchkov V. N. Metamorphism and geodynamics	20
Barzhitsky V. V. Tectonic features of the Baikalian shield northeast part according to cosmogeological data	29
Shchipansky A. A. Granite-gneissic domes in the early Precambrian structure of the Kursk magnetic anomaly region	39
Kropotkin P. N., Matskiv B. V., Kovalev Yu. V., Makeev V. M. The nappe structure of the Rakhov massif (East Carpathians)	52
Tsukanov N. V., Zinkevich V. P. The Kumroch range tectonics (East Kamchatka)	63
Perfilyev A. S., Pushcharovsky Yu. M., El'nikov E. N., Kaleda K. G., Kogan L. I. Tectonic structure of the Sierra Leone uplift in the Equatorial Atlantic	78
Parfenov L. M., Koz'min B. M., Imaev V. S., Savostin L. A. Tectonic nature of the Olekmo-Stanovoy seismic zone	94
Prozorov Yu. I., Shemenda A. I. Geodynamics of the Aegean region	109

In Brief

Borzunov V. A., Milyutin S. A., Genshapht Yu. S. Unconsolidation of argillaceous rocks while heating under pressure	119
---	-----

Chronicle

Memorial of Sergey Akimovich Zakharov	123
Annual Directory of «Geotectonics» journal for 1987	125

УДК 551.242(47+57)

ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И., НАТАПОВ Л. М.

**ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ТЕРРИТОРИИ СССР**

18 палинспастических реконструкций воссоздают историю формирования сложной структуры территории СССР. Она образована множеством блоков, некогда разобщенных и проделавших, прежде чем соединиться в единое целое, огромный путь по земной сфере. Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в начале палеозоя в Южном полушарии и были разделены широким океаном. В дальнейшей истории на фоне общего смещения континентов на север происходило закрытие океанов и многочисленные столкновения континентов. Противоположные процессы, обусловленные растяжением, также восстанавливаются в геологической истории СССР. С ними было связано раскрытие Палео-Азиатского, Уральского, Палео-Тетиса, Тетиса, Южно-Анжуйского и некоторых других океанов. Впоследствии кора этих океанов почти полностью была поглощена в зонах субдукции.

ВВЕДЕНИЕ

Основные черты геологии территории СССР показаны на рис. 1. На нем оконтурены выходы докембрийских пород, древние платформы — Восточно-Европейская и Сибирская — и многочисленные срединные массивы в складчатых поясах; все они представляют собой остатки прежних континентов и микроконтинентов. В пределах складчатых поясов, разделяющих платформы, показано распространение офиолитов — остатков древней океанической коры, причем независимо от того, возникла ли эта кора в осях спрединга открытых океанов или в тыловых бассейнах окраинных морей. Так как складчатые пояса возникли на месте прежних океанов за счет сближения и конечного столкновения ограничивающих их континентов, в их пределах распространены комплексы пассивных и активных окраин континентов (на рис. 1 не показаны). Из этой в общем простой карты следует очевидный вывод, который раньше звучал как последовательное разрастание платформ за счет геосинклиналей, а теперь, как то, что территория СССР возникла в результате последовательного закрытия океанов и столкновения континентов, которое происходило на протяжении всего фанерозоя.

В основу предлагаемых вниманию читателя реконструкций положено взаимное положение Восточно-Европейского и Сибирского континентов, рассчитанное по палеомагнитным данным и по траекториям движения этих континентов над горячими точками [4]. Все реконструкции даны в абсолютной системе координат, показывая истинное положение континентов на земной сфере. Положение микроконтинентов восстановлено во многом условно, по редким палеомагнитным данным и по палеоклиматическим критериям (по распространению комплексов — индикаторов климата), а также исходя из геологических материалов (по распространению комплексов — индикаторов прошлых геодинамических обстановок).

При составлении реконструкций использовано множество публикаций по геологии нашей страны. Две новейшие сводки, принадлежащие В. Е. Хаину [2] и Н. В. Короновскому [1], имели для нас наибольшее значение.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Ранний кембрий, 540 млн. лет (рис. 2, а). Оба главных континента, Восточно-Европейский и Сибирский, находились в это время в Южном полушарии. Они были отделены друг от друга, а также от Вос-

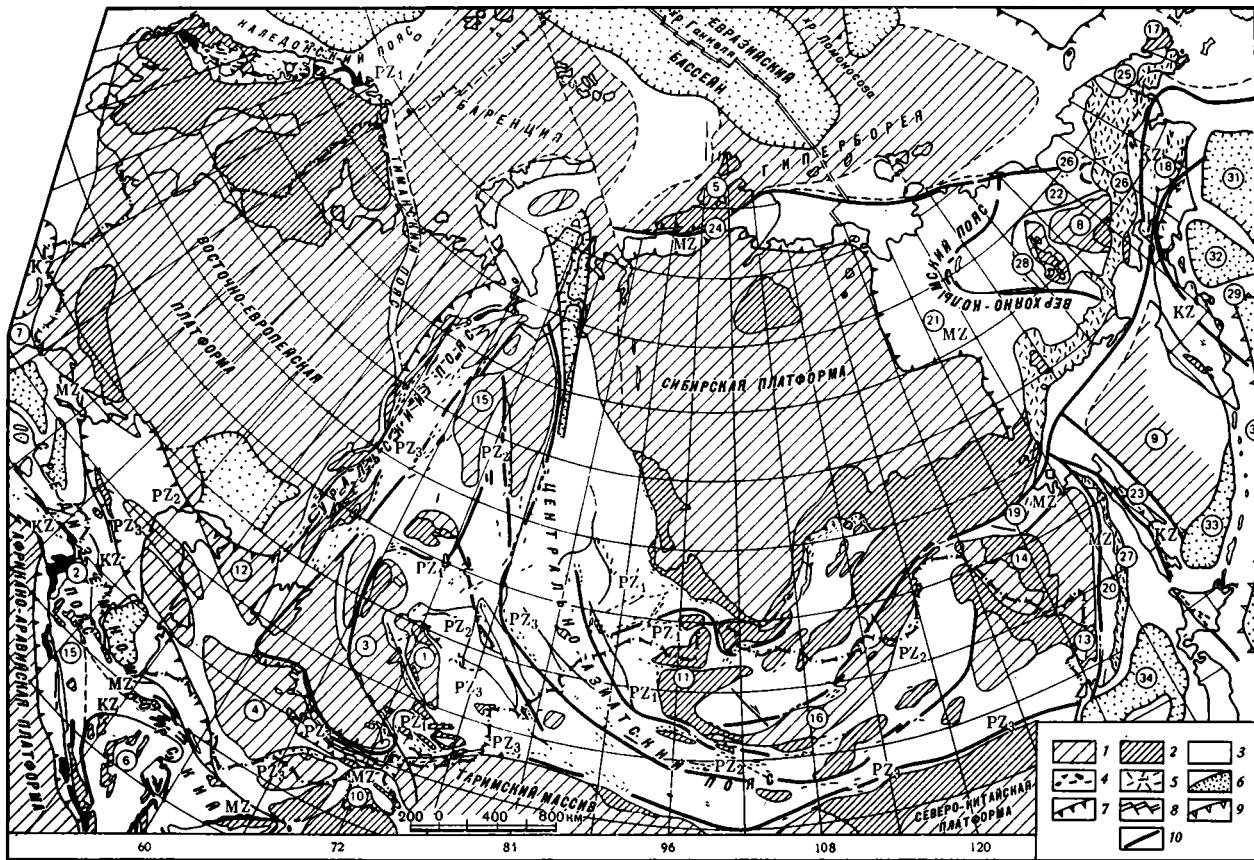


Рис. 1. Тектоническое районирование территории СССР

1 — выступы докембрийского основания, 2 — докембрийское основание под более молодыми отложениями, 3 — складчатые пояса, 4 — офиолиты, 5 — окраинно-континентальные вулканические пояса Восточной Азии, 6 — бассейны с океанической корой, 7 — фронт шарьяжей, 8 — ось спрединга, 9 — зона субдукции, 10 — шовные зоны и крупные свдиги. Цифрами обозначены Древние массивы: 1 — Атасу-Моинтинский, 2 — Нахичеванский (Даралагезский), 3 — Казахстан-Северо-Тяньшанский, 4 — Каракумский, 5 — Карский, 6 — Лутский, 7 — Мизийский, 8 — Омолонский, 9 — Охотоморский, 10 — Памирский, 11 — Тувино-Монгольский, 12 — Устьуртский, 13 — Ханкайский, 14 — Хингано-Буреинский, 15 — Ханты-Мансийский, 16 — Центрально-Иранский, 17 — Эскимосский; складчатые пояса: 18 — Корьякско-Камчатский, 19 — Монголо-Охотский, 20 — Сихотэ-Алиньский; складчатые зоны: 21 — Верхоянская, 22 — Олойско-Алазейская, 23 — Сахалинская, 24 — Таймырская, 25 — Чукотская, 26 — Южно-Анжуйская; прочие структуры: 27 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 28 — Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, 29 — Магматический пояс хр. Черского, 30 — Алеутская островная дуга, 31 — Курило-Камчатская островная дуга; котловины окраинных морей: 32 — Алеутская, 33 — Командорская, 34 — Южно-Охотская, 35 — Япономорская. Индексами указаны время главных складчатых деформаций

точной Гондваны Палео-Азиатским океаном шириной около 4000 км. Предполагается, что внутри этого океана находились один или несколько микроконтинентов, отвечающих древним массивам Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Океан со стороны континентов был обрамлен пассивными окраинами, однако внутри него восстанавливается протяженная зона субдукции. Она маркируется кембрийскими островодужными комплексами Чингиза, Салаира, Кузнецкого Алатау, Минусинской зоны, Восточной Тувы. Мы предполагаем, что была единая система островных дуг, протягивавшаяся от Восточной Европы на север на протяжении 5000 км. С этой островодужной системой, Чингиз-Тувинской, сближались Сибирь и Тувино-Монгольский массив. На востоке, вблизи границы с Восточной Гондваной, в Палео-Азиатском океане, по-видимому, располагалась ось спрединга. Исходя из глобальных реконструкций, расстояние между Сибирью и Восточной Гондваной увеличивалось, что могло быть следствием лишь раскрытия океанического бассейна. Забегая вперед, скажем, что эта общая схема расположения границ плит оставалась той же на протяжении почти всего палеозоя: меридиональная зона субдукции, протягивавшаяся примерно вдоль 90° в.д., и приближавшиеся к ней континенты и микроконтиненты, в особенности микроконтиненты, отколовшиеся от Восточной Гондваны и перемещавшиеся на запад и северо-запад.

Поздний кембрий, 490 млн. лет (рис. 2, б). Столкновение Сибири и Тувино-Монгольского континента с Чингиз-Тувинской дугой привело к салаирской складчатости и внедрению гранитных батолитов. Вдоль молодой континентальной окраины возникла новая зона субдукции внутри Палео-Азиатского океана. Продолжали быть активными оси спрединга в восточной части океана. В это время, вероятно, от Восточной Гондваны был отколот Таримо-Каракумский микроконтинент, который начал двигаться навстречу казахстанским массивам. Внутри океана показан Алтайский блок, отвечающий мощным обломочным толщам Горного Алтая и Западного Саяна. Эти толщи трактовались как остатки огромного подводного конуса выноса, накапливавшегося у подножия какого-то континента. Условно этот конус нанесен вблизи Китайского континента.

Средний — поздний ордовик, 460 млн. лет (рис. 2, в). Палео-Азиатский океан сильно увеличился в размерах по широте, достигнув 5000 км в ширину. В его центре вблизи зоны субдукции происходило столкновение древних массивов Центрального Казахстана со Степняк-Бетпақдалинской дугой и формирование, за счет спаивания мелких блоков, более крупного Казахстанского микроконтинента. К этому времени относится раскол северной (в прошлых координатах) окраины Восточно-Европейского континента и раскрытие Уральского палеоокеана.

Силур, 430 млн. лет (рис. 2, г). Тенденция, наметившаяся еще в кембрии, становится все более очевидной в среднем палеозое: континенты «стягиваются» к меридиональной зоне субдукции и одновременно на востоке расширяются новые океанические бассейны, в частности Туркестанский бассейн между Таримо-Каракумским и Казахстанским микроконтинентами.

Ранний девон, 400 млн. лет (рис. 2, д). В это время происходят столкновения: 1) Восточно-Европейского и Северо-Американского континента с закрытием океана Япетус, формированием каледонского складчатого пояса и созданием континента Евразия; 2) Казахстанского микроконтинента с Чингизской островной дугой; 3) Сибирского континента с Тувино-Монгольским микроконтинентом и Алтайским блоком с формированием складчатого пояса Саян и Алтая и наращиванием окраины Сибири. После столкновений возникла новая зона субдукции, примерно в том же месте (в абсолютных координатах), что и предыдущая, но в ее тылу оказались Сибирь и Казахстанский микроконтинент. В девоне образуется зона субдукции на границе Уральского палеоокеана и Восточной Европы. Океаническое пространство между Сибирью, Евразией, Казахстаном и Восточной Гондваной достигло максимальных раз-

меров и составляло многие тысячи километров. С девона начинается сокращение этого океана и постепенное сближение главных континентальных масс, из которых в будущем сложилась Лавразия.

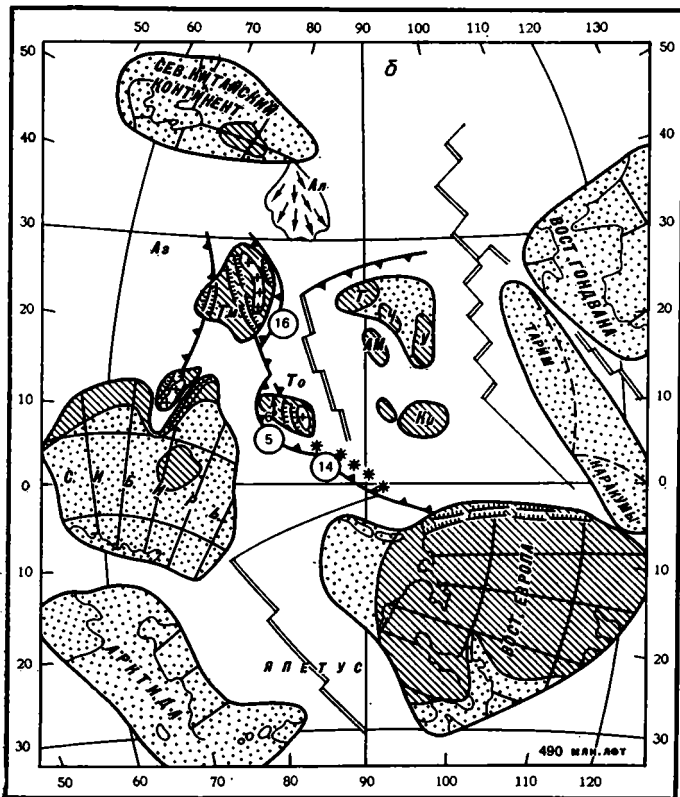
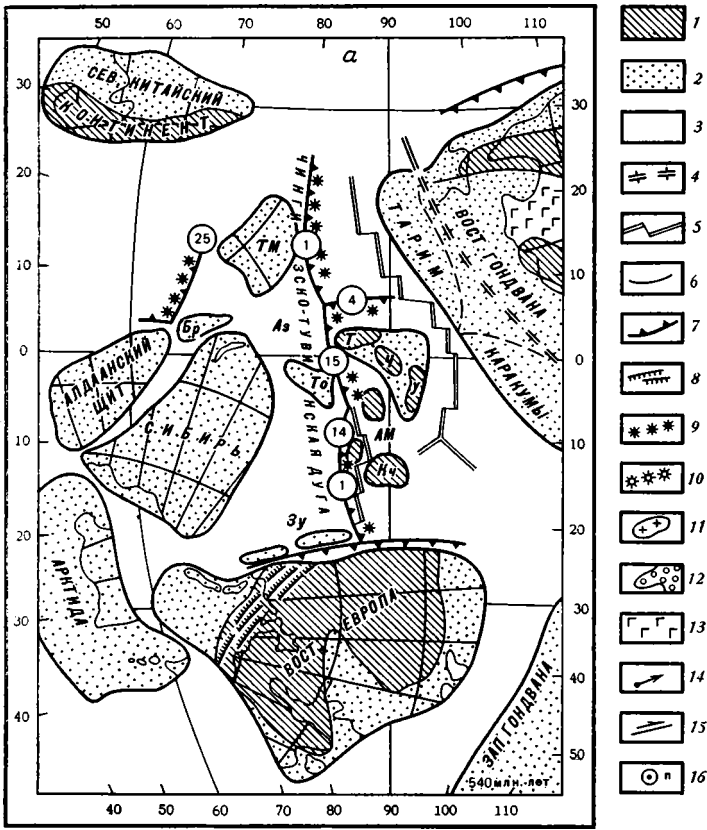
Поздний девон, 370 млн. лет (рис. 2, е). К концу девона, вероятно, полностью прекратился спрединг в прежнем Палео-Азиатском океане. Вместе с тем продолжалось расширение океана на востоке, где была образована кора океана Палео-Тетис. Все лавразийские континенты были опоясаны зонами субдукции, в которых быстро поглощалась кора разделявших их океанов. Вместе с тем к данному времени относится раскол Восточной Европы; Днепровско-Донецкий авлакоген можно считать отмершей ветвью трехлучевого рифта, из основных ветвей которого возникли оси спрединга, отколовшие от Восточной Европы Усть-Уртский микроконтинент. Океаническое ложе Прикаспийской впадины, по-видимому, было образовано из этих спрединговых центров или, если допустить более раннее образование океанической коры, дополнительно расширено в девоне.

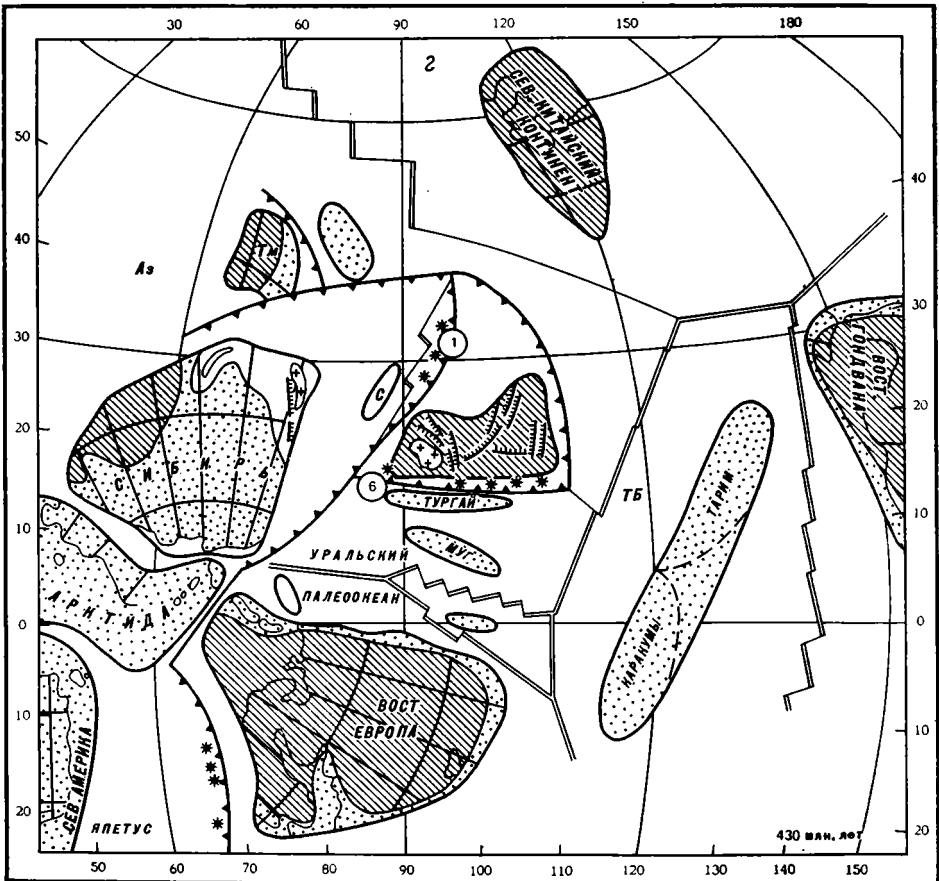
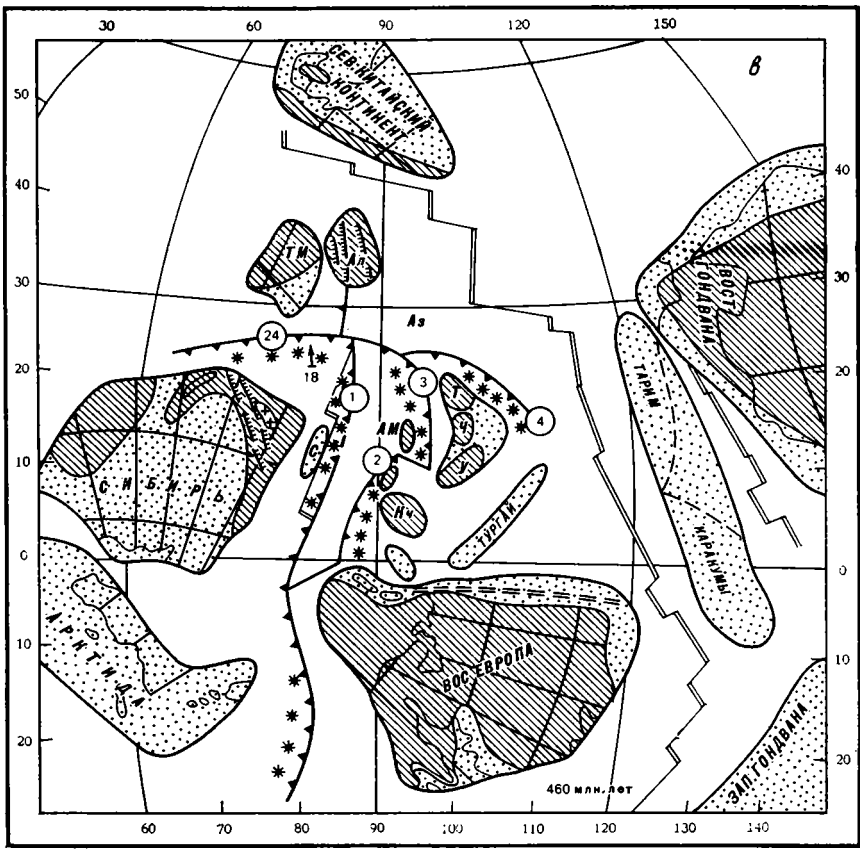
Ранний карбон, 340 млн. лет (рис. 2, ж). Продолжается сближение Сибири, Казахстана и Евразии. Вулканические пояса Рудного Алтая, Джунгаро-Балхашской области, Тянь-Шаня и Урала являются свидетелями субдукции и поглощения океанической коры.

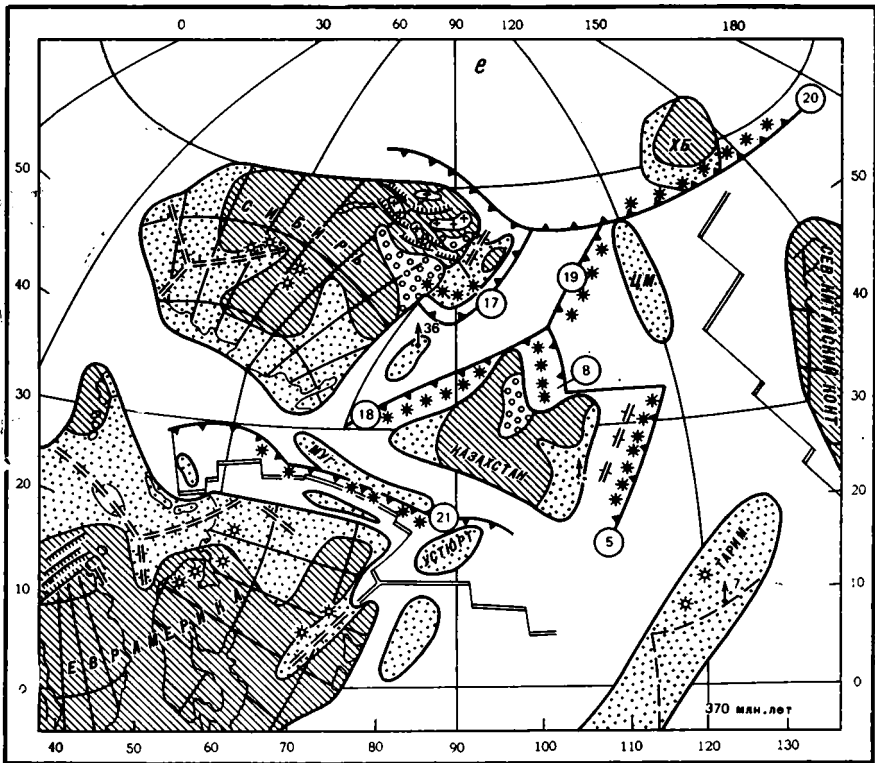
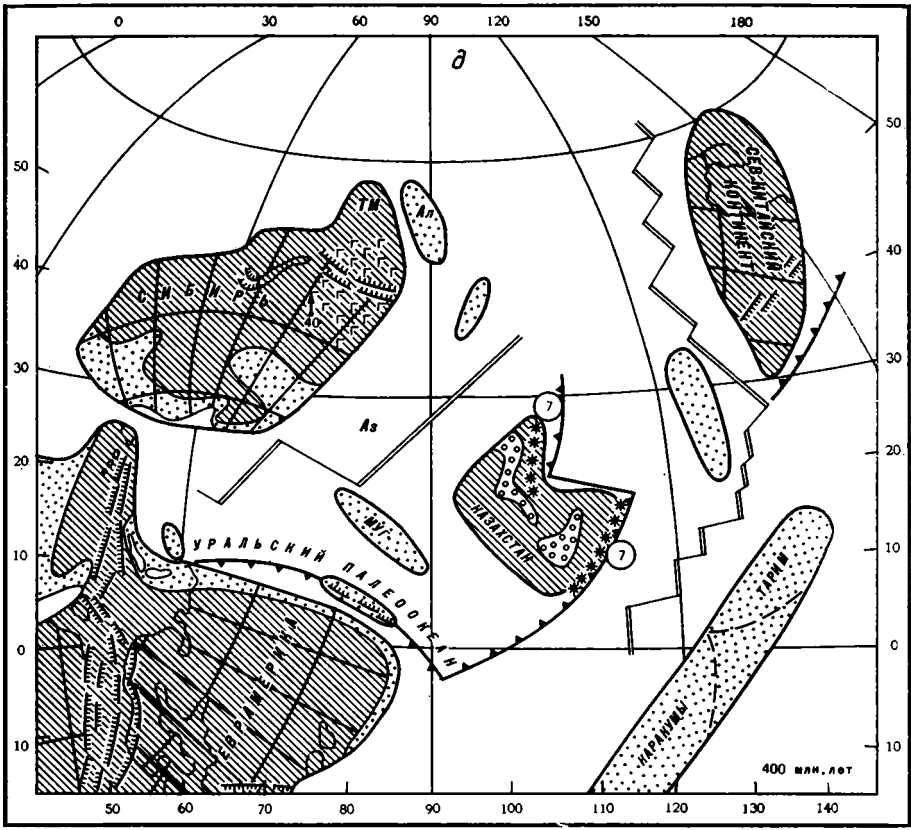
Средний — поздний карбон, 310 млн. лет (рис. 2, з). Это время начала континентального столкновения вдоль всех позднепалеозойских зон субдукции. Казахстан сближался с Сибирью и Восточной Европой, к Казахстану придвигался Таримо-Каракумский микроконтинент, а вслед за ним двигался на запад Таджикский микроконтинент. Протяженная зона субдукции возникла вдоль юго-восточного края Евразии, и к ней был придвинут Усть-Уртский микроконтинент. Океаническое ложе Прикаспийской впадины оказалось в ловушке, впадина стала замкнутым бассейном, что привело в ранней перми к выпариванию воды и накоплению мощной эвапоритовой толщи. К восточному краю Сибири в районе Северной Монголии в это время подошли Центрально-Монгольский и

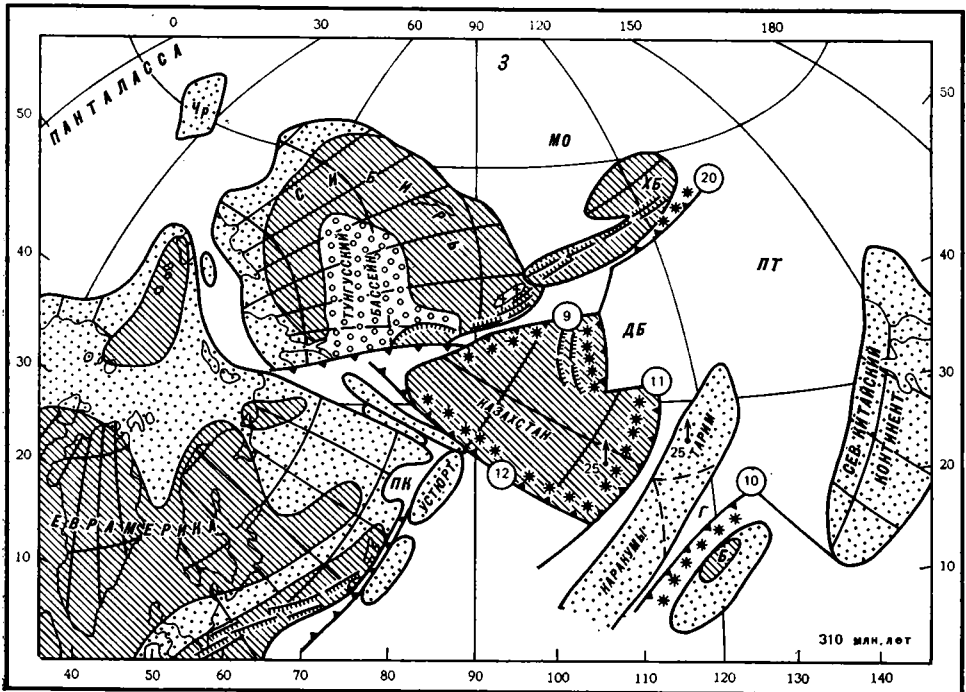
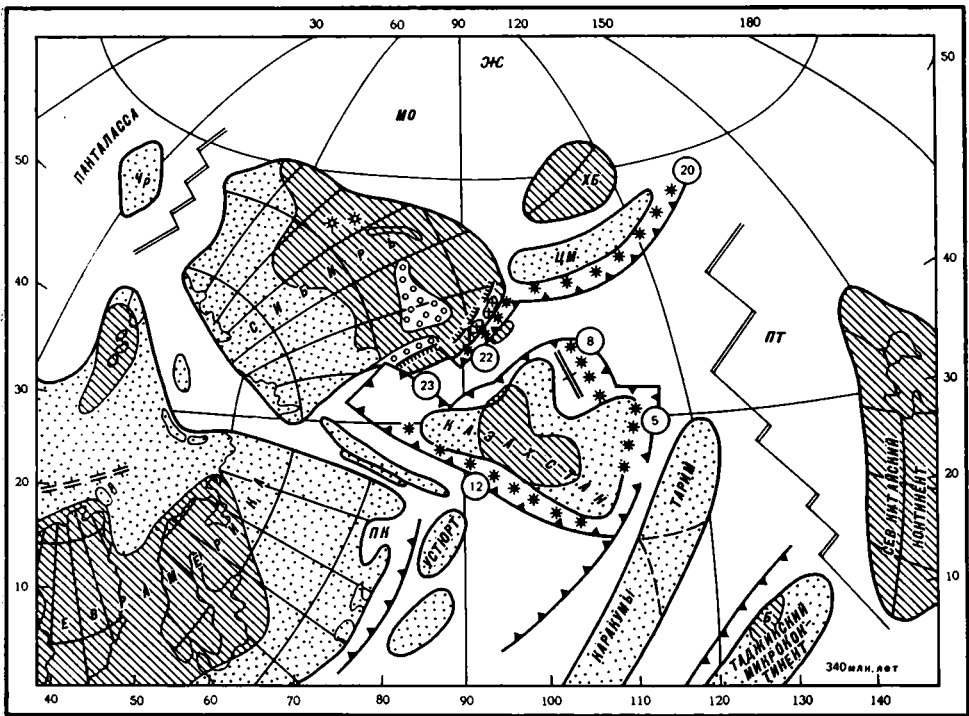
Рис. 2 (а—т). Развитие структуры территории СССР

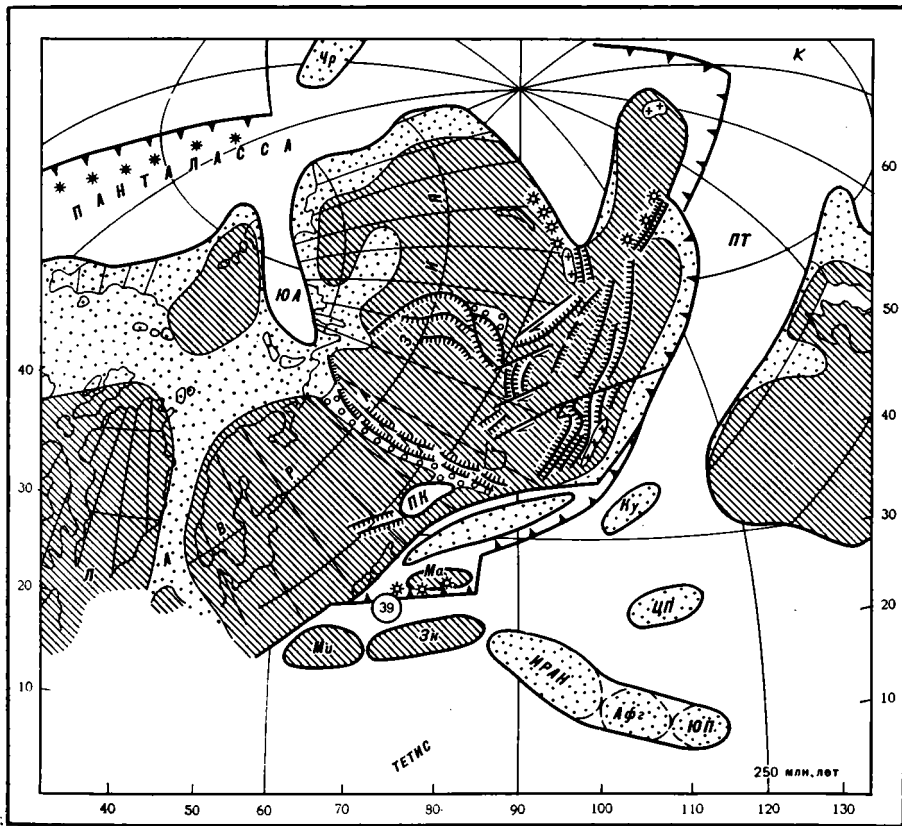
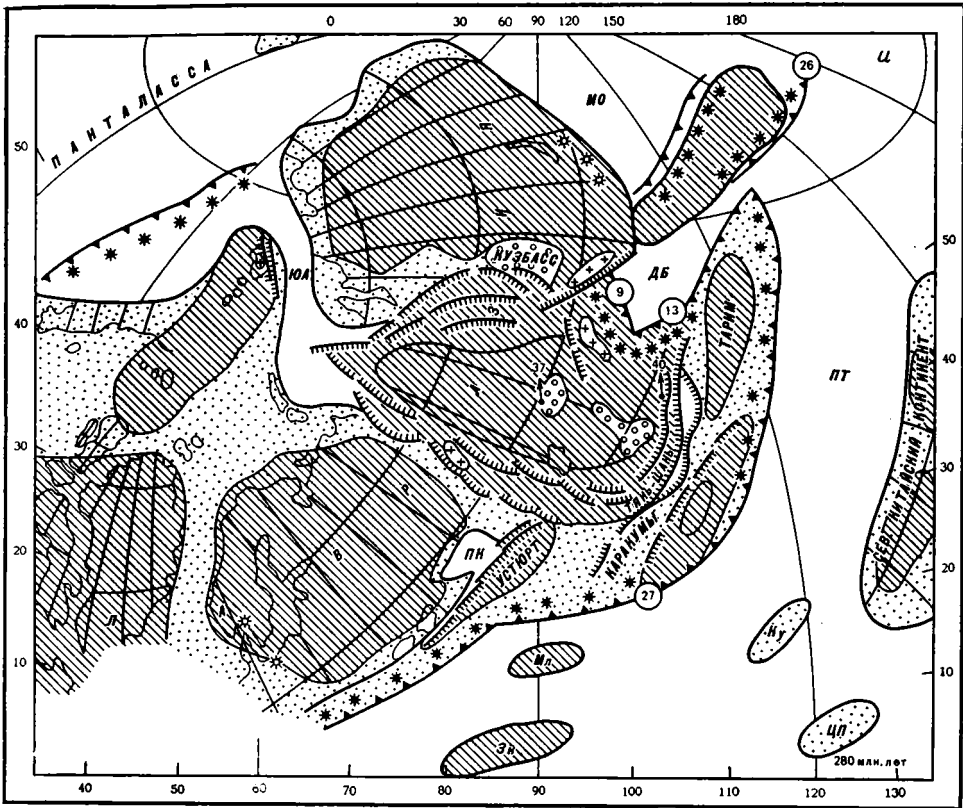
1 — суша, 2 — мелководные моря, 3 — океанические бассейны, 4 — континентальные рифты, 5 — оси спрединга, 6 — трансформные разломы, 7 — зоны субдукции, 8 — зоны столкновения, обдукции и складчатости, 9 — известково-щелочной вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин, 10 — щелочной вулканизм горячек точек, 11 — граниты и гранитоидные купола, 12 — молассовые впадины, 13 — траппы, 14 — палеомагнитные вектора и значения палеоширот, 15 — сдвиги, 16 — географический северный полюс. Буквами обозначены докембрийские и другие массивы и крупные чужеродные блоки: А — Алазейский, Ал — Алтайский, АМ — Атасу-Моинтинский; Афг — Афганский, Б — Байсунский, Бр — Баргузинский, ВС — Восточно-Сахалинский, Зк — Закавказский, Зу — Зауральский, Кч — Кокчетавский, КУ — Курговатский, Ма — Манерский, МК — Малокурильский, МИ — Мизийский, МУ — Мугуджарский, ОЛ — Олюторский, Ом — Омолонский, ОХ — Охотоморский, Охт — Охотский, С — Салаирский, СА — Сихотэалинский, Т — Северо-Тяньшаньский, Тм — Таймырский, То — Томский, ТМ — Тувино-Монгольский, У — Улутасский, ХБ — Хингано-Буренский, ЦМ — Центрально-Монгольский, ЦП — Центральный Памир, Чк — Чукотка, Чр — Черского, Ч — Чуйский, ЮП — Южный Памир; океанические бассейны: Ад — Акдамский, Аз — Палеоазиатский, БК — Большекавказский, Г — Гиссарский, ДБ — Джунгаро-Балхашский, ЕА — Евразийский, К — Канадский (Евразийский), М — Макарова, МО — Монголо-Охотский, Об — Обский, ПК — Прикаспийский, ПТ — Палео-Тетис, ТБ — Туркестанский, ЮА — Южно-Ануйский. Вулканические дуги и пояса: 1 — Чингизская, 2 — Степнякская, 3 — Бетпакалинская, 4 — Северо-Тяньшаньская, 5 — Южно-Тяньшаньская, 6 — Марьевская, 7 — Краевой вулканический пояс Казахстана, 8 — Северо-Балхашская, 9 — Балхашский краевой вулканический пояс, 10 — Гиссарская, 11 — Бельгау-Кураминский пояс, 12 — Валерьяновский пояс, 13 — Илийский пояс, 14 — Салаирская, 15 — Минусинская, 16 — Тувинская, 17 — Рудноалтайская, 18 — Жарминская, 19 — Саурская, 20 — Южномонгольская, 21 — Магнитогорская, 22 — Чарская, 23 — Томь-Кольванская, 24 — Восточно-Саянская, 25 — Витимская, 26 — Внутримонгольский пояс, 27 — Евразийский пояс, 28 — Уяндино-Ясачненская, 29 — Сихотэ-Алиньская, 30 — Малокавказская, 31 — Ануйско-Святоноская, 32 — Охотско-Чукотский пояс, 33 — Сихотэ-Алиньский пояс, 34 — Восточно-Сахалинская, 35 — Бауэрская, 36 — Камчатская, 37 — Эльбурс, 38 — Карпатская, 39 — Большекавказская, 40 — Гиндукушская, 41 — Кони-Мургальская, 42 — Олойская, 43 — Олюторская, 44 — Анадыро-Бристольская, 45 — Аджаро-Триалетская, 46 — Иранская, 47 — Алеутская. Реконструкции от 540 до 130 млн. лет выполнены на проекции Лемберта с центром 90° в. д.; реконструкция от 110 до 35 млн. лет — на полярной проекции с центром 90° с. ш.

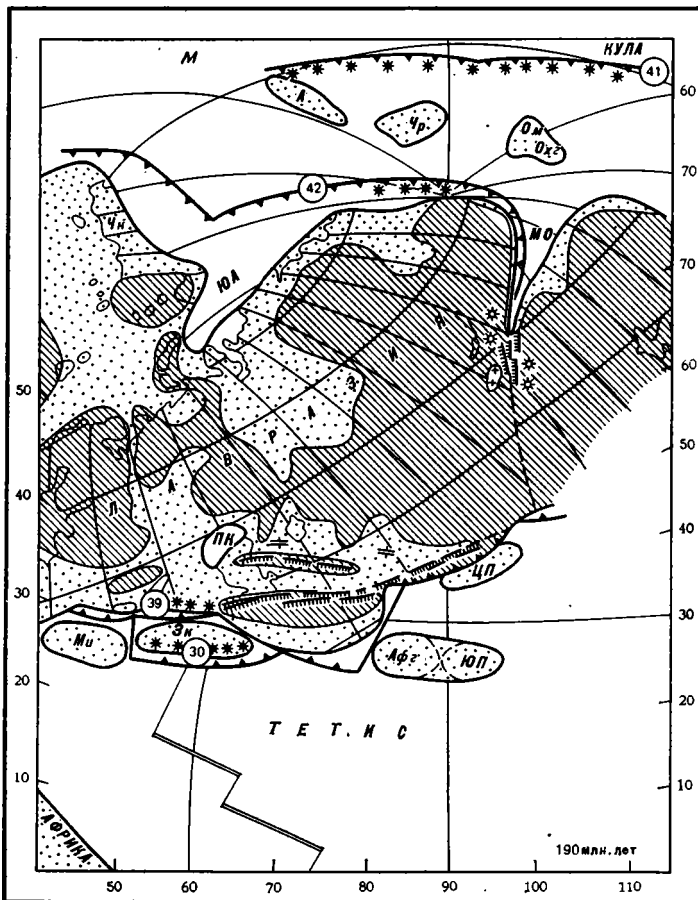
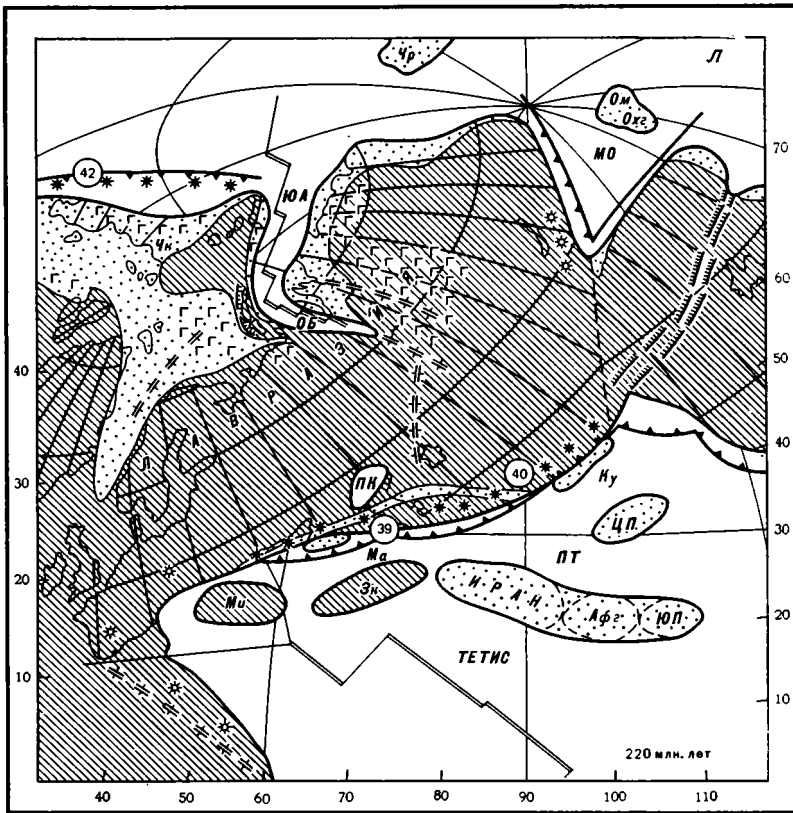


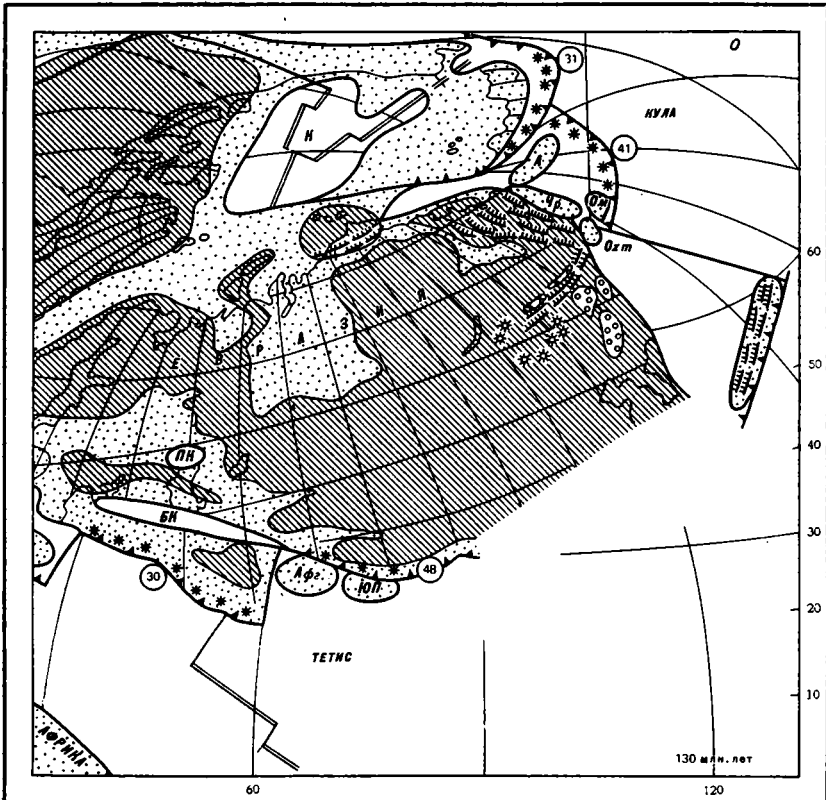
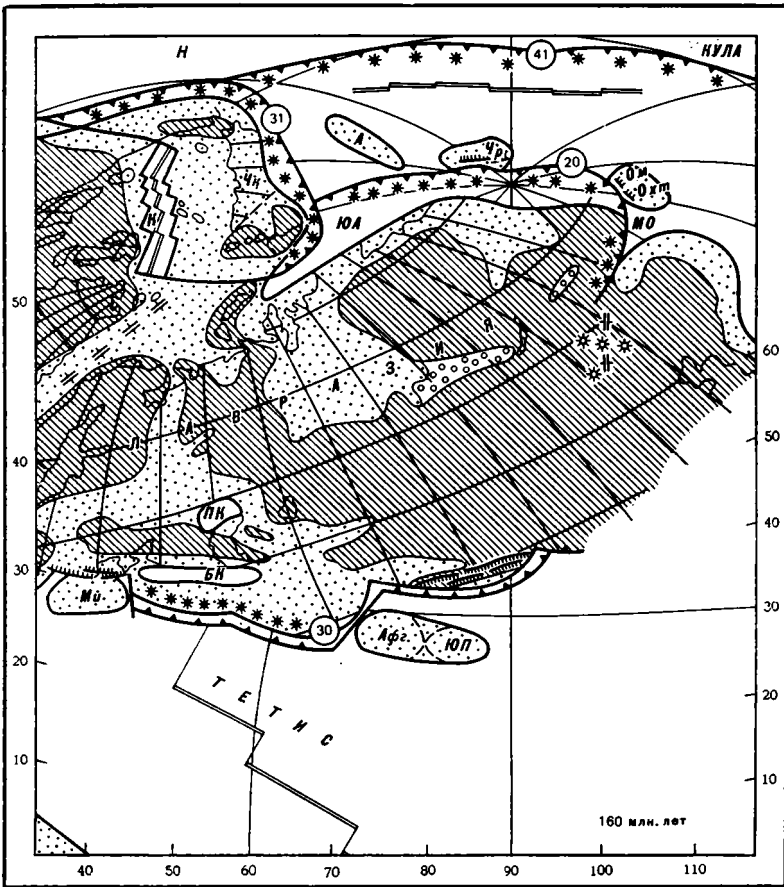


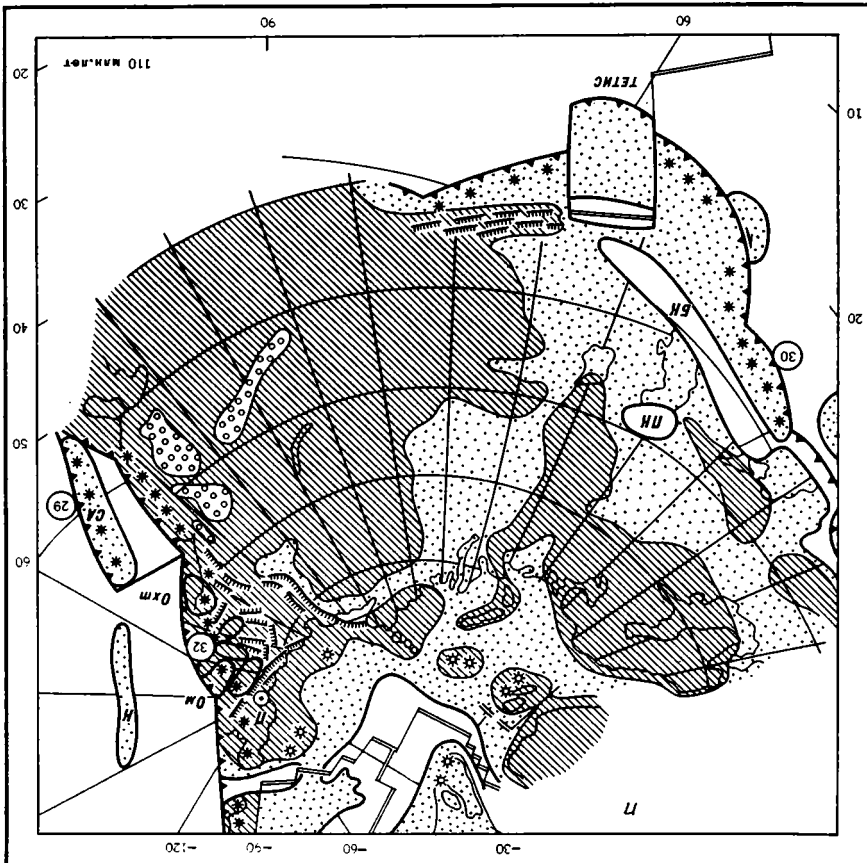
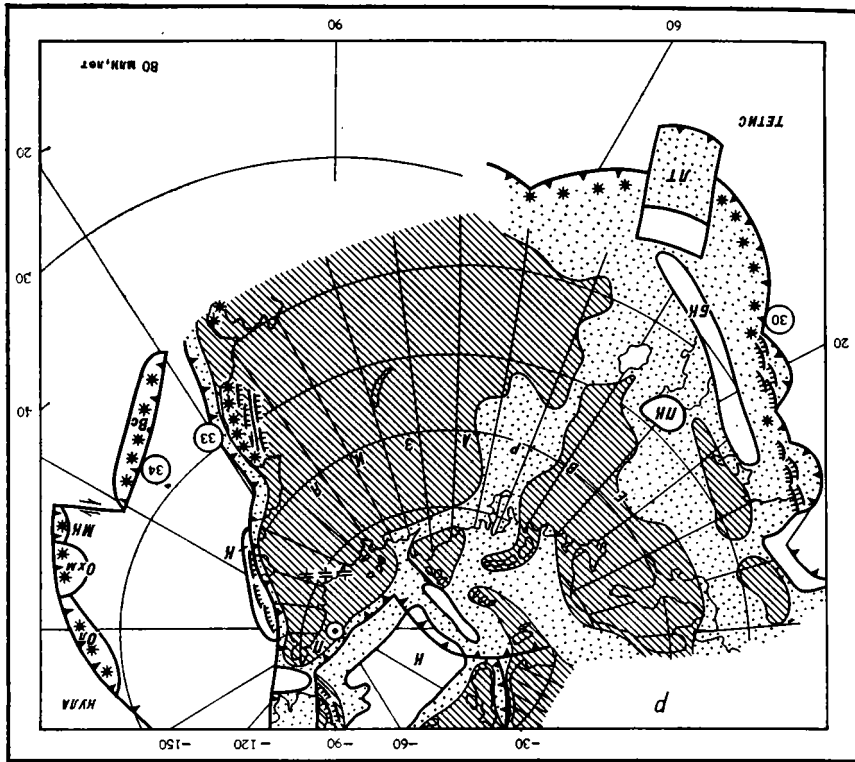


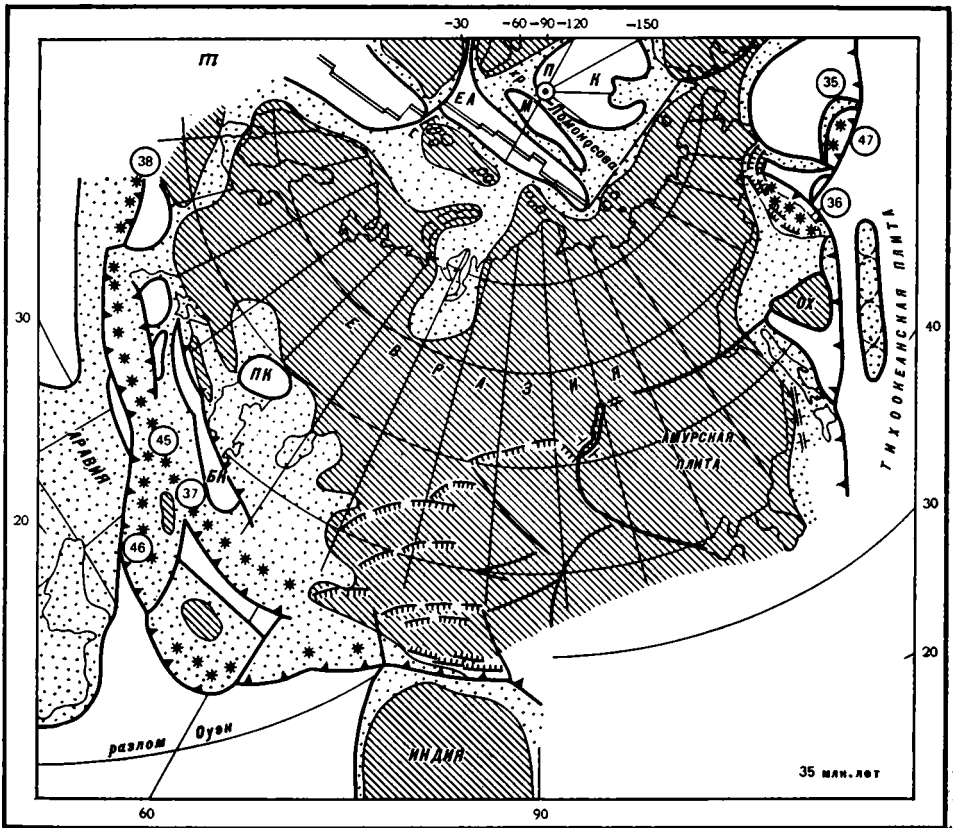
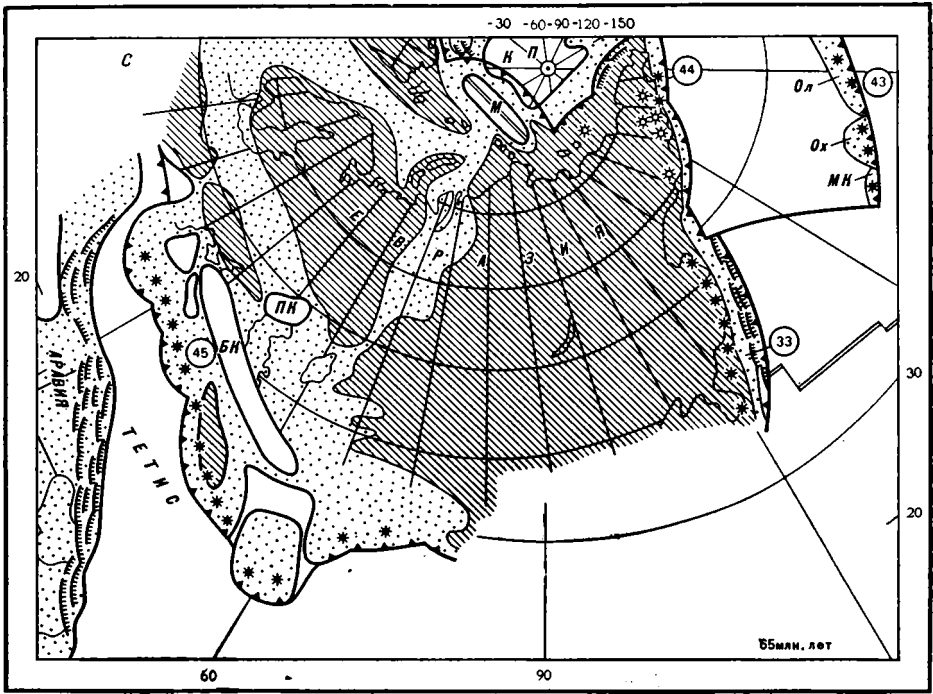












Хингано-Буреинский микроконтиненты. Между ними и Сибирью обособился Монголо-Охотский океанический бассейн.

Ранняя пермь, 280 млн. лет (рис. 2, и). В начале перми создается Лавразия. Складчатые пояса (Уральский, Тянь-Шаньский, Иртыш-Зайсанский) возникли в зонах столкновения континентов и микроконтинентов. Вся эта вновь образованная континентальная масса, как нетрудно заметить, концентрировалась вдоль прежней меридиональной зоны субдукции. В позднем палеозое было два крупных океанических бассейна: Панталасса (или Палео-Тихий океан) и Палео-Тетис. Кроме того, от Панталассы в глубь Лавразии вдавались Южно-Аньюский и Монголо-Охотский бассейны, а со стороны Палео-Тетиса — малый Джунгаро-Балхашский бассейн.

Поздняя пермь, 250 млн. лет (рис. 2, к). На реконструкции хорошо проступает контур континента Северной Евразии, образованного из множества блоков. В это время происходило постепенное сокращение Монголо-Охотского бассейна и океана Палео-Тетис. В конце перми или, может быть, самом начале триаса Северо-Китайский континент столкнулся с Лавразией, закрыв океан Палео-Тетис. В связи с общей обстановкой сжатия происходили дальнейшая складчатость и шарьяжеобразование в складчатых поясах и образовалась система крупнейших северо-восточных (в прошлых координатах) сдвигов, таких, как Таласо-Ферганский.

Триас, 220 млн. лет (рис. 2, л). Главными событиями триасового времени были: 1) раскол Лавразии с образованием новой океанической коры в прежнем Южно-Аньюском бассейне и частично в Ямало-Пуровском авлакогене Западной Сибири (данные С. В. Аплонова) и 2) оформление зоны субдукции субширотного простираения в океане Тетис вдоль южного края Лавразии. Последующая мезозойско-кайнозойская история будет, как увидим, определяться постоянным существованием этой субширотной зоны субдукции и приближением к ней континентальных обломков, отколотых на юге от Гондваны. Произошла тем самым принципиальная реорганизация по сравнению с палеозойским временем, когда активной была субмеридиональная зона субдукции. Субширотная зона субдукции (назовем ее Кавказской) надежно маркируется в течение всего мезозоя и в раннем кайнозое протяженными вулканическими поясами, простиравшимися от Балкан через Малый Кавказ и Иран до Южного Тибета.

Ранняя юра, 190 млн. лет (рис. 2, м). В мезозое по границе между Палео-Тихим океаном и Лавразией развивалась зона субдукции, которая отмечена формированием так называемой Удско-Мургальской дуги. На протяжении юры происходило закрытие Монголо-Охотского океанического бассейна.

Поздняя юра, 160 млн. лет (рис. 2, н). В результате раскрытия Канадского океанического бассейна от Северной Америки был отколот Чукотско-Аляскинский блок, который двигался к Сибири и закрывал Южно-Аньюский океанический бассейн. Первым достиг края Сибири Карский (Таймырский) блок с образованием Южно-Таймырского складчатого пояса.

Ранний мел, 130 млн. лет (рис. 2, о). В раннем мелу была полностью поглощена кора Южно-Аньюского бассейна, и в результате столкновения Чукотско-Аляски с Сибирью и Приколымо-Омолонским массивом возник Верхояно-Колымский складчатый пояс.

Средний мел, 110 млн. лет (рис. 2, п). Продолжающееся движение плиты Кула в Тихом океане навстречу Евразии привело к образованию непрерывной зоны субдукции, сопровождавшей со стороны океана континентальную окраину Евразии (андийского типа) с вулканоплутоническими поясами: Охотско-Чукотским и Сихотэ-Алиньским. В эту зону субдукции со стороны Тихого океана с плитой Кула поступали многочисленные чужеродные блоки с южной тропической фауной. Они создали в конце мела и палеогена аккреционную окраину Евразии в Корьякии, Сихотэ-Алине и на Сахалине, где эти блоки образуют прихотливую мо-

заику, скрепленную цементом из серпентинитового меланжа, флиша и олистостромов. По границе с океаном Тетис протягивалась Кавказская зона субдукции. Следует отметить, что активная окраина принадлежала здесь к тихоокеанскому типу с Малокавказской островной дугой и Большекавказским окраинным бассейном в тылу дуги.

Поздний мел, 80 млн. лет (рис. 2, *p*). Территория Евразии со всех сторон была обрамлена зонами субдукции. В соответствии с геометрией движения плит в Северной Атлантике, граница сжатия протягивалась через Арктику; ее свидетелем являются ларамийские складчатые движения пояса о-ва Врангеля — Геральда — хр. Брукса на Аляске. В поясе Тетис с Малокавказской островной дугой столкнулся Армянский блок с формированием Севано-Акеринской складчатой зоны.

Палеоцен, 65 млн. лет (рис. 2, *c*). К началу кайнозоя океан Тетис сократился с 3000—5000 до 1000—2000 км. К концу мела относится ускоренное сближение Африки с Евразией и в связи с этим быстрое закрытие океана Тетис с поглощением его коры под Малокавказской вулканической дугой.

Олигоцен, 35 млн. лет (рис. 2, *t*). В эоцене начинает раскрываться Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана, и на всем протяжении от Азорских островов до Чукотки Евразия отодвигается от Северной Америки. После окончания в эоцене — олигоцене формирования аккреционной окраины востока Евразии возникла новая зона субдукции, уже отвечающая современной Курило-Камчатской дуге. Ее появление было следствием изменения движения Тихоокеанской плиты с северо-северо-западного на запад-северо-западное. В начале миоцена раскрылись глубоководные котловины Охотского и Японского морей. В поясе Тетис океаническая кора, разделявшая Африку и Евразию, была практически полностью поглощена в Кавказской зоне субдукции, и началось столкновение континентов с образованием Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В позднем эоцене Индийский континент, перемещавшийся до этого навстречу Евразии со скоростью около 10 см/год, подошел вплотную к Евразийской окраине и в результате началось его столкновение с Евразией. Скорость сближения снизилась до 4 см/год.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ПЛИТ СССР

Границы плит СССР и сопредельных территорий (рис. 3) проведены по поясам сейсмичности [3]. Территория СССР попадает в основном в пределы Евразийской плиты. На юго-западе со скоростью около 2 см/год с ней сближается Аравийская плита, в результате здесь растут складчатые цепи Кавказа и Копетдага. Пояс возрожденных гор Внутренней Азии возник в результате столкновения Индийского субконтинента с Евразией, Индийская плита движется на север со скоростью 4 см/год, в результате чего край Евразийского континента разбился здесь на мозаику блоков, которые в целом перемещаются к северу, откалывая в районе Байкальского рифта Амурскую плиту. На северо-востоке СССР из Северного Ледовитого океана прослеживается продолжение срединно-океанического хребта Гаккеля в виде Момской рифтовой зоны. Эта зона служит границей Евразийской и Северо-Американской плит. Последняя в этом районе отодвигается от Евразийской плиты со скоростью 0,5 см/год. На востоке СССР в районе Курильских островов и Камчатки Тихоокеанская плита поглощается в зоне субдукции со скоростью около 10 см/год под Евразию. Прогноз сейсмичности должен базироваться на изучении взаимодействия перечисленных плит и блоков, показанных на рис. 3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория СССР предстает перед нами как составной континент, образованный из множества разнородных и разновеликих блоков, некогда находившихся далеко друг от друга в разных частях земного шара

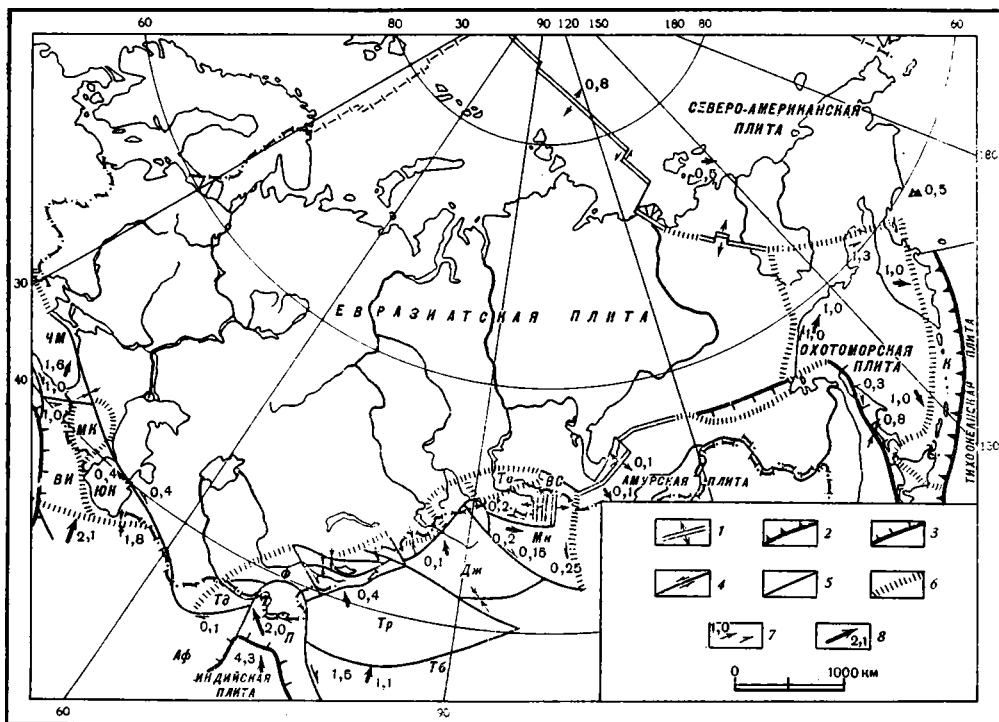


Рис. 3. Границы современных литосферных плит на территории СССР
 1 — границы раздвижения; 2, 3 — границы сближения: 2 — с субдукцией океанической коры; 3 — с континентальной коллизией; 4 — трансформные разломы; 5—6 — предполагаемые или диффузные границы: 5 — разломы, преимущественно сдвиги (стрелкой показано направление смещения), 6 — зоны рассеянной сейсмичности; 7 — вектор относительного движения и скорости в см/год; 8 — вектор движения относительно Евразии и скорость в см/год. Микроплиты: ЧМ — Черноморская, Аф — Афганская, Тд — Таджикская, П — Памирская, ЮК — Южно-Каспийская, МК — Малокавказская, ВИ — Восточно-Иранская, Ф — Ферганская, Тр — Таримская, Тб — Тибетская, Дж — Джунгарская, Мн — Монгольская, Тв — Тувинская, ВС — Восточно-Саянская, К — Курильская островная дуга

и проделавших до того, как они соединились в единое целое, огромный, часто многотысячекилометровый путь по земной сфере. Оба главных континента, Восточно-Европейский и Сибирский, образующие остов структуры нашей страны, располагались в начале палеозоя в Южном полушарии и отделялись широким океаном друг от друга и от других континентов. В дальнейшей истории наиболее ярко обнаруживаются закрытия океанов и многочисленные столкновения континентов. Этим объясняется преобладающая аккреционная тектоника территории СССР с широким развитием складчатых поясов. Все эти события происходили на фоне общего смещения континентов на север. Процессы, противоположные континентальной аккреции и обусловленные растяжением, также могут быть восстановлены в геологической истории СССР. С ними было связано раскрытие палеоокеанов: Палео-Азиатского, Уральского, Палео-Тетиса, Тетиса, Южно-Аньюского и некоторых других бассейнов. Кора всех этих океанов была поглощена в зонах субдукции (за исключением девонской или более древней коры Прикаспийской впадины). Хорошо видны процессы растяжения в настоящее время в образовании молодых океанических бассейнов Арктики и в формировании окраинных и внутриконтинентальных осадочных бассейнов.

Подобный плитотектонический анализ должен служить основой для региональных геологических исследований: будь то выяснение палеогеографии, биогеографические работы, анализ литологии, магматизма, структурная геология и, конечно, прогноз и поиски любых видов полезных ископаемых.

Авторы отдают отчет в том, что представленные здесь палинспастические реконструкции являются первым опытом такого рода построений. Более или менее надежно восстанавливаются относительные положения главных континентов: Восточно-Европейского, Сибирского, Северо-Американского, Индийского. В то же время вся детализация реконструкций, касающаяся формы океанических бассейнов, положения в них микроконтинентов, зон субдукций, океанических плато и т. д., а также времени столкновения блоков, несомненно будет корректироваться и в ряде случаев весьма существенно по мере поступления новых данных по палеомагнетизму, палеогеографии, биогеографии, изотопной геохимии, абсолютной геохронологии, металлогении и др.

Авторы искренне признательны В. Е. Хаину за благожелательную критику, многочисленные советы и замечания.

Литература

1. *Короновский Н. В.* Курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1984. 334 с.
2. *Хайн В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия; Внеальпийская Азия и Австралия; Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1977. 359 с; 1979. 356 с; 1984, 344 с.
3. *Zonenshain L. P., Savostin L. A., Baranov B. V.* Plate boundaries of the USSR//Episodes. 1984. V. I. P. 43.
4. *Zonenshain L. P., Kusmin M. I., Kononov M. V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans//Earth and Planet. Sci. Letters 1985. V. 74. P. 103—116.

Институт океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова;
Институт геохимии им. А. П. Виноградова
СО АН СССР;
ПГО «Аэрогеология»

Поступила в редакцию
4.II.1986

УДК 551.24 : 551.251

КЕЙЛЬМАН Г. А., ПУЧКОВ В. Н.

МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

Предложена классификация типов метаморфизма, построенная на тектонической основе. Рассмотрены особенности размещения фаций и типов метаморфизма в зависимости от характерных геодинамических обстановок (океанический спрединг, эпиконтинентальный рифтогенез, субдукция, коллизия и др.). Показано, что большинство фаций метаморфизма могут встречаться в разных геодинамических обстановках, но их конкретные особенности и их взаимное расположение при этом различны. Авторы приходят к выводу, что причиной метаморфизма является геодинамически обусловленное взаимное перемещение в разной степени нагретых и флюидонасыщенных геологических масс в неоднородном поле напряжений.

Метаморфизм того или иного типа как отражение вариаций термобарического поля во внешних оболочках Земли представляет прямое следствие геодинамического режима в различных структурных зонах. Очевидно, именно на геодинамической основе и может быть построена модель, которая в наибольшей мере выявит связь метаморфизма с другими процессами, принимающими участие в формировании земной коры.

Обширное многообразие метаморфических явлений обуславливает необходимость, прежде чем приступить к построению такого рода модели, рассмотреть эти явления в некоторой классификационной системе, максимально приближенной к тектоническим условиям их реализации. Краткая характеристика типов метаморфизма, выделенных по этому признаку [8], приводится ниже.

В доколе древних платформ и в кристаллических щитах на огромных территориях широко проявлен метаморфизм самых ранних стадий формирования земной коры — **геотермально-статический метаморфизм эогея**. Характер возникших при этом образований свидетельствует об уникальном термально-энергетическом режиме прогесинклинальной стадии развития земной коры, нашедшем отражение в двух главных особенностях. Первая из них, устанавливающаяся на основе анализа минеральных парагенезисов, заключается в высокотемпературных условиях минералообразования на относительно малой глубине [21], вторая — в неизменной стабильности метаморфизма на уровне гранулитовой фации, прослеживающейся в масштабах континентальных платформ по латерали [18], а по вертикали — в пределах всей мощности консолидированной коры и, по-видимому, части верхней мантии [13]. Об этом свидетельствует, в частности, то обстоятельство, что для минеральных ассоциаций, формирующихся в интервале температур 800—950° С, условия давления определяются в диапазоне от 3—4 до 10—12, а для эклогитов до 20—25·10⁸ Па, что соответствует глубинам от 7 до 70 км. Такое температурное поле, очевидно, не могло быть создано конвективным теплотокмом, контролируемым более или менее узко локализованными разломно-шовными структурами, в общем не свойственными раннему архею. Кондуктивная же теплопередача, судя по прямым измерениям, также не в состоянии обеспечить подобную температурную картину. Термальную ситуацию рассматриваемого геохрона легче всего объяснить генерацией тепла непосредственно во внешних оболочках Земли при разогреве планеты от периферии к центру, как это предполагается рядом исследователей [9, 17, 19].

По совокупности геологических и радиогеохронологических данных на границе алдания и киватиния фиксируется резкое изменение термального режима внешних оболочек Земли. К этому времени основная роль в геологических процессах, по-видимому, стала принадлежать энергии,

поступающей из недр планеты; в связи с развитием гидросферы значительно возросла интенсивность диссипации тепла и т. д. Соответственно изменилось физическое состояние земной коры, а также характер тектонических структур, отражая кардинальную смену геодинамического режима. Геотермальный метаморфизм с этого времени в приповерхностных условиях в основном не превышал уровня зеленосланцевой фации, хотя, особенно в начале второго геохрона, весьма широкое развитие имел плутонометаморфизм, связанный с формированием крупных гранитогнейсовых куполов.

Среди метаморфических преобразований нового геохрона по приуроченности к тем или иным геотектоническим структурам может быть выделено три типа: метаморфизм погружения, проявляющийся вне поля действия интенсивных тектонических напряжений; метаморфизм в зонах рифтогенного растяжения и, наконец, разнообразный метаморфизм в зонах тектонического сжатия.

Начальный метаморфизм погружения (геотермально-статический метаморфизм неогей), проявляющийся в областях интенсивного прогибания и накопления осадков большой мощности — в передовых прогибах, во впадинах внутриконтинентальных и окраинных морей на ранних стадиях их развития и т. п., связан в основном с кондуктивным и отчасти диффузионно-конвективным тепловым потоком. Учитывая, что по геофизическим данным [1] изотерма Кюри, отражающая температуру порядка 650°C , как под континентами, так и под океанами располагается, как правило, на уровне или ниже поверхности Мохо, можно полагать, что по крайней мере в неогее в пределах «осадочного» слоя температура лишь в отдельных случаях достигает уровня кинетического порога метаморфизма. В породах же «гранитного» и «базальтового» слоев при этом, очевидно, могут происходить лишь регрессивные преобразования.

В региональных зонах растяжения — в древних и современных рифтогенных структурах, прежде всего в зрелых срединно-океанических хребтах, в субмаринных условиях реализуются низкотемпературные минеральные преобразования, сопряженные с вулканизмом, получившие название **зеленокаменного метаморфизма**. Температурный режим в зеленокаменных комплексах характеризуется в общем относительной выдержанностью, хотя некоторые колебания его достаточно закономерны. Температурное поле формируется здесь под воздействием однородного повышенного теплового потока, осложненного влиянием обильных гидротерм и локальным термальным воздействием отдельных магматических очагов. Хотя в данном случае осуществляется наиболее эффективная конвективная передача энергии, относительно малая глубинность и субквальная обстановка обуславливают интенсивную диссипацию тепла, в результате чего метаморфические реакции обычно оказываются незавершенными, и температурный уровень их в близповерхностных условиях в общем случае не превышает зеленосланцевой фации. Дополнительное давление водной массы мощностью 2—3 км обеспечивает сохранение внутри вулканитов газовой фазы, во взаимодействии которой с морской водой реализуются специфические метасоматические процессы — спилитизация, региональная пропилитизация и т. п.

Метаморфические явления, развивающиеся в зонах тектонического сжатия, весьма многообразны. Часть из них представляет прямое следствие разрешающихся дислокационных напряжений, в других случаях тектонические движения осуществляют перемещение энергонасыщенных масс с одного структурно-термального уровня на другой.

Складчатые и разрывные взбросо-сдвиговые деформации, приводящие к формированию положительных тектонических структур — антиклинорий поднятий, зон смятия и т. д., в своем проявлении сопровождаются **зеленосланцевым метаморфизмом**. Фациальный уровень и степень минеральных преобразований при этом не зависят ни от глубины, ни от возраста, ни от генезиса исходных пород. Определяющим фактором метаморфизма, нередко охватывающего обширные территории, в данном случае являются сквозные дифференциальные движения, связанные с

синккладчатыми и синорогенными дислокациями. Нередко зеленосланцевый метаморфизм играет роль диафтореза, накладываясь на самые различные метаморфические образования.

В шовных структурах конвергентного сочленения литосферных плит в специфической геотектонической обстановке проявляется **глаукофансланцевый метаморфизм**. Зоны его развития прослеживаются с перерывами на тысячи километров при ширине, обычно не превышающей сотни метров. Глаукофансодержащие минеральные ассоциации развиваются как прогрессивно, так и регрессивно, нередко по горным породам, не содержащим H_2O , в частности по эклогитам. Среди интенсивно рассланцованных пород местами встречаются участки с сохранившимися первичными порфиоровыми, миндалекаменными и другими структурами, что в этих случаях свидетельствует о малом значении сдвиговых деформаций при глаукофансланцевом метаморфизме и гидравлическом характере давления. Однако гораздо чаще глаукофансодержащие породы представляют собой бластотектониты. Данные, полученные в последние годы, не подтверждают широко распространенного мнения об обязательной связи метаморфизма этого типа с офиолитами: этот метаморфизм накладывается и на блоки континентальной коры [8, 15].

Высокоградные постархейские метаморфические комплексы закономерно располагаются в крупнейших положительных структурах. Главной особенностью, отражающей геодинамический режим их формирования, является наличие в центре зонального ореола ремобилизованных глубинных масс, перемещенных на относительно высокие структурные уровни. Сложная совокупность петрогенетических преобразований, протекающих в такой обстановке, в зависимости от геотектонической приуроченности к энсиалическим или энсиматическим зонам именуется соответственно сиалическим и симатическим плутонометаморфизмом [8].

Сиалический плутонометаморфизм, с которым связано формирование гнейсов-мигматитовых комплексов, широко распространен в фундаменте древних платформ, но особенно контрастно с высокоградной метаморфо-метасиматической зональностью он проявляется в подвижных поясах неогей [6]. Прогрессивная зональность, характерная для комплексов этого типа, развивающаяся в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, подчинена контурам гнейсового ядра, представляющего ремобилизованные супракрустальные образования сиалического фундамента. В процессе диапироидного перемещения их в пластическом состоянии формируются куполовидные структуры, субконформно окаймляемые комплексами верхних структурных этажей. Сопряжено с формированием прогрессивной зональности в его обрамлении, в самом ядре реализуются регрессивные преобразования от гранулитовой до амфиболитовой фации. Можно полагать, что экзотермические реакции, протекающие в породах гнейсового ядра, вносят существенный вклад в энергетический баланс эндотермических метаморфических процессов в сланцевом обрамлении [3, 6, 7]. Термодинамический режим при этом, по-видимому, в значительной мере определяется общей декомпрессией, сопровождающей перемещение гнейсового ядра на относительно высокие структурные уровни и вызывающей возникновение мигматитового гранитоидного расплава во всей его массе, который и обуславливает стабильность температурных условий в больших объемах в пределах амфиболитовой фации. На завершающих стадиях развития мигматитовых комплексов гранитоидный расплав обособляется с образованием крупных массивов, располагающихся в сводовых частях куполовидных структур или вдоль разломов, отделяющих гнейсовые ядра от сланцевого обрамления.

Симатический плутонометаморфизм связан со становлением на коровом уровне мантийных и корово-мантийных, в частности офиолитовых, комплексов в специфической геодинамической обстановке перемещения в верхние структурные этажи отторженцев меланократового фундамента энсиматических зон. Так как в ряде случаев перемещение офиолитовых масс происходит по наклонным поверхностям, в подошве

такого аллохтона возникает обратная метаморфическая зональность — так называемый базальный ореол, характеризующийся нарастанием температуры и давления снизу вверх. Нет оснований сомневаться, что источником и тепла, и избыточного давления в этих случаях служат сами перемещающиеся блоки — отторженцы низов коры и верхней мантии, аккумулятивно транспортирующие энергию глубоких недр на приповерхностные уровни [7, 33]. Метаморфизм этого типа В. Е. Хаин весьма выразительно назвал подошвенным.

В классификации, рассматривающей охарактеризованные выше типы метаморфизма на уровне явлений, контролируемых определенными тектоническими структурами, в принципе заложен геодинамический критерий. Однако связь метаморфизма и геодинамики этим не исчерпывается, проявляясь и на более высоких уровнях организации геологических процессов. Пространственно-временное проявление метаморфизма во всем многообразии фаций и геологических типов определяется в конечном итоге более общими тектоническими условиями. Все предпосылки, выступающие как непосредственные причины метаморфизма (перекрытие мощными осадками, повышение теплового потока, поступление флюидов, увеличение или снятие стресса, внедрение диапира, состоящего из разогретого пластичного глубинного вещества и т. п.), сами вторичны по отношению к общей геодинамической обстановке и управляются ею [7, 15]. Поэтому при создании интегральной синтезирующей модели метаморфизма во главу угла должны быть поставлены такие факторы, как силы, действующие в литосфере, и структурные следствия действия этих сил.

Общий геодинамический анализ метаморфических процессов для неогей может быть проведен на основе известной геотектонической концепции, в основе которой лежат представления о взаимном перемещении литосферных плит. Эта концепция рассматривает эволюцию земной коры как последовательную смену генетически четко индивидуализированных геодинамических обстановок (эпиконтинентальный рифтогенез, океанический спрединг, субдукция океанической плиты, коллизия континент — континент или континент — островная дуга и т. д.). Задача состоит в увязке имеющихся сведений о типах метаморфизма и особенностях их размещения с моделями вышеуказанных геодинамических обстановок.

Широко известна попытка такой увязки метаморфизма и тектоники применительно к обстановке субдукции океанической плиты под край континента, сделанная У. Эрнстом [24, рис. 3]. В предложенной им схеме находят место все фации метаморфизма — от зеленосланцевой и голубосланцевой до эклогитовой и гранулитовой. При этом фациальные разновидности распространяются по латерали и вертикали, не образуя дискретных полей, постепенно переходя друг в друга.

Отдавая должное логике построений У. Эрнста, все же следует сделать по их поводу некоторые замечания. Так, глаукофановые сланцы и эклогиты, возникновение которых непосредственно в зоне субдукции связано с высоким давлением и низкой температурой в условиях погружающейся литосферной плиты, вряд ли могли появиться на поверхности, «вынырнув» с глубины 30–50 км. Ни автор этой схемы, ни кто-либо другой не смогли предложить убедительного механизма для такого «выныривания». Не ставя под вопрос саму возможность образования указанных метаморфитов в зоне субдукции, если таковая имеет место, мы, тем не менее, предполагаем, что глаукофансланцевые пояса, наблюдаемые на поверхности в современных складчатых областях, отражают иные геодинамические обстановки, о чем будет сказано ниже.

Другим моментом, требующим комментария, является вопрос о проявлении зонального барроуского метаморфизма высоких температур и умеренных давлений — сиалического плутонометаморфизма во внутренних частях энсиматических островных дуг в качестве элемента парных метаморфических поясов, как это считал У. Эрнст и еще раньше предполагал А. Мияширо [30]. Индикатором и причиной такого мета-

морфизма, очевидно, не может служить лишь интенсивное развитие известково-щелочного магматизма. На примере современных эродированных складчатых поясов, таких, как Урал или Аппалачи, можно видеть, что ни зоны развития андезитовидных серий, ни цепочки комагматичных им интрузий известково-щелочных гранитоидов не сопровождаются упомянутым метаморфизмом. Два других условия кажутся здесь совершенно необходимыми: во-первых, присутствие блоков, сложенных древними сиалическими, легко мобилизуемыми комплексами континентальной коры; во-вторых, вовлечение этих блоков в разогретые зоны, обеспечивающее их мобилизацию и последующий диапироидный подъем в более высокие уровни коры с образованием зональных метаморфических комплексов. Возможно, эти условия могут осуществляться в островных дугах с обломками древней сиалической коры в их основании. Однако наиболее благоприятные условия для развития этих процессов, именуемых сиалическим плутонометаморфизмом, по крайней мере в фанерозое, создаются при коллизии двух литосферных плит, имеющих в зоне столкновения континентальную или субконтинентальную кору.

Коллизия и субдукция¹ — родственные процессы, что подчеркивается существованием взаимных переходов между современными зонами коллизии и субдукции (например, между структурами Гималаев и Индонезии). Главное отличие между ними, определившее и различия в структурно-метаморфическом развитии соответствующих зон, заключается в том, что в случае коллизии погружающаяся, пододвигаемая плита имеет не океаническую, а мощную легкую кору, плавучесть которой не позволяет ей быть затянутой в мантию.

Это обстоятельство имеет ряд следствий. Во-первых, во время коллизии происходит особенно сильное скучивание сиалического материала, приводящее к увеличению мощности коры до 70 км и более — возникновению «корней гор», что означает погружение сиалического материала на значительные глубины, где температура весьма высока, и как следствие — к мобилизации вещества, росту гранитоидных куполов, развитию зонального высокотемпературного метаморфизма умеренных и низких давлений. Во-вторых, если в коллизии участвует плита с неостывшими офиолитовыми комплексами, то могут возникать симатические плутонометаморфические явления, описанные, например, в зоне краевых аллохтонов Аппалачей [33]. И наконец, после прекращения процесса коллизии зона холодного контакта двух сталкивающихся плит — место вероятного образования глаукофансланцевых метаморфитов — не только может в дальнейшем появиться на поверхности, но и должна появиться именно в силу плавучести коры пододвинутой плиты как результат совместного действия изостазии и эрозии.

Анатомия орогена — структуры, созданной в коллизионной геодинамической обстановке, изучена сейчас в наибольшей мере, так как развитие этой структуры сопровождается поднятиями и глубокой эрозией. Развитие же структур противоположного знака — рифтогенов — лишь в самом начале, при раскалывании континента, сопровождается поднятиями, которые затем сменяются устойчивыми опусканиями. Поэтому глубинные структурно-метаморфические комплексы рифтогенов оказываются доступными для непосредственного изучения не всегда и преимущественно лишь в тех случаях, когда они в конце концов оказываются выведенными к поверхности последующими тектоническими движениями — блоковыми поднятиями, надвигами в условиях сжатия, в пределах аккреционных призм островных дуг или положительных структур орогена. Весьма детально изучены сейчас офиолиты, геология которых привлекает в последнее время пристальное внимание. Одним из важных

¹ Иногда на один классификационный уровень с коллизией и субдукцией ставят обдукцию — надвижение океанической коры на континентальную. Однако обдукция — это лишь частное структурное осложнение двух первых геодинамических обстановок, причем наиболее благоприятные условия надвижения офиолитов (часто вместе с островодужными комплексами) на континентальную кору возникают при коллизии.

выводов, к которому приводит знакомство с фактическим материалом, независимо от того, какой гипотезы о механизме возникновения офиолитов придерживаются авторы, является тот факт, что офиолиты представляют собой метаморфические породы с диапазоном преобразований от фации пироксеновых гранулитов (или гранулитов низких давлений [16]), иначе называемой габбровой фацией [4], до фации зеленых сланцев, проявленной в виде зеленокаменных изменений. В частности, было показано, что гипербазиты офиолитовой ассоциации всегда представляют собой тектонизированные метаморфические породы — «мантийный тектонит» [10], преобразование которого происходило нередко в субсолидусных условиях. Был поднят вопрос и о метаморфической природе габбро [4]. Во всяком случае в современном виде и габбро, и полосчатый комплекс офиолитовой ассоциации, как правило, представляют собой породы, метаморфизованные в широком фациальном диапазоне.

Прямые геологические наблюдения позволяют судить преимущественно об условиях формирования офиолитовых комплексов на стадии перемещения их на коровый уровень. Однако устанавливается, что проявляющийся в них метаморфизм неоднократен; так, изучение микроструктур, складчатых деформаций и ориентировок в гипербазитовых массивах в ряде случаев позволяет сделать вывод о неоднократной смене условий деформаций и метаморфизма еще до становления самих массивов в их современных границах и окружении [20]. Изучение гипербазитов и габбро в междюкховых пространствах комплексов параллельных даек показывает, что эти породы были метаморфизованы до внедрения даек [14]. Изложенные данные могут быть интерпретированы в рамках представлений о существовании под срединно-океаническими хребтами восходящего мантийного потока, в котором по мере его поднятия из глубин происходит частичное плавление с образованием базальтов второго слоя океанической коры. При этом осуществляются последовательные ретроградные метаморфические преобразования в ходе кондуктивного остывания мантийного материала, чему способствует проникновение сверху морской воды, обуславливающее процессы зеленокаменного перерождения.

Меньше всего данных имеется о метаморфизме в эпиконтинентальных рифтах [5]. Основанием для некоторых предварительных суждений об этом, вероятно, могут послужить материалы по геологии, например, варисцид Центральной и Западной Европы. В последнее время стало известно, что радиометрические датировки гранулитов в Чешском массиве, Саксонских Гранулитовых горах, Западных Альпах, Пиренеях, Галисии, Марокканском Рифе и других местах укладываются в интервал 500—400 млн. лет (ордовик—силур) [22, 27]. Некоторые геологи полагают, что эти датировки не имеют геологического смысла, и гранулиты представляют собой докембрийские образования, поскольку в указанных районах полностью отсутствуют геологические признаки каледонской складчатости [20]. Возможна, однако, иная трактовка имеющихся геологических данных. Дело в том, что гранулиты упомянутых местонахождений обычно ассоциируют с гранатовыми перидотитами, гранатовыми пироксенитами (эклогитами) и шпинелевыми лерцолитами, которые, судя по их минеральным составам, соответствуют мантийным условиям образования [32]; подробнее см. [4, 5]. Это обстоятельство позволяет высказать предположение о происхождении гранулитов, а также и ассоциирующих с ними анатектических гранитов в результате внедрения сильно нагретых отторженцев пластичной верхней мантии в нижнюю часть земной коры в условиях растяжения при рифтогенезе. В результате позднейших орогенических движений, деформации и эрозии эти метаморфические комплексы были перемещены к поверхности Земли. В определенном смысле описанный метаморфизм может рассматриваться как симатический плутонометаморфизм; мобилизация сиалических масс в этом случае вторична.

Существование подобных метаморфических процессов в глубинных зонах эпиконтинентальных рифтов может быть выведено и дедуктивным путем, непосредственно из широко принятой в литературе геодинамической модели образования таких рифтов. Эта модель предполагает, что при раскалывании и расщеплении континентальной коры и верхней мантии образующиеся при этом трещины и зона растяжения заполняются поднимающимся снизу астеносферным материалом, т. е. сильно разогретым (до уровня частичного плавления) веществом относительно глубоких частей мантии [25 и др.]. Астеносферное вещество в данном случае неизбежно должно выступать в качестве агента-теплоносителя, вызывающего метаморфизм окружающих более холодных пород. Тот факт, что глубинные мантийные парагенезисы в корневых зонах эпиконтинентальных рифтов сохраняются гораздо чаще, чем в океанических, может быть объяснен тем, что континентальная литосфера в целом более холодная, чем океаническая: это вызывает «замораживание» мантийных пород и консервацию их первичного минерального состава в чуждой обстановке низов континентальной коры. Не исключено, что близок к предполагаемому и механизм метаморфических процессов, сопровождавших образование массивов Платиноносного пояса Урала, внедрившихся, по данным А. А. Ефимова, в верхнюю часть земной коры в виде горячих пластичных диапиров. Становление их сопровождалось образованием широких экзоконтактовых ореолов амфиболитов и гранулитов низких давлений (роговиков, кытлымитов) на непосредственных контактах массивов [3]. Однако геологические аспекты этого явления еще недостаточно хорошо изучены; не исключено, что образование этих массивов происходило в условиях сжатия.

Итак, выше были рассмотрены две пары сосуществующих геодинамических обстановок (субдукция и коллизия, эпиконтинентальный и океанический рифтогенез) и их роль в размещении процессов метаморфизма. Сочетанием этих обстановок в самом общем виде описывается механизм движения литосферных плит, действующий, вероятно, с начала неогена, т. е. с позднего протерозоя.

В более раннее время механизм глобальных тектонических процессов был, по-видимому, существенно иным. Если с катархейских и раннеархейских пород снять все наложенные тектонометаморфические преобразования, то мы увидим, что одной из главных особенностей эогея являлся метаморфизм гранулитовой фации, имевший, очевидно, общепланетарный характер распространения. Во всяком случае наиболее древние породы, как правило, несут следы этого метаморфизма, более или менее затушеванного последующими процессами. В частности, установлено, что привлечение широкое внимание древнейшие геологические образования Западной Гренландии — гнейсы Амитсок («серые гнейсы») — и еще более древние породы серии Акилия содержат реликты минеральных ассоциаций гранулитовой фации [26]. Такие стабильные термодинамические условия, определившие метаморфизм в масштабах протокоры, и другие ее особенности, как указывалось выше, очевидно, свидетельствуют о разогреве внешних оболочек планеты в специфических геодинамических условиях вне зависимости от глубинного тепла. Из предлагаемых моделей, предусматривающих в качестве причины такого разогрева «парниковый эффект», «метеоритную бомбардировку», энергию распада короткоживущих радиоактивных элементов, сосредоточенных в протокоре, и др., наиболее вероятно предположение об энергетическом эффекте приливного трения, обусловленного гравитационным взаимодействием в системе Земля — Луна, весьма интенсивным на ранних стадиях ее развития [10]. Эта гипотеза согласуется с данными о высоком приповерхностном и низком общекоровом геотермическом градиенте, объясняет глобальную однородность метаморфизма по латерали и вертикали, синхронность некоторых петрогенетических процессов на Земле и Луне и некоторые другие явления.

В дейтерогее геодинамический режим сформировавшейся существенно сиалической коры значительно изменился. Однако по палеомагнит-

ным данным, широкомасштабного дрейфа континентов при этом не происходило; в протерозойское время континентальная литосфера, по-видимому, представляла собой более или менее компактный материковый массив, разрушение которого началось примерно 1100 млн. лет, а завершилось 570—530 млн. лет назад [27, 29, 31]. С этими предположениями согласуется вывод о том, что достоверный спрединг океанического дна и продукты спрединга — офиолиты — имеют возраст не древнее рифея [28]. Неизвестны и дорифейские глаукофансланцевые пояса. Исследователи, пытающиеся восстановить тектонические обстановки, в которых формировались складчатые пояса докембрия, приходят к выводу о преимущественно или исключительно энсиалическом характере предшествовавших этим поясам прогибов [11, 23].

Суммируя имеющиеся данные, в пределах щитов и в фундаменте древних платформ можно выделить три основных типа крупных архейских тектонических структур. Первый из них — гнейсовые и гранулитогнейсовые массивы [12], характеризующиеся широким развитием куполовидных структур («стада» куполов), сложенных гранитизированными породами, метаморфизованными преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Ко второму типу относятся зоны синклинального строения, выполненные толщами зеленокаменно измененных основных и ультраосновных вулканитов («зеленокаменные пояса»), обладающие некоторым сходством с рифтовыми зонами неогей [2]. Эти пояса накладываются на гранулитогнейсовые массивы, но в свою очередь прорываются и деформируются и отчасти метаморфизуются в ходе формирования гранитогнейсовых куполов и гранитоидных диапироидов. Как полагают Е. Е. Милановский [12], образование зеленокаменных зон было связано с рассеянным рифтогенезом на протоконтинентальной коре и прошло в обстановке возрастающего прогресса верхов мантии и коры вследствие подъема кровли астеносферы. Оно сопровождалось мощными излияниями эффузивов — первично-мантийных, а затем и коровых выплавок, и завершалось гранитизацией гнейсового основания и подъемом диапиров, главным образом между зеленокаменными зонами. Третьим важнейшим типом архейских тектонических структур являются чарнокит-гранулитовые пояса — протяженные линейные складчатые зоны, в которых широко распространены породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, в ряде случаев обнаруживающие следы повышенного давления. По всей вероятности, рассматриваемые зоны представляют собой реликты первичной коры, сохранившиеся в межкупольных пространствах. В отличие от зеленокаменных поясов, разделяющих гнейсовые поля, в образовании структур чарнокит-гранулитовых поясов значительно более заметную роль играет интенсивное сжатие и образование линейно-складчатых, надвиговых и шовных структур.

Таким образом, на ранних стадиях развития земной коры в условиях высокого термического поля проявлялись лишь три геодинамические обстановки, управлявшие метаморфическими процессами: растяжение — в зонах рассеянного рифтогенеза, сжатие («протоколлизия») — в зонах сочленения гранулит-гнейсовых массивов и, наконец, диапироидное формирование гранитогнейсовых куполов и овоидов. Механизмы океанического спрединга и субдукции «включились» лишь в неогее.

Если сказанное выше о роли геодинамических обстановок в размещении метаморфизма хотя бы отчасти справедливо, то это дает нам право сделать некоторые выводы. Во-первых, каждой из геодинамических обстановок закономерно соответствует определенный спектр метаморфических процессов разного типа и фациального уровня. Представление о парных метаморфических поясах — лишь частный случай, вырванный из этих закономерностей и излишне абсолютизированный. Во-вторых, породы, принадлежащие к одной и той же фации метаморфизма, могут проявляться в разных геодинамических обстановках, но сочетание пород разных фаций для каждой из обстановок достаточно индивидуально. Наконец, в-третьих, рассмотренный материал позволяет указать на исходную причину возникновения метаморфических процессов. Этой причиной

является тектоническое перемещение в разной степени нагретых и в разной мере насыщенных флюидами геологических тел в неоднородном геодинамическом поле.

Литература

1. Борисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. Б. Магнитная модель верхов мантии континентальных и морских структур СССР//Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974. С. 96—101.
2. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги//Геотектоника. 1980. № 5. С. 3—24.
3. Ефимов А. А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала//Геотектоника. 1977. № 1. С. 24—43.
4. Ефимов А. А., Пучков В. Н. Происхождение офиолитовой ассоциации. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1980. 60 с.
5. Иванов С. Н., Пучков В. Н., Иванов К. С. Формирование земной коры Урала. М.: Наука. 1986. 248 с.
6. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974.
7. Кейльман Г. А. Геология метаморфических фаций//Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1977. С. 24—36.
8. Кейльман Г. А. Классификационная система метаморфизма//Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во СГИ, 1983. С. 3—18.
9. Кейльман Г. А., Паняк С. Г. Происхождение и эволюция древнего «гранитного» слоя//Докембрий. МГК. 26-я сес. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 24.
10. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
11. Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. и др. Этапы и типы эволюции докембрийских щитов. Л.: Наука, 1980. 164 с.
12. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
13. Паняк С. Г. Геолого-геохронологические аспекты ранней эволюции земной коры//Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 2. С. 419—422.
14. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала»//М.: Наука, 1978. 165 с.
15. Пучков В. Н. Тектонический контроль метаморфизма//Метаморфизм и метаморфические комплексы Урала. Миасс: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1982.
16. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
17. Рускол Е. Л. Приливная эволюция системы Земля — Луна//Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 2. С. 216—222.
18. Сиворонов А. А., Малик Б. И. Серые гнейсы и проблемы древнейшей континентальной коры//Геол. журн. 1984. № 1. С. 13—19.
19. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184с.
20. Шербаков С. А., Савельева Г. Н. Структурная эволюция и метаморфизм ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива//Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: Изд-во Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1984. С. 60.
21. Collerson K. D., Fryer B. The Role of Fluids in the Formation and Subsequent Development of Early Continental Crust//Contr. Mineral. and Petrol. 1978. V. 67. № 2. P. 151—167.
22. Dornsiepen U. F., Zwart H. J. The pre-Variscan in Central Western Europe//Anu. Inst. geol. si. geofiz. 1980. V. 57. P. 101—114.
23. Easton R. M. Crustal structure of rifted continental margins: geological constraints from the proterozoic rocks of the Canadian shield//Tectonophysics. 1983. V. 94. P. 371.
24. Ernst W. G. Metamorphism and ancient continental margins//The Geology of continental margins. N. Y.: Springer-Verlag, 1974. P. 907—919.
25. Girdler R. W. Processes of planetary rifting as seen in the rifting and break up of Africa//Tectonophysics. 1983. V. 97. P. 241—252.
26. Griffin W. L., McGregor V. R., Nutman A. et al. Early Archaean granulite-facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. № 11. P. 59—74.
27. Jaeger E. The evolution of the Central and West European continent//La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes: Université Rennes, 1977. P. 227—239.
28. Kröner A. Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian//Bull. Soc. geol. France. 1984. V. 26. № 2. P. 297—319.
29. McElhinny M. W., McWilliams M. G. Precambrian geodynamics — a paleomagnetic view//Tectonophysics. 1977. V. 40. P. 137—159.
30. Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts//J. Petrol. 1961. № 2. P. 277—311.
31. Piper J. D. A. The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent//Earth Planet. Sci. Lett. 1982. № 1. P. 61—89.
32. Weber K. Variscan events: early Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening//Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. Geol. Soc. London. Spec. Pap. 1984. № 14. P. 3—22.
33. Williams H., Smyth W. R. Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications and west Newfoundland examples//Amer. J. Sci. 1973. V. 273. P. 594—621.

Свердловский горный институт;
Институт геологии и геохимии
УНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
12.VII.1985

УДК 551.242.5.055.470.22

БАРЖИЦКИЙ В. В.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

По результатам анализа космических снимков излагаются вновь выявленные структурно-тектонические особенности геологического строения Кольского полуострова и Северной Карелии. Выделены два типа разрывных дислокаций: крутопадающие и пологопадающие разрывы. Подавляющее большинство разрывов первого типа подчиняется двум ортогонально-диагональным системам, играющим разную роль в геологическом строении и металлогении региона. Вероятное время заложения систем определяется как позднеархейское. Второй тип дизъюнктивных структур объединяет широко развитую в регионе группу пологих разрывов, формирующих обширные поля шарьяжей и зоны надвигов. Наиболее древние из надвигов датируются позднеархейским возрастом. Предполагается, что источники (источник?) напряжений сжатия едины во времени и находились вне территории региона.

Установлено пять основных типов структурных областей и зон, характеризующихся развитием определенного типа полихронных пликтивных и разрывных дислокаций. Границы областей и зон часто не совпадают с традиционными ограничениями разновозрастных вещественных комплексов.

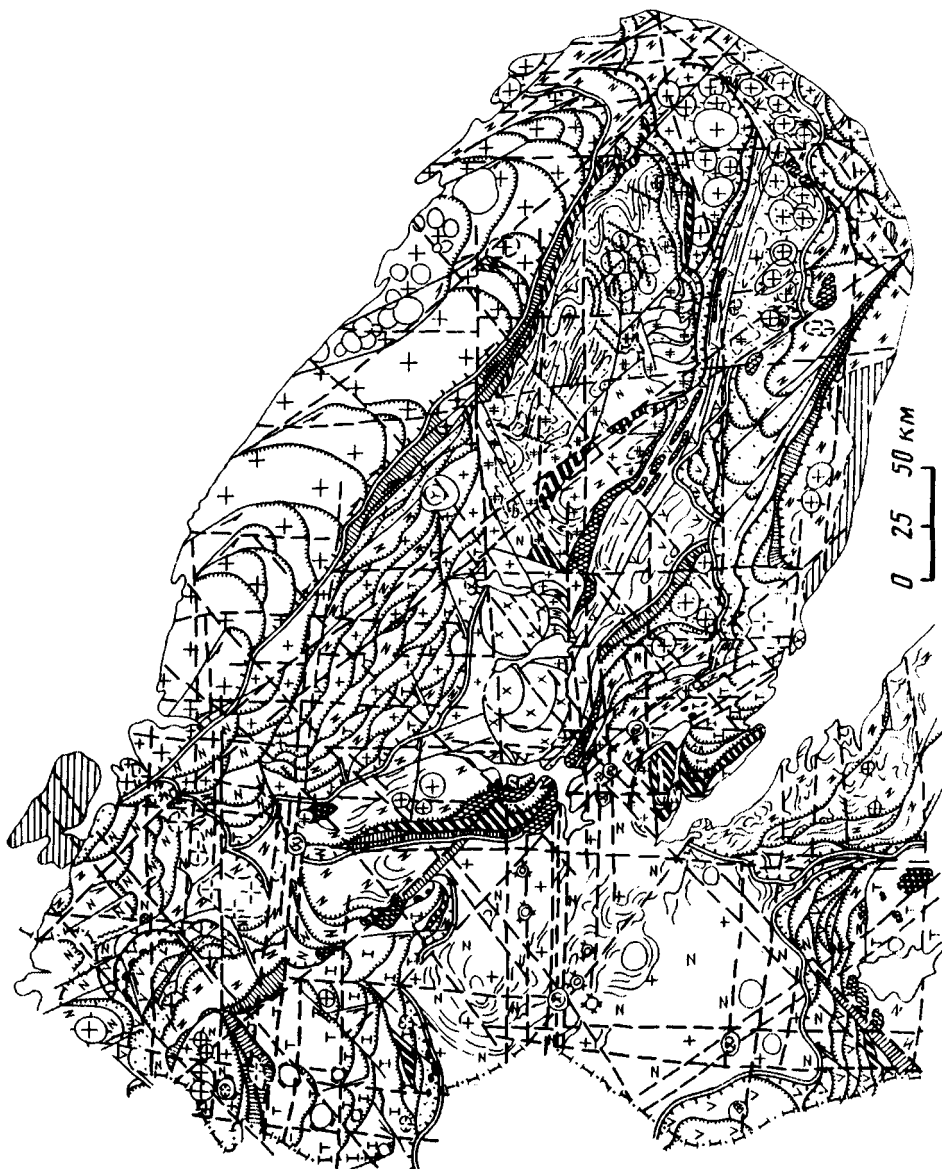
Космические снимки земной поверхности в силу их уникальных особенностей являются в настоящее время незаменимым материалом при региональных геологических исследованиях. Возможность проследить на них целостные геологические структуры в естественных соотношениях и сочетаниях позволяет зачастую по-новому оценить материалы наземных геологических наблюдений и данные геофизики даже при исследованиях уже хорошо изученных регионов.

Это положение отчетливо подтвердили результаты завершеного в 1985 г. космофотогеологического картирования северо-восточной части Балтийского щита. Анализ и синтез информации, полученной более чем по 100 космическим снимкам различного уровня генерализации и типов съемки, неоднократно перекрывавших территорию исследований, дали обширные сведения о различных аспектах геологического строения региона. На рис. 1 представлен генерализованный вариант космофотогеологической карты, иллюстрирующий основные результаты проделанной работы.

При составлении данной карты дешифрирование космических снимков не было единственной целью. Наоборот, решалась задача уточнения геологического строения региона с помощью анализа космической видеоинформации, учитывающего богатейший объем ранее накопленных данных. Поэтому дешифрирование космических снимков сопровождалось постоянным сопоставлением получаемых данных с геолого-геофизическими материалами (от обзорных до среднемасштабных включительно). Такая методика дешифрирования позволила выделить из сложнейшей картины видеоизображения именно те особенности, которые находят отражение в геологических и геофизических полях, и избежать излишней схематичности, свойственной составившимся ранее космогеологическим картам и схемам [7 и др.].

Хорошо известные особенности космической видеоинформации (высокая структурная информативность) и степень геолого-геофизической изученности региона обусловили тот факт, что основной объем новых данных касается структурно-тектонической характеристики территории исследований. Вынесенные на карту в значительно более полном объеме, чем ранее [4, 5, 8], элементы пликтивных и дизъюнктивных структур существенно ее дополняют, наглядно демонстрируют сложнейшую

- | | | | |
|-------|----|-------|----|
| Y Y | 1 | + | 18 |
| | 2 | ++ | 19 |
| V V V | 3 | T T T | 20 |
| I I | 4 | ⊙ | 21 |
| ••• | 5 | ⊕ | 22 |
| z z z | 6 | ⊗ | 23 |
| z + | 7 | ⊗ | 24 |
| x x x | 8 | ○ | 25 |
| - + | 9 | — | 26 |
| + + | 10 | — | 27 |
| ● | 11 | — | 28 |
| + + | 12 | — | 29 |
| • | 13 | — | 30 |
| ■ | 14 | — | 31 |
| + + | 15 | — | 32 |
| ■ | 16 | — | 33 |
| — | 17 | — | 34 |



тектоническую картину региона (см. рис. 1). Этим наиболее интересным и новым данным и их анализу посвящена настоящая статья. Кроме материалов собственно космофотогеологического картирования региона ниже изложены также результаты более позднего их анализа, проводимого в процессе подготовки космофотогеологической карты к изданию.

Изучению разрывных структур региона посвящено большое количество работ [6, 7, 11, 12, 14, 15]. Однако только с применением комплекса космических снимков появилась возможность наиболее полного их исследования. Основываясь на известных геологических данных и методических разработках [9, 10], а также на элементарных законах горной геометрии, в густой сети отдешифрированных разрывов удалось выделить полого- и крутопадающие дизъюнктивы и в некоторых случаях определить их кинематику.

Рассмотрим группу более характерных для региона и менее спорных **крутопадающих разрывов**. В результате исследований установлено, что все крутопадающие разрывы, показанные на схеме, распределяются по восьми генеральным направлениям (рис. 2), при этом на общей розе-диаграмме выделяются два отчетливых максимума с азимутами 5 и 295°. Этим максимумам соответствуют наиболее мощные и протяженные зоны разрывов, фиксируемые на космических снимках регионального ранга. Крутопадающие разрывы образуют (согласно эллипсоиду деформаций) две ортогонально-диагональные системы (см. рис. 2), выделенные впервые. Правомерность предложенной систематизации подтвердилась не только известными геологическими данными, но и результатами проведенных нами в более позднее время среднемасштабных структурных исследований. Отчетливой связи между системами не установлено. Однако выяснилось, что угол между соседними осевыми ориентировками составляющих разных систем (5; 25° и т. д.) равен 20°, т. е. системы как бы повернуты одна относительно другой на этот угол (см. рис. 2).

Дальнейший анализ выявил существенное различие роли разрывов разных систем в геологическом строении и металлогении региона. Генеральное направление разрывов первой системы (295°) отчетливо совпадает с ориентировкой полей развития основных вещественных комплексов региона. Разрывы маркируются разнообразными продуктами магматической деятельности и осадочными образованиями по крайней мере от позднего архея до позднего протерозоя. Эта система разрывов соответствует западному сегменту суперлинеамента Карпинского (рис. 3), выделенного А. Ф. Фоминых [18], который представляет собой долгоживущий пояс глубинных разломов (возможно, периодически активи-

Рис. 1. Космофотогеологическая карта северо-восточной части Балтийского щита 1—7 — структурно-вещественные комплексы: 1 — щелочно-базальтоидный палеозойский, 2 — осадочный позднепротерозойский, 3 — осадочно-вулканогенный метаморфизованный раннепротерозойский, 4 — гранулитов высокие давлений раннепротерозойский, 5 — осадочно-вулканогенный метаморфизованный позднеархейский, 6 — осадочно-вулканогенный метаморфизованный раннеархейский, 7 — нерасчлененный раннеархейский; 8—20 — интрузивные и ультраметабазитные комплексы: 8 — палеозойский щелочной, 9 — позднекарельский — калиевых гранитоидов, 10 — карельский — щелочных габброидов, 11 — карельский — щелочных гранитов, 12 — карельский — гранитов — гранодиоритов, 13 — расчлененный — базитов — гипербазитов, 14 — раннепротерозойский — пироксенитов и габброидов, 15 — раннепротерозойский — субщелочных гранитоидов, 16 — позднеархейский — габбро-лабрадоритов, габбро-анортозитов, 17 — нерасчлененный дайковый, 18 — позднеархейский — существенно калиевых ультраметаморфитов, 19 — раннеархейский — существенно натровых ультраметаморфитов, 20 — раннеархейский (?) — эндербитов, тоналитов; 21—25 — кольцевые структуры: 21 — вероятные щелочные массивы центрального типа, 22 — вероятные массивы карельских калиевых гранитов, 23 — ядра гнейсогранитных куполов позднего архея, 24 — они же, не вскрытые эрозией, 25 — неясного генезиса; 26—31 — разрывные нарушения: 26 — элементы поясов и зон сквозной системы разрывов, 27 — фронтальные ограничения аллохтонов первого порядка, 28 — фронтальные ограничения аллохтонов второго порядка, 29 — фронтальные ограничения частных надвигов, 30 — разрывы с неясной кинематикой, 31 — сдвиги; 32 — зоны интенсивной тектонической проработки (милониты, бластомилониты и т. п.); 33 — структурные элементы; 34 — геологические границы

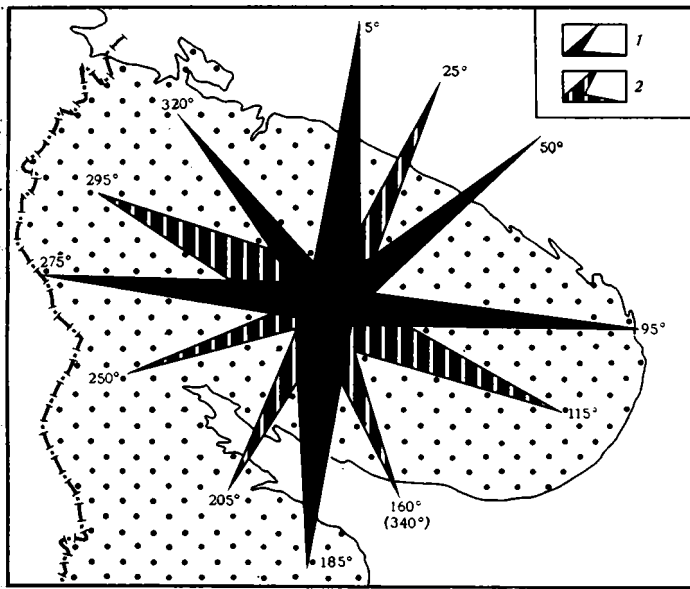


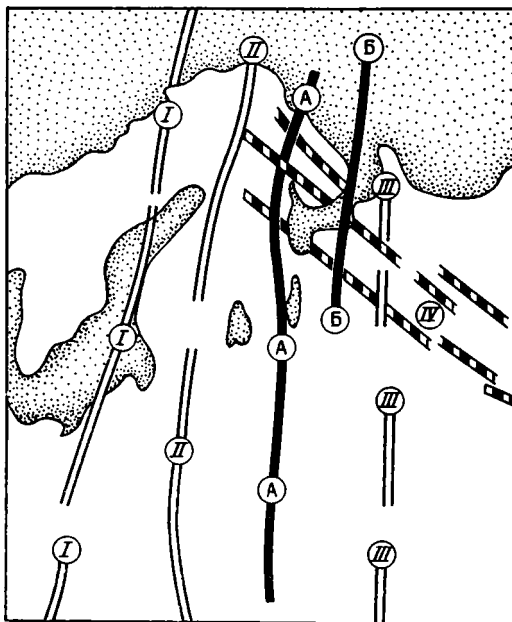
Рис. 2. Осевые ориентировки крутопадающих разрывов и их систематизация (1 — система сквозных зон и поясов; 2 — региональные разломы)

зировавшуюся широкую зону растяжения земной коры). Металлогеническая сущность описываемой системы определяется ее контролирующей ролью в размещении магматических и осадочных рудовмещающих комплексов (например, пегматитовых полей зоны Колмозеро — Воронежя).

Вторая система крутопадающих разломов с генеральным простиранием 5° (см. рис. 2) проявлена на исследованной территории в виде поясов и зон, пересекающих весь регион (рис. 4, см. рис. 3) и образованных субпараллельными разрывами протяженностью до нескольких сотен километров. Время заложения системы с определенной долей вероятности можно определить как позднеархейское. Об этом говорит тот факт, что структуры, сложенные позднеархейскими и более молодыми образованиями, при приближении к поясам разломов этой системы не срезаются ими, а либо меняют простирание, при этом резко сокращается мощность слагающих их пород, либо вообще исчезают, что хорошо видно практически на любой мелкомасштабной геологической карте Балтийского щита [5 и др.], т. е. пояса этой системы разломов выполняют роль своеобразных «структурных барьеров» [16]. Последний этап ее эндогенной активности фиксируется отчетливой приуроченностью к узлам пересечения ее элементов продуктов палеозойского магматизма. Отдельные пояса и зоны системы прослеживаются, по данным геофизики, на глубину 150—180 км и пересекают всю территорию Балтийского щита. Основная составляющая описываемой системы по направлению и, возможно, кинематике согласна с трансконтинентальными суперлинеаментами, выделенными В. А. Бушем [4]. Так, Кильдинско-Энгозерский меридиональный пояс (см. рис. 3) прослежен нами по мелкомасштабным топографическим и геолого-геофизическим материалам вплоть до Воронежского щита.

Имеющиеся данные позволяют относить пояса системы к типу сквозных скрытых глубинных структур в понимании М. А. Фаворской и др. [16, 17]. Руководящая роль таких структур в размещении эндогенных полезных ископаемых неоднократно подчеркивалась различными авторами [3, 9, 10, 16, 17]. Проведенные нами параллельно с космогеологическим картированием минерогенические исследования подтверждают это положение по крайней мере в отношении проявлений редкоземельной, редкометалльной, молибденовой и сульфидной медно-никелевой

Рис. 3. Схема суперлинементов северо-запада Европы по В. А. Бушу [3] (I—III) и А. Ф. Фоминых [IV] [18], дополненная автором (А, Б). Суперлинементы: I — Шпицберген — Вардари, II — Лапландско-Нильский, III — Транскавказский, IV — Карпинского. А — Кольско-Воронежский, Б — Восточно-Кольский. Обозн. см. рис. 2



минерализации. Статистический анализ сети крутопадающих разрывов позволил впервые разработать формализованный критерий наличия сульфидного медно-никелевого оруденения. Критерий выражается в стабильной приуроченности оруденения к градиентным областям поля суммарной плотности региональной трещиноватости широтного и северо-восточного (50°) направлений при пересечении этих областей зонами широтных нарушений [2]. Применение данного критерия в комплексе с традиционными признаками и критериями позволило прогнозировать новые перспективные участки.

Завершая краткую характеристику крутопадающих разрывов, отметим, что с помощью статистического анализа установлена неравномерность распределения их в исследованном регионе. Наиболее нарушенной оказалась западная часть территории, что определяется большей плотностью здесь разрывов, относящихся к системе сквозных нарушений, тогда как другая система проявлена в регионе более или менее равномерно.

Второй тип дизъюнктивных структур, во многих случаях тесно связанных с первыми пространственно и генетически, это **пологопадающие разрывы надвигового характера**. В процессе составления космофотогеологической карты мы ограничились в основном выделением, изучением геометрии и метрическим ранжированием надвиговых структур. Последующий анализ позволил расширить представления о них и составить схему чешуйчато-блокового строения региона (рис. 5). На ней кроме надвиговых структур показаны постнадвиговые интрузивные массивы и позднепротерозойские осадочные образования, не участвовавшие в формировании надвигов.

Исходя из того, что ориентировка сдвигов в общем определяется направлением приложенных тангенциальных напряжений, мы, вероятно, можем ориентировочно определить местоположение источников этих напряжений. На рис. 5 узкими стрелками показаны вероятные направления перемещений в пределах крупных аллохтонов и широкими стрелами — вероятные направления перемещения аллохтонов в целом. В тех случаях, когда по тем или иным причинам однозначно эти направления определить не удается, пунктирными стрелками показаны наиболее вероятные из них.

Полагая, что направления перемещений определены достаточно правильно, мы получаем возможность выделить блоки, пространственно разобщенные, но перемещавшиеся в одном направлении. На схеме они

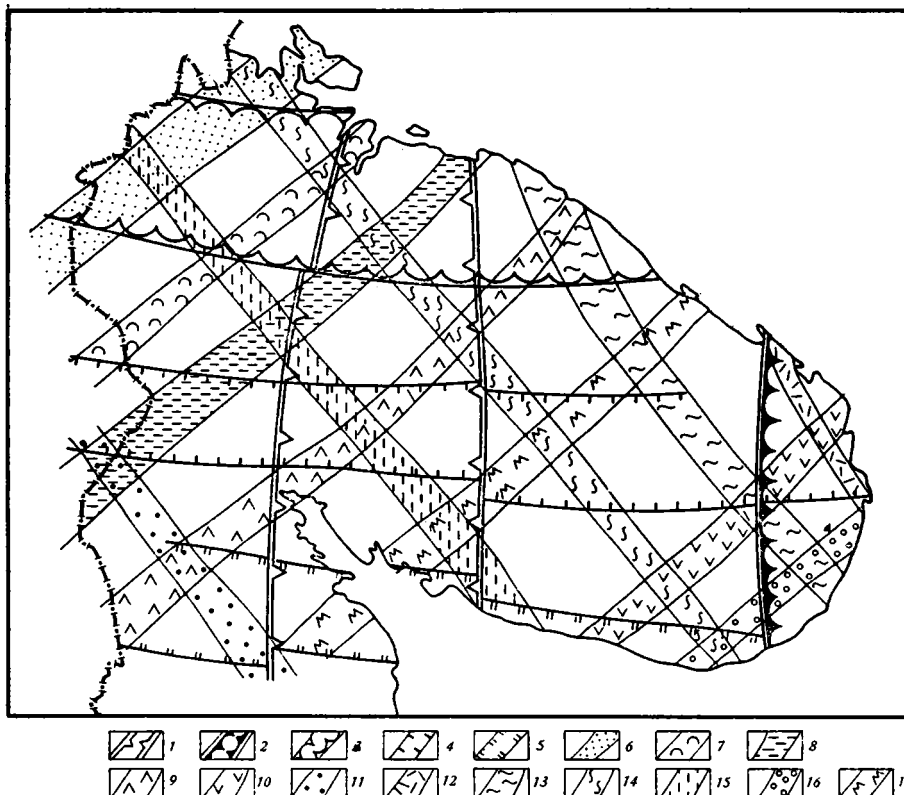


Рис. 4. Схема пространственного расположения главных поясов и зон «сквозной» системы разрывов

1, 2 — меридиональные пояса: 1 — Кильдинско-Энгозерский (сегмент Кольско-Воронежского линеамента), 2 — Восточно-Кольский; 3—5 — широтные пояса; 3 — Печенгско-Североморский, 4 — Ковдорско-Краснощельский, 5 — Нуорунен-Турьинский; 6—17 — диагональные зоны: 6 — Центральнопеченгская, 7 — Нотареченско-Кольская, 8 — Гирвас-Кильдинская, 9 — Панаярви-Харловская, 10 — Стрельнинско-Качковская, 11 — Пялицко-Усть-Понойская, 12 — Святоносская, 13 — Рындо-Сосновская, 14 — Лицко-Ондомская, 15 — Пиедсьяур-Варзугская, 16 — Вуориярви-Елетьозерская, 17 — Вялозеро-Енозерская

показаны определенным крапом. В тех случаях, когда направление перемещения не устанавливается однозначно, применен смешанный крап. На участках, лишенных крапа, надвиговые структуры либо не выявлены, и в этом случае не исключен автохтонный характер этих участков (междуречье Стрельна — Пулоньга), либо определение направления перемещения по ряду причин затруднительно (замыкание структуры Кейв с запада).

Проанализируем полученную схему.

1. Схема демонстрирует широкое развитие надвиговых структур, определяющих для двух третей территории региона чешуйчато-надвиговой стиль тектонического строения.

2. Вся территорию условно можно разделить на северную и южную части, в которых латеральные перемещения происходили во встречных направлениях: в северной части — в южных румбах (за исключением района Печенгской структуры), в южной — в северных. Условная линия раздела проходит по раннекарельским образованиям Имандра-Варзугской зоны. На западе встречные движения разделяются Енским сегментом беломорид. Отсюда вытекают следующие выводы: либо источники напряжений, приведших к перемещениям, находились к северу и югу от нашего региона, либо единый источник напряжения был приурочен к упомянутой оси раздела. Если исходить из второго варианта, то оказывается, что мы изначально ошиблись в определении направления перемещений и зафиксированные пологие разрывы являются

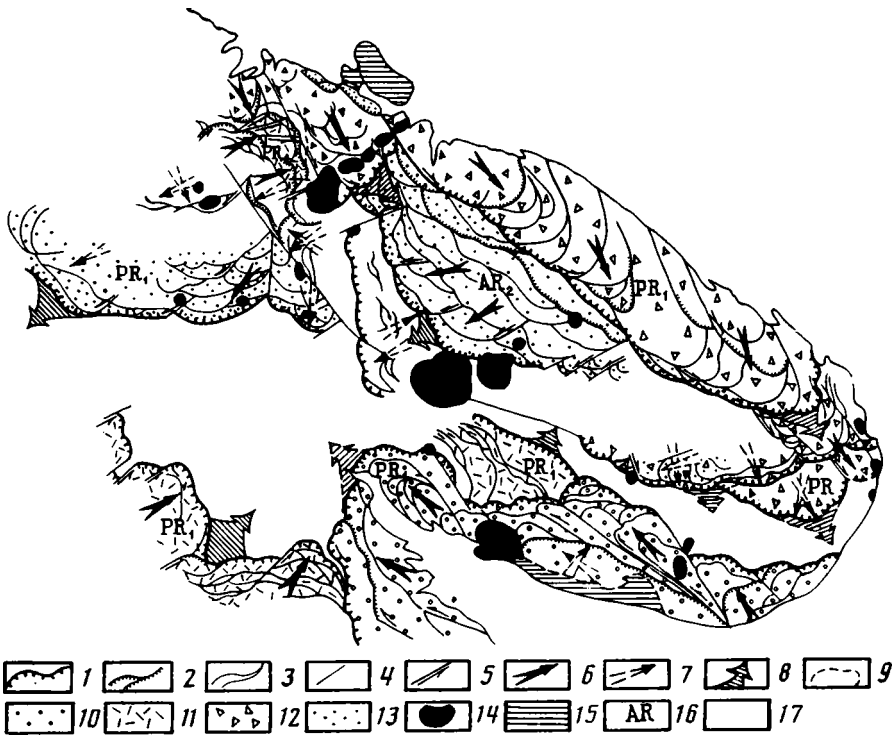


Рис. 5. Схема чешуйчато-блокового строения северо-восточной части Балтийского щита 1—3 — фронтальные ограничения аллохтонов: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка, 3 — высших порядков; 4, 5 — крутопадающие разрывы: 4 — с неясной кинематикой, 5 — сдвиги; 6, 7 — ориентировка направления тектонического транспорта: 6 — предполагаемая по комплексу признаков, 7 — наиболее вероятная из возможных; 8 — суммарное направление надвигания; 9 — геологические границы; 10 — аллохтоновые блоки с вероятным направлением перемещения на северо-запад; 11 — то же, но на северо-восток; 12 — то же, на юго-восток; 13 — то же, на юго-запад; 14 — интрузивные массивы с автономной внутренней структурой; 15 — позднпротерозойские осадочные образования; 16 — предполагаемый возраст образования надвигов; 17 — участки, на которых не выявлены элементы тектонического чешуирования

поддвигами, а источником напряжений был раздвиг. Следует также отметить, что, вероятно, не все надвиговые структуры отражены на схеме.

3. Для северной и южной частей характерна ортогональная ориентировка сдвигов в разных блоках. На севере сдвиги ориентированы по азимутам 160 и 250°, на юге ортогональность менее отчетлива (что может объясняться точностью построений), но близка к направлениям, противоположным указанным выше, т. е. здесь приблизительная ориентировка сдвигов — 70 и 340°. Если это так, то, вероятно, сдвигающие усилия были направлены с север — северо-востока и юг — юго-запада в одном случае и с север — северо-запада и юг — юго-востока — во втором. При этом даже если мы ошибаемся в точности определения ориентировок, в румбах ошибка вряд ли возможна. Наблюдаемое единство вероятных ориентировок направлений тектонического сжатия на всей исследованной территории позволяет предположить наличие единых (в пространстве) источников тангенциальных напряжений сжатия. Например, в период формирования шарьяжей с участием протерозойских образований такой источник напряжений, видимо, находился на юго-западе, за пределами изученной части щита.

4. На схеме (см. рис. 5) приведено вероятное время формирования некоторых надвиговых структур. Так, мощный процесс, выразившийся в формировании Центральнокольского шарьяжа, не мог не вызвать преобразования вещества и формирования синхронных этому процессу вещественных ассоциаций. Так как для этой части региона радиологических датировок моложе 2,7—2,8 млрд. лет не известно [13], то ве-

роятно, они отвечают и времени шарьирования. Для Лапландского шарьяжа возраст определяется временем формирования эклогитоподобных ассоциаций во фронтальных частях надвигов и составляет 1,8 млрд. лет [13], а также возрастом становления гранитоидного массива Йов-Оайв — 1705 млн. лет [13], секущего структуру надвига. Для северо-западной части Центральнокольского блока верхняя возрастная граница надвигов определяется временем внедрения Арагузских гранитоидов (1,8 млрд. лет), прорывающих чешуйчатую структуру. Этому не противоречит предполагаемое по данным дешифрирования поддвигающие раннеархейских пород обрамления под структуру Печенги в юго-восточном направлении. С учетом этих наблюдений возраст последнего шарьирования северо-западной части Центральнокольского блока ограничен «снизу» рубежом около 2,0 млрд. лет. Учитывая одинаковую ориентировку сдвигов в северо-западной части Центральнокольского блока и в Мурманском блоке, можно предположить, что время последнего движения Мурманского блока также не древнее 2,0 млрд. лет. Правда, этому предположению противоречит ненарушенный облик массивов позднеархейских субщелочных гранитоидов.

Завершая описание надвиговых структур, отметим, что северо-восточная часть Балтийского щита в современном виде является отчетливо коллизионной структурой. Многоэтапное шарьирование этого участка земной коры нарушило первичные структуры и взаимоотношения супракрасталльных и интрузивных комплексов. В этом, видимо, заключается одна из главных причин сложности и ненадежности корреляции разрезов одноименных «стратифицированных» образований кольского докембрия, развитых в разных районах. В то же время пока отсутствуют сколько-нибудь серьезные данные, указывающие на большие амплитуды латеральных перемещений в процессе шарьирования. Скорее наоборот — амплитуды перемещений вряд ли превышают первый десяток километров. По крайней мере такой вывод следует из изучения мелко-масштабных геологических карт Балтийского щита [4, 8 и др.]. Региональные геологические материалы, в том числе и рассматриваемая космофотогеологическая карта, отчетливо указывают на четкую унаследованность и субпараллельность зон активной тектономагматической деятельности от позднего архея до позднего протерозоя. Такое отчетливое пространственное совпадение зон проявления эндогенных процессов, видимо, указывает на относительно хорошую сохранность первичных крупных структур.

Интересно также отметить еще одну любопытную особенность зоны развития раннепротерозойских образований. Они слагают три прерывистые полосы с условными осями: Карасйок (Норвегия) — Выгозеро, Печенга — Имандра — Варзуга, хребет Серповидный — устье р. Поной. Полосы субпараллельны, имеют северо-западную ориентировку (около 300°), ширина их уменьшается с юга на север. Аналогично простиранию полос ориентированы и все надвиги, деформирующие эти структуры. Причины этого явления остаются пока не ясными.

При анализе материалов дешифрирования космических снимков была сделана попытка обобщить новые данные о структуре региона с помощью геолого-структурного районирования. Несмотря на предварительность полученных результатов, уже сейчас можно утверждать, что в пределах исследованной территории выделяются пять основных типов структурных ансамблей. В порядке распространенности на площади региона выделены складчато-линзовидно-чешуйчатый, купольно-складчатый, линейноскладчатый, сложнодислоцированный и линеаментный типы структурных форм.

Первый тип характерен для зон и областей интенсивного развития надвиговых структур (например, Лапландский шарьяж). Время формирования структурных ансамблей этого типа различно (описано выше).

Второй тип отмечается в большинстве районов, не испытавших или слабо испытавших шарьирование (например, междуречье рек Ча-

ванга — Пулонга). Время формирования структурных ансамблей этого типа, вероятно, следует относить к позднему архею, связывая его с процессами становления гранит-зеленокаменных областей [11]. По крайней мере указанный в качестве примера участок, видимо, является краевой зоной позднеархейского зеленокаменного пояса. Частично структуры второго типа формируются, вероятно, в связи с процессами раннепротерозойской гранитизации (Хихнаярвинский блок).

Третий тип структурных ансамблей характерен для площадей развития преимущественно линейных складчатых форм (например, Центральный блок структуры Имандра — Варзуга или зона Больших Кейв в Кейвской структуре). Время формирования таких структур, вероятно, раннепротерозойское.

Четвертый тип отличается сложнейшими сочетаниями пликативных и дизъюнктивных форм с преобладанием первых, которые с трудом расширяются на космических снимках даже детального ранга. Наиболее характерен он для Енского сегмента. Формирование этого типа структурных ансамблей отчетливо неоднородно во времени. Так, например, в районе Неблагоры В. Б. Алексеев насчитал пять этапов разновозрастных деформаций [1].

Последний, пятый тип характерен для структур сопряжения разнорядковых блоков (пластин), имеет резкоудлиненные, прямолинейные или субпараллельно-извилистые очертания зон. В целом это различной ширины зоны интенсивной тектонической переработки горных пород — бластомилониты, бластокатаклазиты, милониты и т. п. Наиболее ярким примером может служить зона так называемого Северо-Кейвского разлома или Кицко-Япомская зона, построенные сложносочетающимися сдвигами и надвигами различной крутизны. Большинство таких зон сформировалось в связи с неоднократными тектоническими подвижками начиная с позднеархейского времени.

Описанные структурные ансамбли образуют зоны и области различной формы и величины, ограниченные в большинстве случаев разломами, не совпадающими, как правило, с границами вещественных комплексов. Более того, наиболее выраженные в данной зоне структурные ансамбли чаще всего образовались позже, чем слагающие их вещественные ассоциации.

Завершая изложение основных данных изучения северо-восточной части Балтийского щита с помощью материалов космических съемок, подчеркнем, что составленная космофотогеологическая карта региона и другие результаты работы (например, данные дешифрирования региональной трещиноватости) отличаются большой разноплановостью и новизной. Их анализ во многих случаях носит пока еще предварительный характер. Однако уже сейчас ясно, что значение этих материалов для понимания геологии региона и его металлогении достаточно велико.

Литература

1. Алексеев В. В. Структурно-возрастная шкала как основа для периодизации эндогенных процессов и расшифровки структуры (на примере Неблагорского района Беломорья)//Структурный анализ кристаллических комплексов. Тезисы докл. Всесоюз. школы. Ч. I. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 23—24.
2. Баржицкий В. В., Гринченко Б. М. Связь сульфидного медно-никелевого оруденения с разрывными нарушениями (по данным космофотогеологического картирования северо-восточной части Балтийского щита)//Базит-гипербазитовый магматизм главных структурных зон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1986. С. 30—32.
3. Буш В. А. Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии//Геотектоника. 1983. № 8. С. 16—18.
4. Геологическая карта Мурманской области. Масштаб 1 : 1 000 000//Геология СССР. Приложение к т. XXVII//Ред. Харитонов Л. Я. М.: Недра, 1958.
5. Геологическая карта-схема Кольского полуострова. Масштаб 1 : 1 000 000//Минеральные месторождения Кольского полуострова. Приложение/Гл. ред. Горбунов Г. И. Л.: Наука, 1981. 272 с.
6. Дольво-Добровольский А. В. Линеаменты и кольцевые образования Восточно-Европейской платформы. Балтийский щит//Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1985. С. 173—178.

7. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.
8. Карта геологических формаций восточной части Балтийского щита/Отв. ред. Билибина Т. В. М.: Аэрогеология, 1979.
9. Кильдюшевский Е. И. Разрывные нарушения и полезные ископаемые//Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1979. 52 с.
10. Козлов В. В. Космогеологические исследования системы разломов//Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1982. 55 с.
11. Козлов М. Т. Основные этапы развития протерозойских разломов Кольского полуострова//Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1975. С. 13—32.
12. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983.
13. Перевозчикова В. А. Тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 288 с.
14. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
15. Савицкий А. В., Козлов М. Т. Основные этапы развития разломов Кольского полуострова//Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1978. С. 12—19.
16. Фаворская М. А., Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. и др. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 167 с.
17. Фаворская М. А., Томсон И. М., Баскина В. А., Волчанская И. К. Рудоконтролирующие структуры и их соотношения с границами плит//Глобальные закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1974. С. 175—178.
18. Фоминых А. Ф. Использование космических снимков при структурно-формационных и металлогенических исследованиях//Сов. геология. 1983. № 2. С. 82—85.

Центральнокольская комплексная
геологическая экспедиция
ПГО «Севзапгеология»

Поступила в редакцию
1.IX.1986

УДК 551.242.5(470.32)

ЩИПАНСКИЙ А. А.

**ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА В СТРУКТУРЕ РАННЕГО
ДОКЕМБРИЯ РАЙОНА КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

В структуре раннего докембрия КМА выделены две разновозрастные группы гранитогнейсовых куполов — позднеархейская и раннепротерозойская. Показано, что позднеархейские купола развиты в юго-западной части КМА, где они с зеленокаменными поясами образуют закономерную структурно-вещественную парагенетическую ассоциацию, составляющую Белгородско-Сумскую гранитно-зеленокаменную область. Вторая группа куполов сформировалась в результате раннепротерозойской автохтонной гранитизации архейских гранулитогнейсовых комплексов, составлявших фундамент нижнепротерозойских структур КМА (проторифтовых зон и связанных с ними шельфов). Рассматривается структура раннепротерозойского Белгородского синклиория, где выделены три структурно-фациальные зоны в зависимости от типа архейского фундамента — гранитно-зеленокаменного, гранулитогнейсового и базит-гипербазитового сутурного шва.

До настоящего времени в литературе по геологии докембрия Курской магнитной аномалии (КМА) вопрос о гранитогнейсовых куполах не получил заметного рассмотрения. Это связано прежде всего с тем, что из-за относительно больших глубин залегания докембрийского фундамента недостаточно выяснена его структура. Анализ современной тектоники раннедокембрийских образований здесь чаще всего сводится к выделению глыбово-блоковых элементов.

Вместе с тем накопленный материал по раннему докембрию относительно более изученных регионов (Украинского, Балтийского, Алданского щитов, Байкальской горной области и др.) свидетельствует о том, что гранитогнейсовые купола являются одними из главных компонентов структуры фундамента всех древних платформ, типичными и господствующими формами их основания. Именно поэтому проблема гранитогнейсового куполообразования выдвинулась на одно из первых мест в современной геологии докембрия [5, 6, 17, 18, 20 и др.].

В настоящей статье предпринята попытка выделить в структуре раннего докембрия КМА гранитогнейсовые купола, разделить их по возрасту и выснить их роль в геологической истории рассматриваемой территории. В основу анализа положены данные по району Белгородского синклиория, где автор проводил исследования с 1979 по 1985 г. Однако есть все основания полагать, что гранитогнейсовые купола широко развиты и в других районах КМА.

Согласно существующим представлениям [1, 2, 13, 16, 22], в докембрии КМА выделяются с запада на восток Крупецкая, Рыльская, Михайловско-Белгородская и Орловско-Оскольская синклиорные зоны, сложенные метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями курской и оскольской серий нижнего протерозоя, в которых заключены мощные толщи железистых кварцитов, имеющих исключительно важное промышленное значение. Их разделяют антиклинальные структуры (блоки [8, 9], срединные массивы [1, 2]), сложенные породами архея.

В последние годы Е. М. Крестиним [7, 9, 12] в фундаменте КМА выделены позднеархейские зеленокаменные пояса: Михайловско-Белгородский¹, Сторожевско-Борисовский, Суджанский и так называемый

¹ Название этого позднеархейского пояса (по Е. М. Крестину) совпадает с традиционно принятым для КМА наименованием одной из главных раннепротерозойских проторифтовых (синклиорных) зон — Михайловско-Белгородской, что создает некоторую терминологическую запутанность. Но отчасти такое дублированное наименование может быть оправдано, поскольку эта проторифтовая зона отчетливо наследует простираение зеленокаменного пояса (см. рис. 1).

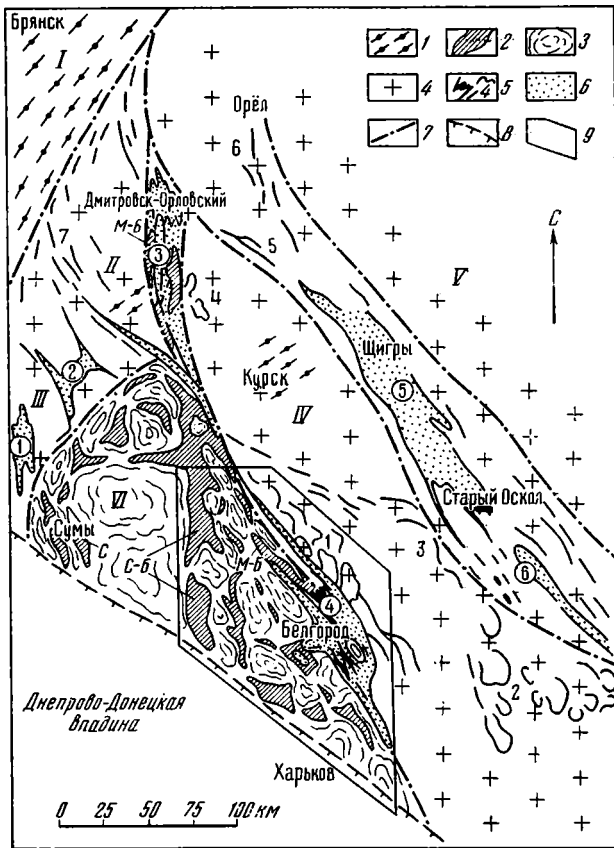


Рис. 1. Схема тектонического районирования докембрия КМА.

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма (брянская серия); 2 — позднеархейские вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов (михайловская серия); 3 — позднеархейские гранитогнейсовые купола; 4 — гнейсы, гранитогнейсы и граниты архея — нижнего протерозоя нерасчлененные; 5 — железистые кварциты раннего протерозоя (курская серия) и связанные с ними магнитные аномалии (1 — Прохоровские, 2 — Валуйские, 3 — Коньшинские и Источьянские, 4 — Лев-Толстовские, 5 — Воронежские, 6 — Орловские, 7 — Комаричские); 6 — вулканогенно-осадочные породы раннего протерозоя (курская и оскольская серии); 7 — региональные разломы; 8 — граница с Днепровско-Донецкой впадиной (по изогипсе фундамента —1000 м); 9 — граница района детальных исследований. I — Брянский архейский гранулитогнейсовый блок; II—V — архейские гранулитогнейсовые блоки, интенсивно переработанные в раннем протерозое (сегмент раннепротерозойского куполообразования): II — Комаричский, III — Севский, IV — Курско-Корочанский, V — Ливенско-Касторненский; VI — Белгородско-Сумская позднеархейская гранитно-зеленокаменная область (сегмент позднеархейского куполообразования); позднеархейские зеленокаменные пояса: С — Суджанский, С-Б — Сторожевско-Борисовский, М-Б — Михайловско-Белгородский сутурный шов. Раннепротерозойские проторифтовые зоны (синклинии и синклиниорные зоны) — цифры в кружках: 1 — Крупецкая, 2 — Рыльская, 3—4 — Михайловско-Белгородская (3 — Михайловская, 4 — Белгородская), 5—6 — Орловско-Оскольская (5 — Тим-Ястребовская, 6 — Волотовская)

рудиментарный Петровско-Волотовский, принадлежность которого к этой категории структур вызывает сомнение. Анализ размещения этих специфических позднеархейских образований показывает, что преимущественная область их развития — юго-западная часть КМА (рис. 1). Наиболее изучен из всех зеленокаменных поясов КМА Михайловско-Белгородский, где собственно впервые в СССР были установлены и описаны коматиты [7], являющиеся, как известно, характерной частью разрезов этих структур. Гораздо менее исследован бурением Сторожевско-Борисовский пояс, и практически не изучен Суджанский.

Нижнепротерозойский Белгородский синклиниорий расположен в юго-восточной части области развития зеленокаменных поясов КМА. На основе изучения и обобщения геологических материалов и анализа

геофизических данных по докембрию района автор предлагает новую схему тектонического районирования рассматриваемой территории (рис. 2), существенным элементом которой являются гранитогнейсовые купола позднего архея и раннего протерозоя, широко развитые в структурах обрамления синклинория. Позднеархейские купола составляют главнейший компонент юго-западного обрамления синклинория, где они совместно с зеленокаменными поясами образуют типичную структуру позднеархейской гранитно-зеленокаменной области. Раннепротерозойские купола являются характерными структурами его северо-восточного обрамления — Курско-Корочанского блока. Обратимся к их рассмотрению.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА

На территории юго-западного обрамления Белгородского синклинория к наиболее древним стратифицированным образованиям относятся осадочно-вулканогенные породы михайловской серии верхнего архея, которые выполняют узкие (от 1 до 10 км) невыдержанные по простиранию синформы — зеленокаменные пояса. Нижняя и наиболее мощная часть разреза серии (вероятно, около 2—3 км) представлена метаморфизованными коматитами и толеитовыми базальтами. Выше залегают эффузивно-осадочные породы, где вулканы представлены металипаритоцидами, метаандезитами и их туфами, а осадочные образования — различными по составу песчаниками и сланцами. Эти породы в отличие от метабазитов локально развиты в пределах зеленокаменных поясов, образуя небольшие вытянутые синформы, внутренняя структура которых остается во многом неясной. Их мощность оценивается в 400—500 м [8, 9].

Важнейший элемент структуры смежных площадей со всеми без исключения зеленокаменными поясами — разделяющие их массивы гранитоидов. Обычно эти гранитоиды резко преобладают по площади, а в плане они всегда образуют специфические структурные формы, объединяемые в литературе термином «гранитогнейсовые» купола. Их тесная пространственная и генетическая связь с зеленокаменными поясами позволяет рассматривать эти структурные элементы как парагенетическую ассоциацию, составляющую гранитно-зеленокаменные области [6, 20].

Безусловно, что в докембрие КМА под фанерозойским осадочным чехлом мощностью от 100 до 800 м и более выявление гранитогнейсовых куполов представляет собой трудную задачу. Однако повсеместно проведенные на рассматриваемой территории детальные гравимагнитные съемки позволили наметить эти структуры.

На площади, разделяющей Михайловско-Белгородский и Сторожевско-Борисовский зеленокаменные пояса, бурением почти повсеместно вскрыты серые плагиогранитоиды, которые в литературе описаны как яковлевские [16] по наименованию массива, ограничивающего с запада Яковлевскую синклиналь Белгородского синклинория. Этот массив сложен плагиогранитами, тоналитами и тоналитогнейсами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Архейский, а точнее, позднеархейский возраст плагиогранитоидов достоверно устанавливается как по геологическим данным, так и по данным радиологического датирования. В разрезах многих скважин установлено залегание слабометаморфизованных (кварц-серицит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации, по В. Д. Полищуку и В. И. Полищук [15]) терригенных пород курской серии на этих гранитоидах натриевого ряда. В непосредственном контакте с гранитоидами распространены образования докурской коры выветривания [1, 2, 8]. Известны и находки галек этих плагиогранитоидов и зеленокаменных пород михайловской серии в базальных отложениях раннего протерозоя на Игнатеевском участке Михайловского синклинория. Возраст яковлевских плагиогранитов, определенный уран-свинцовым методом по цирконам, 2750 ± 100 млн. лет [19]. Этот

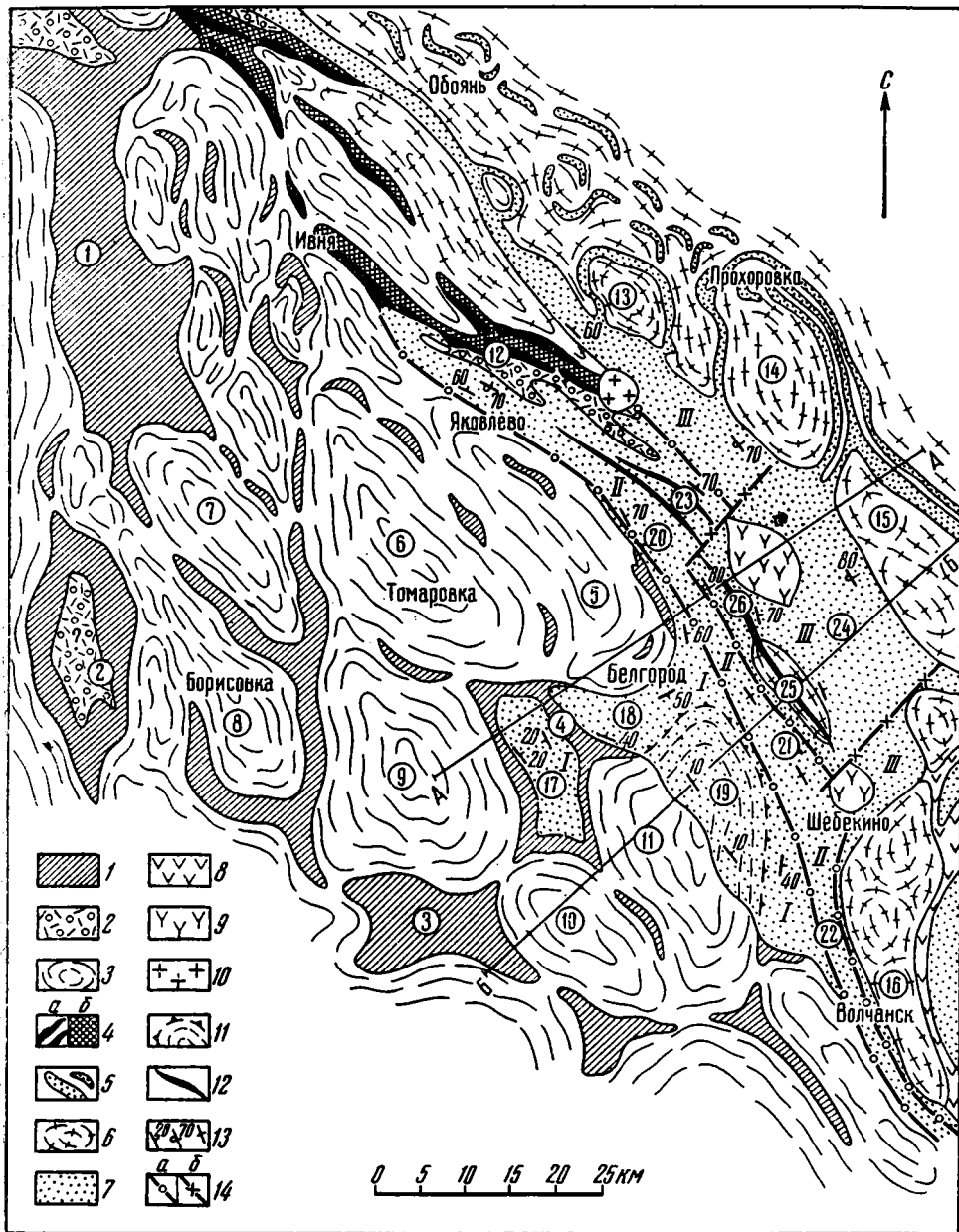


Рис. 2. Схема тектоники докембрия Белгородского района КМА. Вещественные комплексы и структурные элементы (здесь и ниже цифры в кружках) позднеархейской гранитно-зеленокаменной области (сегмент позднеархейского куполообразования): 1 — метабазиты, коматиты нижней части разреза михайловской серии, 2 — металипаритодациты, метаандезиты, метатUFFиты, сланцы верхней части разреза михайловской серии, 3 — плагιοгранитоиды яковлевского типа; синформы позднеархейских зеленокаменных поясов: 1 — Ракитянская, 2 — Никитская, 3 — Лопанская, 4 — Олимпийская; позднеархейские гранитогнейсовые купола и валы: 5 — Яковлевский, 6 — Томаровский, 7 — Трефиловский, 8 — Борисовский, 9 — Октябрьский, 10 — Никольский, 11 — Ольшанецкий; зоны сочленения гранитно-зеленокаменной и гранулитогнейсовой областей (архейская сутурная зона): 4 — гипербазиты (а), метабазиты (б); 12 — Береговская чешуйчатая моноклинал; Курско-Корочанского архейского гранулитогнейсового блока, переработанного в раннем протерозое (сегмент раннепротерозойского куполообразования): 5 — метапесчаники, железистые кварциты, метapelиты (эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма) курской серии в межкупольных синформах); 6 — интенсивно мигматизированные плагиогнейсы архея, двуполевошпатовые автохтонные раннепротерозойские граниты, нерасчлененные. Раннепротерозойские гранитогнейсовые купола: 13 — Кочетовский, 14 — Гнездиловский, 15 — Заячий, 16 — Волчанск; раннепротерозойского рифтогенного грабенообразного прогиба (Белгородский синклиорий): 7 — метаосадочные породы курской и оскольской серий, нерасчлененные (железистые кварциты, мета-

возраст, вероятно, несколько занижен, поскольку древний циркон сохранился только в ядрах зерен [12].

Контакты плагиогранитоидов с зеленокаменными образованиями михайловской серии резкие, интрузивные. Их жильная фация представлена тоналит-порфирами, плагиогранит-порфирами, реже отмечаются афировые разности — микротоналиты и микроплагиограниты, а также жилы плагиоаплитов, диоритов и габбро-диоритов. Преимущественная ориентировка этих жил субпараллельна сланцеватости вмещающих их метабазитов.

Среди гранитоидов яковлевского массива развиты останцы метабазитов, представленных амфиболитами, которые вскрыты рядом скважин в его восточной части. Их распределение в плане отражает морфологию самого массива, которая соответствует валу, т. е. эллипсовидной антиформной структуре, вытянутой в северо-западном направлении в длину на 40 км при ширине около 10 км.

Гранитоиды яковлевского типа характеризуются низкими значениями магнитных свойств (эффективная намагниченность около нуля) и плотности ($2,74—2,77$ г/см³). В геофизических полях они выделяются по крупным зонам отрицательного спокойного магнитного поля и гравитационному минимуму. Ксенолиты метабазитов среди плагиогранитоидов отличаются повышенной плотностью ($2,94—3,05$ г/см³). Они картируются по слабым локальным аномалиям силы тяжести. Расположение осей этих локальных аномалий подчеркивает купольную природу развитых здесь гранитоидов.

На рассматриваемой территории можно выделить ряд гранитогнейсовых куполов, т. е. антиформных структур более или менее изометричных очертаний — Томаровский, Октябрьский, Никольский и Ольшанецкий. Размеры их в поперечнике достигают 15—30 км. Выделяются также и гранитогнейсовые валы, среди которых помимо Яковлевского наиболее крупные — Трефиловский и Борисовский.

Внутреннее строение этих гранитогнейсовых куполов практически не освещено данными бурения. Можно лишь предполагать по аналогии с более исследованными гранитно-зеленокаменными областями, что они осложнены анти- и синформами более высоких порядков, а также прорваны массивами более поздних микроклиновых гранитов. Наличие последних выявлено бурением в восточном крыле Октябрьского купола (скважины 3229, 3219, 3231). Вероятно, их возраст, как и яковлевских плагиогранитов, позднеархейский. Косвенно об этом свидетельствуют зерна микроклина в обломочной части слабометаморфизованных базальных песчаников нижнего протерозоя. Количество их иногда достигает 10%. Определение возраста аналогичных гранитоидов Веретенинского участка Михайловского синклинория, выполненное рубидий-стронциевым методом, дало датировку 2955 ± 40 млн. лет [8]. Картирование массивов микроклиновых гранитов геофизическими методами крайне затруднено, поскольку по физическим свойствам они сходны с плагиогранитоидами.

Купольная природа рассматриваемых гранитоидов наглядно проявляется в характере их границ с крупными зеленокаменными синформа-

песчаники, сланцы, мраморизованные доломиты), 8 — метабазиты (предполагаемые аналоги новокриворожской свиты Украинского щита); 9 — щелочные сенинты, габбро и пироксениты шебекинского типа, 10 — фторсодержащие субщелочные аллохтонные граниты беленихинского типа, 11 — контуры границ погребенных под раннепротерозойскими осадочными образованиями позднеархейских гранитогнейсовых куполов, 12 — оси антиклиналей в нижнепротерозойском комплексе, 13 — элементы залегания пород, 14 — крупные разломы: а — продольные (границы структурно-фациальных зон), б — поперечные (сдвиги); структурно-фациальные зоны синклинория: I — Западная, синклиналь: 17 — Репнянская, 18 — Западно-Белгородская, 19 — Разуменско-Белгородская моноклиналь; II — Центральная, синклиналь: 20 — Яковлевская, 21 — Соловьевская, 22 — Таволжанская, 23 — Гостищевская антиклиналь; III — Восточная, 24 — Ольховатско-Мелиховская синклиналь, 25 — Мясоедовский раннепротерозойский гранитогнейсовый купол, 26 — Дальнеигуменская антиклиналь. А—А, Б—Б — линии профилей

ми. Гранитоиды образуют как бы заливы, заходящие на площади этих синформ, создавая извилистый и причудливый рисунок. В свою очередь сами синформы опоясывают изометричные или валообразные гранитоидные антиформы.

На данной территории выделяются следующие крупные зеленокаменные синформы: Ракитянская и Никитская субмеридионального простираения, представляющие собой, вероятно, самостоятельные элементы Сторожевско-Борисовского пояса, а также Олимпийская и Лопанская. Последние представляют собой структуры неправильной амебообразной формы и занимают промежуточное положение между Сторожевско-Борисовским и Михайловско-Белгородским поясами. Особый интерес представляет Никитская синформа, к которой приурочена единственная в этой части района интенсивная аномалия с магнитным максимумом, достигающим 20 000 гамм. Нами она предположительно связывается с развитием здесь железорудной альбитофировой формации (по Г. И. Каляеву [6]), аналогичной образованиям Белозерской синформы Украинского щита.

Позднеархейские гранитогнейсовые купола, по всей видимости, широко развиты и к западу от Сторожевско-Борисовского зеленокаменного пояса. На север они прослеживаются по особенностям гравимагнитных полей до Крупецкого и Рыльского синклинориев. Таким образом, описанный сегмент структуры раннего докембрия КМА площадью более 30 тыс. км² представляет собой типичную позднеархейскую гранитно-зеленокаменную область, которую предлагается именовать Белгородско-Сумской. Ее контуры изображены на рис. 1. Как видно из этой схемы, особое положение в строении региона занимает Михайловско-Белгородский зеленокаменный пояс, являющийся пограничной структурой между различными блоками КМА. В своей южной части по нему сочленяется Белгородско-Сумская гранитно-зеленокаменная область и Курско-Корочанский гранулитогнейсовый блок, переработанный в раннем протерозое. Северный его отрезок сложен также типичными позднеархейскими зеленокаменными породами, которые зажаты между Комаричским и Курско-Корочанским блоками. На большем своем протяжении этот пояс несогласно перекрывается раннепротерозойскими образованиями Белгородского и Михайловского грабенообразных рифтогенных прогибов. Однако один из его фрагментов, выходящий на эрозионную поверхность докембрия в районе северо-западного замыкания Белгородского синклинория, в настоящее время исследован детальными геофизическими работами и бурением.

В результате этих работ между пос. Ивня и с. Лучки (см. рис. 2) выявлен своеобразный пояс гипербазитов, прослеженный по простираению на 30 км. Отдельные их пластообразные тела протягиваются на 10—15 км, а мощность достигает 700—1000 м. Они представлены апоперидотитовыми серпентинитами. В тесной связи с серпентинитами находятся также и габброиды, превращенные в рассланцованные габбро-амфиболиты. Эти базит-гипербазитовые тела ассоциированы с метатолитами нижней части разреза михайловской серии, однако имеют с ними тектонические взаимоотношения. Все вскрытые скважинами на этом участке породы интенсивно рассланцованы, катаклазированы, милонитизированы и подвергнуты сильному гидротермальному изменению (окварцеванию, хлоритизации, карбонатизации).

Приведенные данные полностью подтверждают ранее высказанное А. С. Новиковой [11] предположение о наличии здесь чешуйчатой моноклинали, названной Береговской. Можно констатировать, что зона сочленения двух разнородных архейских сегментов КМА — Белгородско-Сумского и Курско-Корочанского представляет собой сутурный шов, принадлежащий (согласно [11]) к категории глубинных надвигов и морфологически выраженный чешуйчатой моноклиной. Его ширина в современной структуре докембрия 5—10 км.

Характер северо-западной границы Белгородско-Сумской гранитно-зеленокаменной области с Севским блоком до настоящего времени в

связи со слабой изученностью этого района КМА не известен. Лишь по аналогии с приведенным выше материалом можно также предполагать ее тектоническую природу.

В региональном плане Белгородско-Сумской сегмент раннего докембрия КМА является северным продолжением гранитно-зеленокаменной области Среднего Приднепровья Украинского щита. Собственно говоря, это и ранее предполагалось Г. И. Каляевым [4, 6] в схемах сопоставления структурных элементов докембрия Украинского щита и КМА. Сейчас, после выделения в фундаменте КМА позднеархейских зеленокаменных поясов [7, 8, 12] и смежных с ними гранитогнейсовых куполов, аналогичных куполам Среднего Приднепровья, такая корреляция двух соседних докембрийских блоков представляется вполне обоснованной.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА

Курско-Корочанский блок, примыкающий с северо-востока к Белгородскому синклинию, сложен высокометаморфизованными образованиями архея и нижнего протерозоя. В его пределах наиболее широко развиты обычно мигматизированные калиевыми гранитами биотит-плагиоклазовые и биотит-роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, среди которых часто присутствуют маломощные прослои роговообманковых ортоамфиболитов. Эти гнейсы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, относятся по официальной стратиграфической схеме к обоянской серии нижнего архея. Однако этот возраст до настоящего времени не обоснован надежными радиологическими датировками.

Исследованиями В. Д. Полищука и В. И. Полищук [14] показано, что гнейсы обоянской серии представляют собой полиметаморфические породы и что, по-видимому, им нельзя придавать строгого стратиграфического значения. Названные авторы на Курско—Бесединском участке рассматриваемого блока среди обоянских гнейсов впервые на КМА установили и описали реликтовые минеральные ассоциации гранулитовой фации метаморфизма. Детальное изучение этих пород позволило прийти к выводу, что гнейсы являются конечными продуктами диафореза пироксеновых гранулитов, протекавшего в конечную стадию синхронно с гранитизацией и гнейсификацией [14, с. 28]. Можно думать, что процесс преобразования гранулитов в толщу гнейсов был сложным и длительным и, вероятно, неоднаковым, но очевидно, что ее окончательное оформление связано с раннепротерозойским метаморфизмом и гранитизацией. Это ясно, поскольку гранитизация в пределах Курско-Корочанского блока интенсивно охватывала породы курской серии нижнего протерозоя. Морфологически этот процесс выразился в образовании гранитогнейсовых куполов.

Разрез нижнего протерозоя в пределах Курско-Корочанского блока сильно редуцирован по сравнению с синклинными зонами [21]. Бурением вскрываются только маломощные образования курской серии. По данным Ю. С. Зайцева [16], железистые кварциты представлены преимущественно массивными амфибол-магнетитовыми разностями, часто измененными процессами щелочного метасоматоза. Кварцевые прослои в них будинированы, что свидетельствует об интенсивных пластических деформациях, которым подверглись здесь эти породы. Для метапелитов среди железистых кварцитов характерен гранат-ставролит-биотит-мусковитовый парагенезис эпидот-амфиболитовой фации [16].

Особый интерес представляет структурное положение этих супра-крустальных образований раннего протерозоя в пределах Курско-Корочанского блока. На рис. 2 показана только его небольшая часть, обрамляющая с северо-востока Белгородский синклиний. Развитые здесь железистые кварциты курской серии, составляющие так называемые Прохоровские магнитные аномалии, по данным магниторазведочных работ, образуют в плане овальные и изометричные очертания. И несмотря на фрагментарную изученность бурением ясно, что они локали-

зованы в узких (500—800 м) межкупольных синформах. Их конфигурация в плане, отраженная в магнитном поле извилистыми прерывистыми аномалиями различной интенсивности, определяется взаимным расположением гранитогнейсовых куполов разных размеров. Наиболее крупные из них — Кочетовский, Гнездиловский и Заячий в поперечнике достигают 10—15 км. Но, по-видимому, размеры большинства куполов в районе этих аномалий ограничены первыми километрами². Вероятно, раннепротерозойский возраст имеет и Волчанский купол, выделяемый по геофизическим данным на юго-востоке рассматриваемого района.

Внутреннее строение куполов бурением практически не освещено. По описанию керна единичных скважин, пробуренных еще в 50-е годы на Прохоровских аномалиях, здесь развиты интенсивно мигматизированные калиевыми гранитами плагиогнейсы обоянского типа. Иногда мигматизация настолько интенсивна, что гнейсы утрачивают полосчатую структуру и постепенно переходят в равномерно-зернистые двуполовошпатовые граниты [16].

Есть все основания полагать, что раннепротерозойские гранитогнейсовые купола являются господствующими структурными формами в пределах всего Курско-Корочанского блока. Об этом свидетельствуют данные магнитных съемок. Анализ даже мелкомасштабных карт магнитных аномалий этой площади позволяет с достаточной уверенностью говорить, что именно раннепротерозойское куполообразование обусловило характер структур Валуйских, Коньшинских, Источанских и Лев-Толстовских аномалий (см. рис. 1), т. е. привело к локализации железистых кварцитов курской серии в межкупольных синформах.

Естественно, что наблюдающееся межкупольное положение разреза нижнего протерозоя есть результат посткупольной эрозии. До процесса куполообразования, судя по сохранившимся фрагментам курской серии Курско-Корочанский блок представлял собой в палеогеографическом плане подводное горстообразное поднятие, разделявшее Михайловско-Белгородский и Орловско-Оскольский линейные грабенообразные прогибы [21]. При этом весьма показательно, что интенсивное раннепротерозойское куполообразование охватило структуру палеоподнятия с относительно маломощным чехлом отложений курской серии «шельфового типа» на архейском фундаменте, сложенном тогда еще существенно гранулитовыми комплексами. Такая ситуация оказывается чрезвычайно характерной для областей раннепротерозойской консолидации. Наиболее детально она рассмотрена на примере Байкальской горной области В. С. Федоровским [20], который предложил ее оригинальную геодинамическую трактовку как области «активного» шельфа пассивных окраин протоконтинентов. Приведенные данные по Курско-Корочанскому блоку КМА хорошо согласуются с этой моделью.

К такому же типу структур в фундаменте КМА относятся Комаричский и, по всей видимости, Севский и Ливенско-Касторненский блоки. Таким образом, раннепротерозойское куполообразование охватывало обширный сегмент фундамента КМА (см. рис. 1), который до этого процесса автохтонной гранитизации был сложен высокометаморфизованными гранулитогнейсовыми ассоциациями, вероятно, подобными таковым брянской серии одноименного блока [8, 9]. В отличие от данного сегмента Брянский блок в раннем протерозое не перекрывался осадочным чехлом шельфового типа, который, согласно принятой модели [20], обеспечивал условия для длительного термостатирования и максимального проявления диафореза подстилающих гранулитогнейсов до их полной гранитизации.

² На сегодняшний день терминология и классификация гранитогнейсовых купольных структур не разработана. Возможно, что описываемые в настоящей статье гранитогнейсовые купола образованы из большого количества более мелких гранитоидных тел также округлой формы, имеющих максимальные размеры первые сотни метров. Подобные мелкие структурные формы раннепротерозойских автохтонных гранитоидов детально изучены В. С. Федоровским в Байкальской горной области и также описаны как гранитоидные купола. В литературе описаны под этим названием и гранитоидные структуры, имеющие размеры 200—300 км в поперечнике.

В настоящее время общепризнано, что главными типами архейских структур всех древних платформ мира являются гранитно-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области. Приведенный материал показывает, что эти структуры выступали в роли фундамента, на котором происходило развитие раннепротерозойских проторифтовых зон и связанных с ними шельфов. Однако различный тип архейского фундамента по-разному влиял на процессы тектогенеза в раннем протерозое. Рассмотрим это положение на примере Белгородского синклинория, заложение которого произошло на стыке двух гетерогенных архейских сегментов — Белгородско-Сумского гранитно-зеленокаменного и Курско-Корочанско-гранулитогнейсового.

СТРУКТУРА БЕЛГОРОДСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Белгороский синклинорий, сложенный породами курской и оскольской серий нижнего протерозоя, — наиболее крупный структурный элемент Михайловско-Белгородской синклинорной (проторифтовой, по Е. Е. Милановскому [10]) зоны КМА. Его протяженность около 130 км при ширине 30—60 км, простирание северо-западное.

До сих пор при анализе структуры синклинория не учитывались особенности строения архейских комплексов, составлявших его фундамент. Между тем изложенные данные по геологии смежных площадей синклинория показывают, что архейский фундамент этой раннепротерозойской грабенообразной структуры был гетерогенным: ее юго-западный борт слагают гранитно-зеленокаменные, а северо-восточный — гранулитогнейсовые комплексы. Третьим компонентом строения фундамента синклинория является сутурный шов, сложенный базит-гипербазитовыми ассоциациями, по которому сочленялись разнородные архейские комплексы Белгородско-Сумского и Курско-Корочанского блоков, а в раннем протерозое произошло заложение грабенообразного рифтового прогиба. Вполне очевидно, что общий структурный план синклинория унаследовал пространственное положение и простирание этого архейского сутурного шва.

Выделение разнородных комплексов архейского фундамента позволило по-новому интерпретировать структуру Белгородского синклинория, в качестве основных элементов которой рассматриваются три структурно-фациальные зоны: 1) Западная, или Олимпийско-Разуменская, 2) Центральная, или Покровско-Шебекинская, 3) Восточная, или Ольховатско-Мелиховская (см. рис. 2). Известна также примыкающая к синклинорию с юго-востока Большетроицко-Корочанская зона, которая в данной работе не рассматривается.

Западная зона. Нижнепротерозойские образования этой зоны отчетливо наследуют специфические формы рельефа позднеархейского гранитно-зеленокаменного основания, эродированного к началу раннепротерозойского осадконакопления, — гранитогнейсовые купола и разделяющие их зеленокаменные синформы. Разрез нижнего протерозоя в ее пределах в самых общих чертах схож с разрезами других зон, но в то же время обладает рядом индивидуальных черт. Здесь очень ярко проявлена фациальная изменчивость отложений, включая и железисто-кремнистые, как по простиранию, так и вкрест простирания. Железистые кварциты ассоциируют с различными по составу терригенными и карбонатными породами, причем большую роль среди них играют метапесчаники, алевросланцы и метаалевролиты. Наиболее выпукло эта особенность разреза нижнего протерозоя проявлена на Разуменско-Белгородском участке. Здесь впервые были установлены очень пологое залегание пород и своеобразие их стратиграфического разреза. Это обусловило трактовку структуры участка рядом исследователей как наложенной мульды, выполненной породами белгородской свиты, которая завершает разрез раннего протерозоя [2, 3]. Условность и недостаточная обоснованность выделения этой свиты в ранг самостоятельной таксономической единицы отмечалась многими исследователями, в том числе

и нами [9]. Интерпретации структуры как наложенной мульды противоречат геологические и геофизические данные. Если бы она действительно представляла собой прогиб такого рода, то это нашло бы отражение в поле силы тяжести и зафиксировалось гравитационным максимумом. Вместе с тем характер геофизических полей на участке близок к таковому гранитогнейсового купола. Это дает основание предполагать, что разрез нижнего протерозоя здесь редуцированный, а структура Разуменско-Белгородского участка представляет собой пологую моноклиналь на восточной периклинали Ольшанецкого купола, как это показано на профиле (рис. 3).

Раннепротерозойские образования, наложенные на позднеархейскую зеленокаменную синформу, установлены к юго-западу от г. Белгорода на Олимпийском участке. Нижнепротерозойские отложения в структуре участка составляют две небольшие мульдообразные синклинали с пологими крыльями — Репнянскую и Западно-Белгородскую, которые наложены на позднеархейские зеленокаменные породы с типичными перидотитовыми коматитами. Разрез нижнего протерозоя в этих синклиналях также характеризуется редуцированными мощностями.

Таким образом, отличительной особенностью морфологии структур Западной зоны является пологое (от 20—30° до субгоризонтального) залегание пород курской и оскольской серий, метаморфизованных в условиях кварц-серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, что сочетается и с особым типом их разреза. Можно думать, что эта зона развивалась в пределах краевой (прибортовой) части палеограбена, а территория Белгородско-Сумской гранитно-зеленокаменной области к западу от него в палеогеографическом плане в раннем протерозое представляла собой сушу, т. е. питающую провинцию для терригенного осадконакопления в грабене.

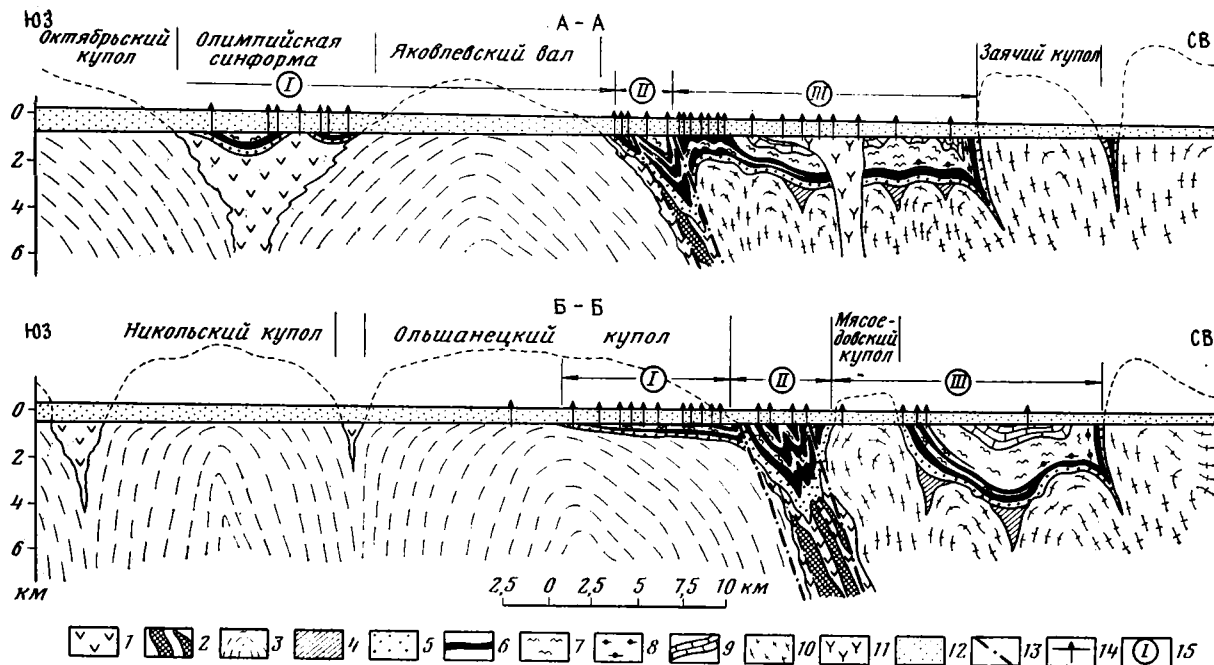
Центральная зона отделена от Западной разломом, который вероятно, в фундаменте синклинория отвечает юго-западной границе сутурного шва. Она занимает осевую часть синклинория и несомненно развивалась над этим швом, испытывая в период раннепротерозойского осадконакопления наибольшее прогибание. В этой зоне наибольшие мощности железисто-кремнистой формации достигают 1000—1200 м. Ее структуры линейно вытянуты в северо-западном направлении и отчетливо изоклинали. Падение пород в крыльях структур Центральной зоны — Яковлевской, Соловьевской, Таволжанской синклиналей и Гостищевской антиклинали — крутое, от 70 до 90°.

Восточная граница зоны имеет изогнутый ступенчатый характер. Это связано с тем, что в фундаменте синклинория предполагается наличие двух крупных зон правосторонних сдвиговых дислокаций, по которым произошло смещение базит-гипербазитовых комплексов сутурного шва и их совмещение в плане с гранулитогнейсами, которые образовывали фундамент Восточной структурно-фациальной зоны. В современной структуре синклинория один из таких сдвигов соответствует месту сочленения Гостищевской и Дальнеигуменской антиклиналей, второй намечается южнее Мясоедовского гранитогнейсового купола. К этой границе приурочены и аллохтонные раннепротерозойские интрузии специфического состава. Это — Беленихинский массив фторсодержащих щелочных калиевых гранитов и дифференцированные щелочные массивы — Игуменский и Шебекинский, сложенные щелочными сиенитами, габбро и пироксенитами, которые локализованы в узлах пересечения упомянутых поперечных сдвигов и сутурного шва в фундаменте синклинория. Наличие дифференцированных щелочных массивов в пределах синклинория может рассматриваться как индикатор рифтогенной природы этой структуры и свидетельствует о глубинном характере контролирующего их сутурного шва.

Восточная зона наименее изучена. Судя по геофизическим данным и редким профилям бурения, в ее пределах широко развиты породы оскольской серии, а железисто-кремнистые образования курской серии несколько редуцированы по сравнению с Центральной зоной. Отлич-

Рис. 3. Геологические разрезы Белгородского района КМА по линиям профилей рис. 2.

Верхний архей: 1 — метабазиты, коматиты михайловской серии; 2 — гипербазиты; 3 — плагиогранитоиды яковлевского типа. Нижний протерозой: 4 — метабазиты (предполагаемые аналоги новокриворожской свиты); 5 — мономиктовые кварцевые, реже субаркозовые метапесчаники, кварциты; 6 — железистые кварциты; 7 — метапелиты зеленосланцевой фации; 8 — метапелиты эпидот-амфиболовой фации; 9 — мраморизованные доломиты; 10 — плагиоклаз-микроклиновые автохтонные гранитогнейсы и граниты; 11 — щелочные сyenиты, габбро и пироксениты шебекинского типа; 12 — осадочный чехол фанерозоя; 13 — крупные разломы; 14 — буровые скважины; 15 — структурно-фациальные зоны синклинория; I — Западная, II — Центральная, III — Восточная



тельной особенностью Восточной зоны является зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, высокотемпературное воздействие которого охватывает низы разреза раннего протерозоя. Так, андалузитсодержащие парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации устанавливаются в метапелитах низов курской серии во внутренней зоне метаморфического ореола вокруг Мясоедовского раннепротерозойского гранитогнейсового купола, закартированного в западной части этой структурно-фациальной зоны. Более интенсивное термальное воздействие на породы курской серии предполагается в восточном борту синклинория, где по пробуренным здесь единичным скважинам описаны ставролитсодержащие парагенезисы даже в метапелитах оскольской серии [16]. По аналогии с купольной структурой Курско-Корочанского блока, непосредственно примыкающего к этой зоне с востока, можно думать, что ее фундаментом также являлись архейские гранулитогнейсовые комплексы. В начале раннего протерозоя в зоне сочленения с сутурным швом эти комплексы подверглись деструкции, а затем после завершения процессов осадконакопления, вероятно одновременно со складчатостью, испытали реоморфизм и связанную с ним гранитизацию и диафторез. Возможно, что в основании разреза раннего протерозоя этой зоны в наиболее погруженных ее частях присутствуют и метабазиты — аналоги новокриворожской свиты Украинского щита, которые маркируют начальную стадию деструкции гранулитогнейсового фундамента.

Современный структурный рисунок Белгородского синклинория был сформирован в конце раннего протерозоя в результате общего тангенциального сжатия, которое охватило и другие синклинорные зоны КМА [8, 11, 18, 22]. В результате этого произошло латеральное сближение и совмещение разных структурно-фациальных зон синклинория, сопровождаемое пликативными и дизъюнктивными нарушениями раннепротерозойских образований, а также их метаморфизмом.

Проведенный анализ позволяет считать, что структура нижнего протерозоя Белгородского синклинория во многом определена гетерогенностью его архейского фундамента. Позднеархейские комплексы гранитно-зеленокаменного основания были наиболее консервативными элементами в раннепротерозойский этап тектогенеза; отсюда слабый зеленосланцевый метаморфизм и специфическая унаследованная морфология нижнепротерозойских образований Западной структурно-фациальной зоны. По всей видимости, в геологической истории КМА Белгородско-Сумская гранитно-зеленокаменная область составляла сегмент гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося в позднем архее.

Архейский сутурный шов, разделявший гранитно-зеленокаменный и гранулитогнейсовый сегменты, в раннем протерозое играл роль ослабленной зоны, вдоль которой и произошло заложение Белгородской и, вероятно, Михайловской рифтогенных грабенообразных структур. В силу этого обстоятельства Центральная структурно-фациальная зона синклинория испытывала наибольшее прогибание, а в период складчатости ее образования подверглись наиболее напряженным деформациям, выразившимся в изоклинальной складчатости.

В областях развития архейских гранулитогнейсовых комплексов, составлявших фундамент нижнепротерозойских структур (например, Восточная зона Белгородского синклинория, Курско-Корочанский блок), широко проявилась раннепротерозойская гранитизация. С этой гранитизацией связан интенсивный диафторез архейских гранулитовых ассоциаций и прогрессивный зональный метаморфизм отложений курской и оскольской серий. Морфологически этот процесс отразился в образовании раннепротерозойских гранитогнейсовых куполов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что гранитно-метаморфический слой в этих областях был образован в постоскольское время, т. е. в конце раннего протерозоя.

Гранитогнейсовые купола представляют собой особые типы структур, возникших на стадии формирования гранитно-метаморфического слоя. Анализ взаимоотношений процессов гранитизации с супракрустальными

комплексами нижнего протерозоя и выделение разновозрастных (позд-неархейских и раннепротерозойских) гранитогнейсовых куполов показывает, что образование гранитно-метаморфического слоя на территории КМА было неравномерным. Детальное рассмотрение строения докембрия района Белгородского синклиория позволяет сделать вывод, что эта раннепротерозойская рифтогенная структура локализована на стыке двух крупных сегментов, которые прошли разную историю развития и имели различный временной интервал формирования гранитно-метаморфического слоя КМА.

Литература

1. Голивкин Н. И. О тектоническом строении докембрийского фундамента территории Курской магнитной аномалии//Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 7. С. 15—20.
2. Голивкин Н. И., Леоненко И. Н., Епифанов Б. П. и др. Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. М.: Недра, 1982. 227 с.
3. Голивкин Н. И., Штернова Л. М., Дунай Е. И. и др. Стратиграфия протерозойских эффузивно-осадочных образований Белгородского рудного района КМА//Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977. С. 3—9.
4. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 190 с.
5. Каляев Г. И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента//Геотектоника, 1970. № 1. С. 16—29.
6. Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.
7. Крестин Е. М. Первая находка коматитов в СССР//Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 412—415.
8. Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития//Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 3—18.
9. Крестин Е. М., Казанцев В. А., Соколов Н. А. и др. Стратиграфическое положение железорудных образований КМА. Препринт. Киев: ИГФМ АН УССР, 1984. 54 с.
10. Милаковский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
11. Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.
12. Ножкин А. Д., Крестин Е. М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА). М.: Наука. 1984. 126 с.
13. Петров Б. М. Нижнепротерозойская структура КМА и некоторые черты ее развития//Геотектоника. 1973. № 1. С. 42—54.
14. Полищук В. Д., Полищук В. И. Пироксеновые гранулиты в докембрии КМА и некоторые вопросы его геологии//Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. Вып. 6. М.: Изд-во ГУЦР, 1970. С. 26—31.
15. Полищук В. Д., Полищук В. И. Метаморфические комплексы фундамента бассейна Курской магнитной аномалии (КМА)//Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука. 1978. С. 131—155.
16. Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 440 с.
17. Рябенко В. А., Москвина О. Д. Морфология и условия формирования гранитогнейсовых куполов Украинского щита//Геол. журн. 1985. Т. 45. № 3. С. 53—63.
18. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
19. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Зыков С. И. Абсолютный возраст горных пород КМА//Геохимия. 1964. № 10. С. 988—994.
20. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
21. Чайкин С. И. Типы разрезов железорудной свиты докембрия Курской магнитной аномалии и их изменение в пространстве//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 6. С. 48—57.
22. Чайкин С. И. Тектоническая природа и структурные особенности железисто-кремнистой формации КМА//Геотектоника. 1985. № 1. С. 24—38.

УДК 551.243.4(234.421.1)

КРОПОТКИН П. Н., МАЦКИВ Б. В., КОВАЛЕВ Ю. В.,
МАКЕЕВ В. М.**ПОКРОВНОЕ СТРОЕНИЕ РАХОВСКОГО МАССИВА
(ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)**

На основании данных геологической съемки, бурения и геофизических исследований (ВЭЗ) доказывается покровное строение Раховского массива, который представляет собой северную часть более обширного Мармарошского массива, расположенного в Румынии. Приводятся профили и детальная гипсометрическая карта поверхности скольжения шарьяжа, надвинутого на отложения мелового возраста; излагается методика построения таких тектонических карт.

ВВЕДЕНИЕ

Раховским кристаллическим массивом называется северная находящаяся на территории Закарпатской обл. часть более обширной структуры — Мармарошского массива, который охватывает главным образом северо-восточную часть Румынии, примыкающую к СССР. Второй, меньшего размера, окраинный участок Мармарошского массива, также расположенный на советской территории, находится в 22 км восточнее Раховского массива в районе Чивчинских гор (бассейн рек Белый и Черный Черемош [3]). Детальные геологические съемки (в масштабе 1 : 25 000), сопровождавшиеся бурением и геофизическими исследованиями, проводились на территории Раховского массива с середины 60-х годов А. Волошиным, а затем Б. Мацкивом, Ю. Ковалевым и другими сотрудниками Закарпатской геологоразведочной экспедиции Министерства геологии УССР. Результаты этих работ были суммированы в 1984 г. Они использованы нами в качестве основного материала при составлении карты, показывающей рельеф подошвы развитого здесь Деловецкого тектонического покрова (рис. 1), и геологических профилей.

Тематические исследования в различных частях Раховского массива, в районе Чивчинских гор, в зоне так называемых Мармарошских утесов и в Драговской зоне, примыкающей к Пенинской зоне клиппов (реки Большая и Малая Уголька), проводились в 1965—1971 гг. экспедицией МГУ под руководством В. И. Славина и В. Е. Хаина [6, 7, 18], П. Н. Кропоткиным и Б. М. Валяевым в 1970—1971 и 1985 гг., В. С. Буртманом и С. Г. Рудаковым в 1978—1981 гг. [4, 5]. Соотношения этих структур с глубинным разломом, известным под названием Главного Мармарошского надвига, выясняются в связи с изучением цепи гипербазитовых тел, следующей вдоль этого надвига [11, 13, 15].

Покровное строение Раховского массива было отмечено В. Улигом еще в 1903 г., шарьяжи в районе Чивчинских гор — польскими геологами И. Токарским, М. Каминским и др. в 30-х годах. В таком же духе давно высказывался О. С. Вялов [9, 10].

Хотя в дальнейшем А. А. Богданов [2] и другие геологи [8, 16] рассматривали весь Мармарошский массив как выступ кристаллического фундамента, отрицая его покровную структуру на территории советского Закарпатья, более детальные исследования постепенно принесли несомненные доказательства существования шарьяжей. Уже детальные работы А. К. Бойко показали широкое развитие пологих надвигов по северной и восточной периферии Раховского массива [3]. Это становится особенно ясно, если трансформировать опубликованные им геологические разрезы таким образом, чтобы соотношение вертикального и

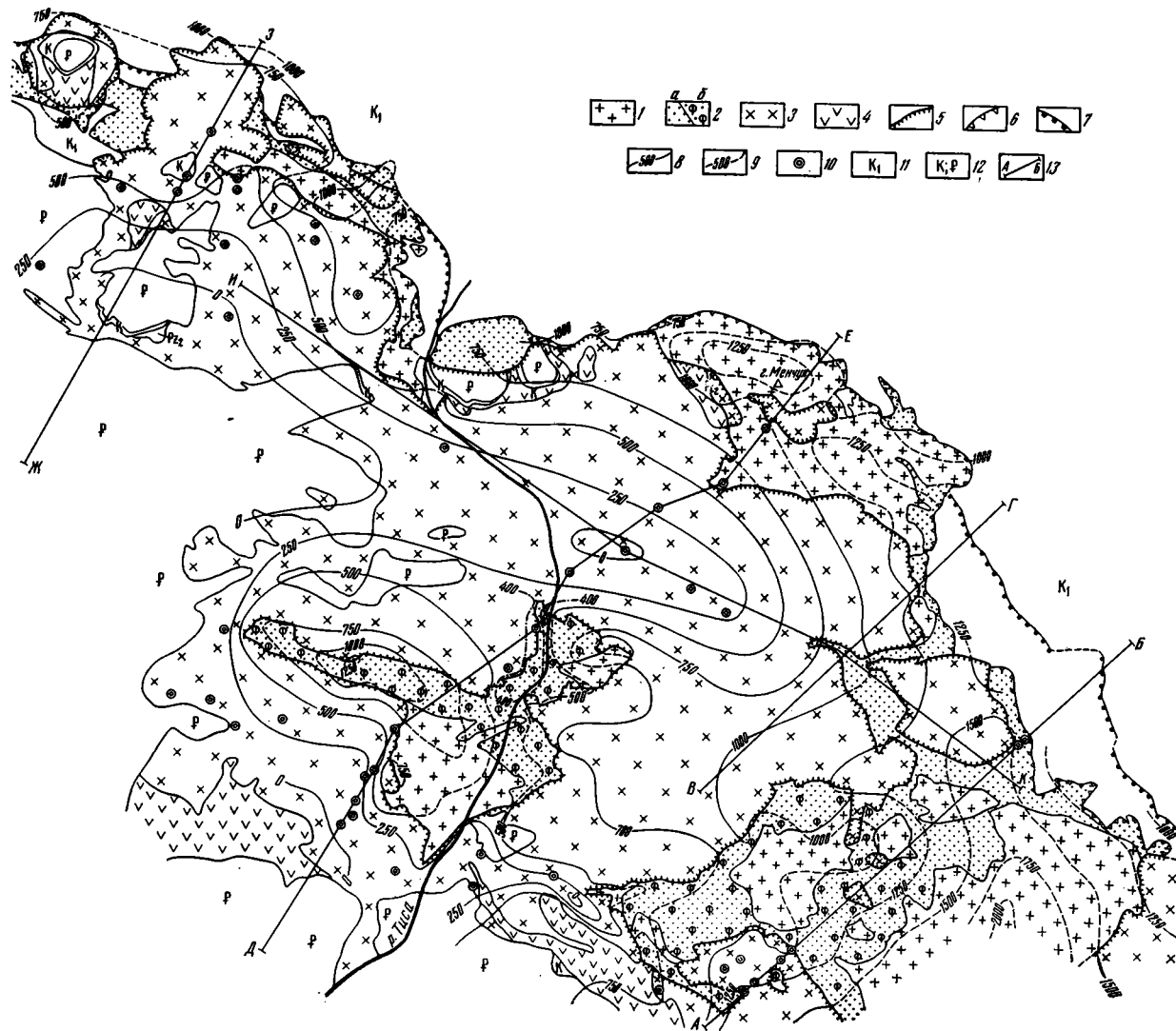


Рис. 1. Тектоническая карта Раховского массива

1 — белопотокский метаморфический комплекс (PR); 2 — чехол на белопотокском комплексе: а — осадочные отложения (C₃—J₃), б — филлиты; 3 — деловецкий метаморфический комплекс (деловецкая, берлебашская и мегурская свиты. R₃—Є₁); 4 — чехол осадочных отложений (кузинская свита, Pz₂) на деловецком комплексе; 5 — внешний контур Деловецкого тектонического покрова (надвиги, взбросы и сбросы); 6 — надвиг Белопотокской тектонической единицы на раннемеловую флиш Раховской зоны и на верхнеюрские и нижнемеловые отложения Радомирской зоны; 7 — прочие разрывные нарушения: а — Радомирский надвиг (на западе), б — сбросы и взбросы по краю Солотвинской депрессии (на западе); 8 — изогипсы подошвы Деловецкого надвига на площади современного распространения тектонического покрова (м над уровнем моря); 9 — изогипсы подошвы Деловецкого надвига с учетом высотных отметок рельефа на тех площадях, где породы тектонического покрова удалены эрозией; 10 — скважины; 11 — отложения неокома (Раховская зона); 12 — отложения позднего альба (К) и палеогена (Р), трансгрессивно залегающие на покровной структуре; 13 — линии геологических разрезов

горизонтального масштабов было 1 : 1. Однако А. К. Бойко не рассматривал выходы юрских отложений на р. Тисе у с. Костылевки (в центре Раховского массива) как тектоническое окно, в пределах которого эродированы метаморфические породы Деловецкого надвига. Между тем отказ от такой трактовки этих выходов, намеченной еще В. Улигом, затрудняет понимание механизма движения фронтальных частей надвига, направленного, согласно профилям А. К. Бойко, на север и восток от центральной части массива.

Логичное решение основной проблемы строения Раховского массива было найдено в результате работ геологической экспедиции МГУ, результаты которых изложены В. Е. Ханним, С. Л. Бызовой, С. Г. Рудаковым и В. И. Славным в уже упомянутых статьях 1968—1974 гг. Последующие детальные съемки, бурение и геофизические исследования методом электроразведывания (ВЭЗ) полностью подтвердили основные выводы этих авторов о покровном строении всей территории Раховского массива и о выделении в его структуре двух главных тектонических единиц, надвинутых на меловой флиш Раховской зоны и перемещенных одна относительно другой по субгоризонтальной поверхности. Аллохтонная единица с комплексом дислоцированных метаморфических пород эпизоны была названа Деловецкой, а залегающая под ней, возможно, паравтохтонная тектоническая единица — Белопотокской. Ее метаморфические породы являются более древними и подверглись изменению в условиях мезозоны уже в протерозое. Сравнивая профили, изображенные на рис. 2, с теми, которые были опубликованы геологами МГУ, нетрудно убедиться, что современные надежно обоснованные построения представляют собой по существу детализацию тектонических разрезов, предложенных в 1968 г. Подошва Деловецкого шарьяжа была пересечена 40 скважинами, углубившимися в нижележащий комплекс. Те из этих скважин, которые использованы при построении профилей, указаны на рис. 1 (22 скважины).

В свете новейших данных несколько изменились представления о возрасте комплексов метаморфических пород и отложений так называемой кузинской свиты, которая несогласно залегает на метаморфитах Деловецкого покрова. По-видимому, отложения кузинской свиты (филлиты, доломиты, известняки) были смяты в складки еще до образования шарьяжной структуры. А. К. Бойко приписывал кузинской свите триасовый возраст. С. Л. Бызова и В. И. Славин относили ее предположительно к верхнему палеозою и триасу. В работах Закарпатской геологоразведочной экспедиции (Б. В. Мацкив, Ю. В. Ковалев) эта свита отнесена на основании степени метаморфизма и других данных к среднепалеозойским ($D-C_1$) отложениям, дислоцированным в процессе герцинской складчатости.

В связи с этим отпадает та аргументация в пользу покровной тектонической структуры Раховского массива, которая основывалась на идее о сближении на этой территории синхронных отложений мезозоя разнородных фаций [7]. Тем не менее шарьяжи доказываются здесь вполне определенно по налеганию более древних метаморфических толщ деловецкого комплекса ($R_3, V-C_1$) на охарактеризованные фауной отложения верхнего палеозоя (C_3, P_2) и мезозоя ($T_1, T_{2-3}, J_{1-2}J_3$), которые составляют чехол Белопотокской единицы, залегающий на более метаморфизованных породах ее нижнего комплекса.

Таким образом, при новой стратиграфической датировке метаморфических комплексов и кузинской свиты обнаруживается отсутствие каких-либо синхронных по времени первоначального образования отложений в Деловецкой и Белопотокской тектонических единицах. Отложение пород, входящих в первую из них, охватывает (с перерывами, связанными с байкальской, каледонской и герцинской складчатостью) время приблизительно с позднего рифея до раннего карбона включительно. Это время соответствует длительному перерыву между формированием протерозойского складчато-метаморфического комплекса Белопотокской единицы и ее осадочного чехла (C_3-J_3). Такие соотноше-

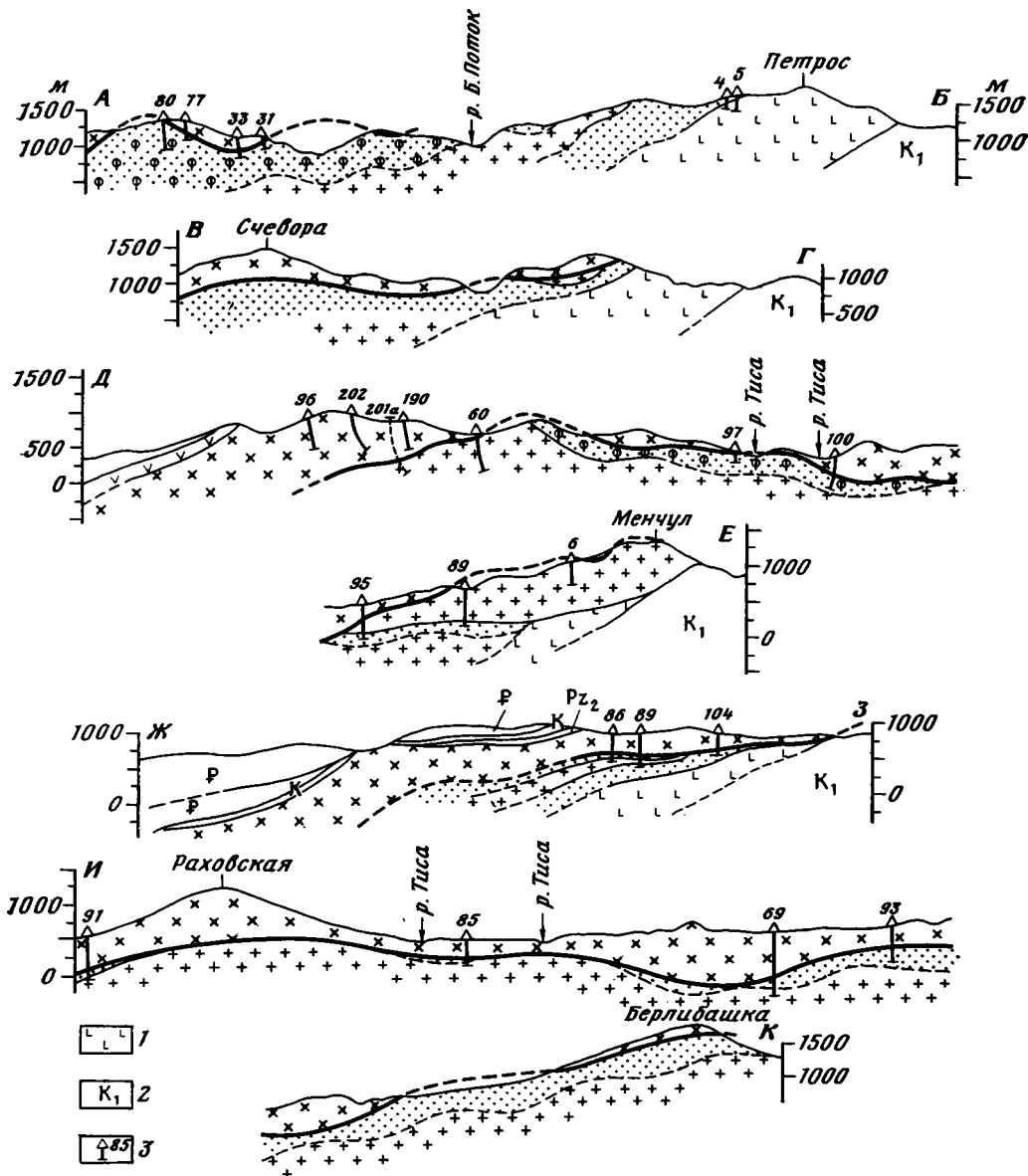


Рис. 2. Геологические разрезы, показывающие покровное строение Раховского массива 1 — породы паравтохтона (Радомирская зона); 2 — раннемеловой флиш Раховской зоны; 3 — скважины и их номера. Остальные усл. обозн. см. рис. 1

ния указывают на глубокое различие в истории геологического формирования пород Деловецкой и Белопотокской единиц, ранее располагавшихся в различных тектонических зонах и позже надвинутых одна на другую [15].

Сложное покровное строение и наличие гипербазитов, связанных с Главным Мармарошским надвигом, установлено теперь и в районе Чивчинских гор, расположенных у северо-восточного края Мармарошского массива [5, 13, 17]. Геологические съемки масштаба 1 : 50 000 проводились здесь в 1975—1978 гг. Львовской геологической экспедицией Министерства геологии УССР (В. Т. Кардаш, Ю. В. Журавский, А. Я. Кульчицкий). Комплекс пород, по своему петрографическому составу и степени метаморфизма аналогичных породам деловецкого метаморфического комплекса, отнесен геологами этой экспедиции к нижнему палеозою (ордовик, силур).

Как показали новейшие и более ранние (1968—1971 гг.) исследования, формирование покровной тектонической структуры Раховского массива происходило в начале мелового периода и в основном завершилось до начала отложения соймульской свиты, хорошо охарактеризованной фауной позднеальбского возраста. Породы деловецкого комплекса надвинуты на отложения берриаса на западном склоне горы Высокий Приим и в других местах и на нижнемеловую флишевую раховскую свиту (валанжин, готерив) — по всему фронту тектонического покрова. Местами на этой линии фронта вперед выдвинута нижняя чешуя — белопотокский метаморфический комплекс (гора Менчул к югу от пос. Богдан на левобережье р. Белая Тиса) или породы его чехла (район г. Рахова). Чехол Белопотокской чешуи надвинут по разрыву, падающему на юго-запад под углом около 20° (скв. 4, 5), на вулканогенно-осадочные отложения Радомирской зоны (район горы Петрос и верховьев ручья Радомир, разрез АБ на рис. 2).

Отложения раховской свиты — ритмичное переслаивание алевролитов, аргиллитов, мергелей, известняков и песчаников мощностью до 1500 м — повсеместно смяты перед фронтом надвига с образованием многочисленных складок ЗСЗ — ВЮВ-простириания, нередко представляющих собой опрокинутые к север — северо-востоку антиклинали.

Почти горизонтально залегающая соймульская свита (K_{1-2sm}) представлена конгломератами, песчаниками и алевролитами с *Inoceramus concentricus* Park, *Orbitolina congavatarica* Henson и имеет мощность 25—90 м. На горе Соймул, находящейся в 3 км южнее г. Рахова, видно, что эта свита налегает трансгрессивно как на отложения кузинской свиты, составляющие чехол Деловецкой единицы, так и на отложения нижнего триаса, верхнего карбона, верхней перми и нижележащего метаморфического комплекса Белопотокской единицы (по левому берегу р. Тисы ниже г. Рахова).

В ряде мест на возвышенностях (горы Соймул, Млачин и др.) в северной и западной части Раховского массива, а также у юго-западного края массива, где он погружается под наложенную структуру Закарпатского прогиба, распространены отложения палеогена — великобашская свита эоценового возраста, сложенная конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками и пестрыми мергелями, и лужская свита олигоценового возраста — углистые аргиллиты, алевролиты и песчаники. Общая мощность палеогеновых отложений достигает 500 м. Они затронуты складчатостью, более интенсивной вблизи крутых разломов, которыми ограничен восточный борт Солотвинской межгорной депрессии Закарпатского прогиба. Тот факт, что как на тех участках, где сохранились отложения палеогена, так и в скважинах, пробуренных у края Закарпатского прогиба, под палеогеном обнаруживаются нижнемеловые отложения берриаса или альба (соймульская свита), указывает на унаследованный характер формирования этого прогиба. Его формирование началось, по-видимому, уже в раннемеловую эпоху.

Стратиграфия пород аллохтона, т. е. Деловецкого покрова и Белопотокской чешуи, представляется в следующем виде. В деловецком метаморфическом комплексе, суммарная мощность которого достигает 2400 м, выделяются две свиты — деловецкая (верхний рифей?) и берлебашская (венд — нижний кембрий?). Не ясно, залегают ли они согласнo или со стратиграфическим перерывом; возраст их также определен предположительно, по аналогии с возрастом древних толщ Мармарошского массива, расположенного на территории Румынии, и по палеонтологическим остаткам из средней части берлебашской свиты.

Деловецкая свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю (R_3dl_1) мощностью более 400 м, которая сложена хлорит-мусковит-кварц-полевошпатовыми сланцами с реликтами биотита и граната, с прослоями и линзами мраморов, а также порфиробластическими слан-

цами, и верхнюю (R_2dl_2) мощностью более 650 м, сложенную порфирами, порфиробластовыми сланцами хлорит-мусковит-кварц-полевошпатового состава, биотит-мусковит-полевошпатовыми сланцами, иногда содержащими гранат, метапорфиритами и амфиболитами с прослоями хлорит-серицит-кварцевых сланцев.

Берлебашская свита разделена на три подсвиты: нижнюю ($V-\epsilon_1br_1$, мощность 500 м), представленную углисто-кварцевыми, углисто-хлорит-серицитовыми и кварцитовыми сланцами, углистыми кварцитами, туфоидами и метаморфизованными туффитами с линзами мраморов и метаэффузивов среднего или основного состава; среднюю ($V-\epsilon_1br_2$, 370—650 м), сложенную кристаллическими сланцами кварц-полевошпат-серицитовыми, хлорит-серицитовыми и углистыми, метаморфизованными эффузивами среднего и основного состава с линзами и прослоями кварцитов, углистых кварцитов и мраморов, и верхнюю ($V-\epsilon_1br_3$, 200—220 м), состоящую из серицитовых кварцитосланцев с прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев и метаэффузивов среднего состава.

Из мраморов средней части берлебашской свиты собраны акритархи: *Protosphaeridium densum* Tim., *Protosphaeridium lacatum* Tim., *P. acis* Tim., *P. rigidulum* Tim., *Podoliella irregulare* sp. nov. Tim., *Kildinella sinica* Tim., *Zophorytyda diacrodium* Tim.

Выше залегает почти так же интенсивно метаморфизованная мегурская свита мощностью более 400 м, которую А. К. Бойко относил к среднему палеозою. Это светлые кварциты и серицитовые кварцитовые сланцы с прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев и темных кварцитов. По-видимому, она может принадлежать раннему палеозою и, возможно, является аналогом тех метаморфизованных отложений, которые в Чивчинских горах В. Т. Кардаш и др. относят к ордовику и силуру.

На отложениях метаморфического комплекса с перерывом и несогласием залегает кузинская свита среднепалеозойского возраста. Она дислоцирована слабее и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 160—330 м сложена филлитами, филлитовидными углистыми и хлорит-серицитовыми сланцами, углистыми кварцитами, доломитами, известняками, конгломератами и яшмами. Верхняя подсвита (170—200 м) состоит из доломитов с прослоями мраморизованных известняков. Палеонтологическое обоснование возраста кузинской свиты основано на определениях радиолярий, содержащихся в яшмах нижней подсвиты (*Verrucosisporites* sp., *Lophozanotriletes* sp., *Hymenezonotriletes* sp., *Hymenezonotriletes endemicus* Tschib., *Zonotriletes luteolus* Luber., *Densosporites* sp.).

В ряде мест, например на горе Соймул, кузинская свита с перерывом и несогласием перекрыта нижнемеловыми отложениями, сформировавшимися уже после образования надвигов.

В Белопотокской тектонической единице древний метаморфический комплекс подразделяется на две части. Нижняя часть комплекса мощностью более 800 м сложена биотитовыми, мусковитовыми и двуслюдяными плагногнейсами, нередко содержащими гранат, а также амфиболитами, линзами гранат-двуслюдяных и ставролит-биотитовых сланцев и очковых гнейсов. Верхняя часть мощностью свыше 565 м представлена мусковитовыми, двуслюдяными, гранатсодержащими двуслюдяными и ставролит-биотитовыми кристаллическими сланцами с прослоями биотитовых и двуслюдяных гнейсов и линзами мраморов и амфиболитов.

На горе Менчул (южнее пос. Богдан), горе Камень-Клевка к западу от г. Рахова и в других местах этот комплекс прорван интрузиями гранитоидов (возраст 440—460 млн. лет).

На этом метаморфическом фундаменте после длительных эрозионных процессов и перерыва в седиментации продолжительностью в несколько сотен миллионов лет началось образование позднепалеозойско-мезозойского осадочного чехла. Это, во-первых, верхнекаменноугольные стложения (>300 м), представленные аргиллитами, алевро-

литами, черными песчаниками, полимиктовыми конгломератами, андезитовыми туфами и линзами углей. Из пород этой толщи определены растительные остатки: *Asterotheca arborescens* (Schl.), *A. permica* Nem., *A. aff. platonii* (Eurg.), *Diplazites unites* (Bgt.), *Neuropteris pianchardi* Zeill., *Odontopteris minor* Bot., *Cordaites* sp. и др.

Во-вторых, к чехлу относится красноплесинская свита позднепермского возраста мощностью более 400 м. Эта красноцветная свита представлена полимиктовыми и кварцевыми конгломератобрекчиями, алевролитами, аргиллитами, слюдястыми песчаниками и туфами кислого состава. Она охарактеризована флорой и фауной: *Florinites* sp., *Pemphygaletes auritus* Lub., *Phytisaccus subnotatus* Naum., *Nodosaria elabugae* Tcherd и др.; на предыдущую свиту налегает трансгрессивно. Выше с перерывом залегают отложения нижнего триаса (140—200 м) — конгломератобрекчии, гравелиты, песчаники кварцевые и полимиктовые, линзы известняков с *Ammodiscus incertiformis* Efim., *Hyperaminal* (?) Schleif. Средний и верхний триас (100—125 м) представлены доломитами, известняками, аргиллитами, линзами гравелитов с известковым цементом, с фауной: *Pecten cf. tetjuchensis* Kipar, *Aviculopecten aff. wissmani* Münst., *Procycolites moisvari* Voltz. Далее с перерывом залегают нижнеюрские отложения (100 м). Это обнижская свита, сложенная известняками с *Cardinia* sp. и аргиллитами.

К верхней юре условно отнесена распространяющаяся в бассейне р. Белый Поток свита пестрых филлитов, блестящих и гладких на поверхностях рассланцевания. Они подверглись динамометаморфизму в процессе смещения Деловецкого шарьяжа и обнаруживаются обычно непосредственно под поверхностью его скольжения. Ранее считалось, что эти породы слагают отдельную Розисскую чешую [18]. Их распространение указано на карте (см. рис. 1) особым знаком в пределах тектонических окон на р. Тисе (к западу и востоку от с. Костылевки) и на р. Белый Поток, восточнее пос. Деловое. По-видимому, это были пластичные глинистые отложения в верхних слоях осадочного чехла, которые сыграли роль смазки при движении Деловецкого шарьяжа, сползавшего во флишевый прогиб. Сами они были в какой-то мере сорваны и смещены в направлении движения шарьяжа и рассланцованы. При этом слюдястые минералы расположились параллельно плоскостям скольжения. Филлиты Розисской чешуи можно сравнить с «блестящими сланцами» (*schistes lustrés*), известными в основании альпийских покровов.

ТЕКТНИКА

В пределах Раховского массива и вблизи него уже давно были выделены три чешуи, надвинутые одна на другую в северном или северо-восточном направлении. При этом амплитуда смещения, по-видимому, возрастает с переходом от нижней чешуи к верхней. Нижняя чешуя, так называемая Радомирская зона, отмеченная уже А. К. Бойко, сложена комплексом смятых верхнеюрских лав основного состава, известняков и аргиллитов с линзами туфов и фауной (*Nerinella* sp., *Thecosmilia irregularis*, *Calamophyllia* sp.) и нижнемеловых отложений. Это песчаники разнотернистые полимиктовые с прослоями алевролитов и известняков, линзы гравелитов, конгломераты с фауной тинтиннид. Общая мощность верхнеюрских и нижнемеловых отложений составляет более 1720 м. Они надвинуты на меловой флиш Раховской зоны. Эта чешуя прослеживается вблизи ручья Радомир у восточного края Раховского массива и у его северо-западного края в бассейне р. Шопурки.

На флиш Раховской зоны и на породы Радомирской зоны (на восточном краю массива) надвинут уже ранее охарактеризованный белопотокский метаморфический комплекс (см. рис. 2, разрез DE) или породы его чехла (см. рис. 2, разрезы AB, BG). Он рассматривался как паравтохтонное [3] или аллохтонное образование [18].

Еще выше располагается деловецкий метаморфический комплекс с его чехлом (кузинская свита, PZ₂), перемещенный на большое рассто-

яние. Он представляет собой типичный шарьяж. Ширина зоны, перекрытой этим аллохтоном, составляет до 20 км в пределах Раховского массива и до 45—50 км в Бистрицких горах — средней части Мармарошского массива в Румынии [15]. Фактическая амплитуда горизонтального перемещения могла быть гораздо больше. В некоторых местах на севере Раховского массива (в бассейне рек Шопурки и Косовской и к северо-западу и востоку от г. Рахова) этот покров продвинулся дальше, чем Белопотокский и Радомирский надвиги, и оказался надвинутым непосредственно на флиш Раховской зоны (см. рис. 2 разрез ЖЗ).

Судя по данным скв. 103, пробуренной на ручье Кузя, можно полагать, что Деловецкий надвиг местами состоит из двух чешуй: метаморфические породы верхней чешуи надвинуты здесь на отложения кузинской свиты. Однако неясно, образовалась ли такая сдвоенная структура во время его движения в раннемеловую эпоху или же это более древний надвиг, возникший при смятии пород во время герцинской складчатости.

Нами была разработана методика стереометрического анализа, которая позволила построить карту изогипс подошвы Деловецкого надвига, т. е. поверхности его скольжения. Это удалось сделать с высокой степенью приближения. Такой анализ производился с использованием топографических и геологических карт масштаба 1 : 25 000 и тех скважин, которые пересекали подошву надвига.

На топографическую карту были нанесены все линии контакта шарьяжа с породами автохтона или паравтохтона, на которые он надвинут, как по внешнему его контуру, так и на ограничения окон и полуокон. Помимо отметок высоты над уровнем моря, определенных в точках пересечения горизонталей рельефа с контурами тектонического контакта, были использованы данные, полученные по тем 22 скважинам, которые пересекли подошву Деловецкого надвига (см. рис. 1), а также дополнительные оценки уровня поверхности, полученные на основании следующих соображений. Во-первых, в пределах распространения пород аллохтона учитывались отметки поверхности рельефа наиболее глубоко врезанных тальвегов рек и ручьев. Поскольку подстилающие надвиг породы здесь не вскрыты эрозией, поверхность тектонического контакта, т. е. подошва надвига, должна проходить ниже соответствующих пунктов рельефа.

Во-вторых, в пределах окон и полуокон, где у поверхности распространены породы, залегающие под надвигом, были использованы отметки положительных форм рельефа — водоразделов, возвышенностей, которые дают минимальное возможное значение уровня подошвы надвига.

Наконец, в-третьих, очень полезным оказался принцип непрерывности изогипс поверхности подошвы надвига. Как бы сложна ни была такая поверхность, ее изогипсы должны замыкаться, оконтуривая выпуклости и впадины, подобно тому, как горизонтали рельефа земной поверхности оконтуривают его положительные и отрицательные формы.

Как это ни парадоксально, наиболее точно удалось построить изогипсы подошвы Деловецкого надвига там, где она размыта, в пределах окон на реках Тисе и Белый Поток. Здесь высшие точки рельефа лежат лишь немного ниже отметок, характеризующих прежний уровень подошвы шарьяжа. Соблюдение указанных трех принципов в сочетании с набором точек по контуру надвига и в скважинах ограничивало возможные пределы ошибки при нанесении изогипс. Возможная ошибка в определении абсолютной отметки уровня подошвы шарьяжа не превышает 50 м, а отклонение в позиции изолиний в горизонтальном направлении не больше 250—400 м.

Построенная таким образом карта использовалась для корректировки геологических профилей, основанных на материалах детальной геологической съемки и бурения (см. рис. 2).

Эти построения подтверждаются результатами геофизических работ — вертикального электротзондирования (ВЭЗ), проведенного в кон-

це 60-х годов. В 43 пунктах под почти не проводящим, высокоомным слоем метаморфических пород Раховского массива, обычно на глубине 250—400 м от дневной поверхности, удавалось обнаружить слой хорошо проводящих пород. Это графитистые филлиты предположительно юрского возраста, которые характеризуются низким электрическим сопротивлением, и другие осадочные породы мезозойского или позднепалеозойского возраста.

Карта изогипс (см. рис. 1) позволяет сделать некоторые выводы о тектонических деформациях, происходивших во время образования покровов и позже, в связи с формированием наложенного Закарпатского прогиба в течение палеогена и при неотектонических движениях. Те волнообразные изгибы подошвы надвига, которые имеют запад — северо-западное, т. е. карпатское, простирание, параллельное линии Главного Мармарошского надвига, образовались почти одновременно с продвижением шарьяжей в раннемеловую эпоху под влиянием того же тангенциального сжатия слоев между Паннонским массивом и Восточно-Европейской платформой, которое было основной причиной их возникновения [1]. Дополнительным фактором могло быть гравитационное сползание чешуи во флишевый прогиб. Оси синклинальных изгибов подошвы Деловецкого надвига, имеющих такое простирание, прослеживаются, во-первых, приблизительно по долине ручья Берлебаш и далее к западу от р. Тисы почти до пос. Кобылецкая Поляна и, во-вторых, по долине нижнего течения р. Белый Поток. Антиклинальный изгиб с амплитудой до 1000 м протягивается от р. Тисы (севернее пос. Деловое) к верхнему течению ручья Большого Банского, впадающего в р. Косовскую.

Общее погружение подошвы надвига в юго-западном и западном направлении, где она опускается, по-видимому, на несколько сот метров ниже уровня моря, естественно связать с формированием Закарпатского прогиба. Отдельные участки распространения палеогенового осадочного чехла сливаются здесь в сплошной покров.

С неотектоническими деформациями, которые сопровождалась образованием разломов меридионального и северо-восточного направлений в долине р. Тисы у пос. Деловое и южнее, а также на горе Соймул, можно связать формирование узкого субмеридионального прогиба подошвы надвига на Тисе. Он отчетливо вырисовывается по контурам изогипс 400 и 500 м в районе пос. Деловое и с. Костылевка. На протяжении 6 км Тиса течет здесь в долине, приблизительно совпадающей с осью прогиба, амплитуда которого достигает 200 м.

Совпадение долины р. Белый Поток в его верхнем и среднем течении с прогибом подошвы надвига, имеющим амплитуду 250 м в поперечном сечении прогиба, и совпадение того участка, где наблюдается максимальный уровень подошвы (около 2000 м над уровнем моря), с наиболее приподнятой возвышенностью (гора Поп-Иван 1936 м) также можно объяснить частично неотектоническими деформациями [9].

Во фронтальной части надвига его подошва обнаруживает либо нарастающий подъем к периферии (гора Соймул, отметки контакта по краям тектонического окна между горами Мегура и Берлебашка и на ограничениях останца покрова между реками Малая Шопурка и Средняя), либо выгибание кверху, за которым следует понижение в сторону флишевой зоны. Последний случай наиболее типичен и позволяет наметить ось фронтальной выпуклости, протягивающейся у края Деловецкого надвига от горы Поп-Иван до горы Берлебашка, а затем по северо-восточному склону горы Мегура к горе Менчул и далее к горе Камень-Клевка, расположенной к западу от г. Рахова.

Такое воздымание подошвы покрова у его периферии и, возможно, выдавливание фронтальной части надвиговых чешуй под действием неотектонического сжатия позволяют уяснить связь между формированием шарьяжей Раховского массива и двух зон распространения экзотических утесов (клиппов), протягивающихся от него на запад вдоль северной границы Закарпатского прогиба [9, 10].

Одна из этих зон представляет собой цепочку выходов юрских и меловых пород среди дислоцированных отложений палеогена, которая протягивается на запад—северо-запад до окрестностей г. Свалява. Она носит название Пенинской (Утесовой или Клипповой) зоны. Вторая зона, параллельная ей, известна как зона Мармарошских утесов. Она прослеживается по выходам палеозоя, триаса, юры и нижнемеловых отложений на притоках р. Теремби и речках Малая и Большая Уголька немного севернее предыдущей.

Рассматривая останец Деловецкого покрова, расположенный между реками Средней и Малой Шопуркой (севернее пос. Кобылецкая Поляна), в котором отметки тектонического контакта возрастают с юга на север с 400 до 750 м на протяжении 1 км, и небольшой выход юрских образований, известный в нескольких километрах к западу от этого останца, как структуры, в которых виден переход от Раховского массива к Пенинской зоне, мы можем убедиться в правдоподобности предположения о том, что эта зона составляет продолжение фронта шарьяжей Раховского массива. У фронта надвига на реках Косовской и Малой Шопурке известны выходы серпентинитов, принадлежащих к поясу гипербазитовых тел Главного Мармарошского надвига [13]. Фрагменты офиолитовой ассоциации (триас — ранний мел) прослеживаются вдоль линии Пенинских утесов (1) Вульховчик — Большой Камень, 2) с. Монастырец, 3) на руч. Тевшак-Риноватый, 4) на р. Средней, 5) на р. Косовской, 6) на р. Каменный Поток, 7) на ручьях Маргетул, Радомир, Квасной, 8) у горы Фаркэу и с. Михалек (в Румынии) на протяжении 110 км [11].

Бурением в восточной части Закарпатского прогиба под отложениями палеогена и неогена были обнаружены дислоцированные мезозойские породы [14]. Их можно рассматривать как часть тектонического покрова, который известен в пределах Раховского массива как Белопотокский надвиг. Выходы юрских, триасовых и более древних пород в цепи экзотических утесов могут представлять собой вздернутый фронтальный край этой чешуи.

Газопроявления, которые наблюдались в некоторых скважинах, пробуренных на Раховском кристаллическом массиве, можно было бы связать с присутствием мезозойских или верхнепалеозойских осадочных отложений под шарьяжами. В свете последних открытий нефтегазовых месторождений под надвинутыми покровами докембрийских и палеозойских метаморфических толщ [12, 19] следует считать вполне своевременной постановку вопроса о разбуривании этого массива и газоносных структур Закарпатского прогиба на более значительную глубину.

Литература

1. Белостоцкий И. И. Шарьяжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 3—18.
2. Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат // Сов. геология. 1949. Вып. 40. С. 9—22.
3. Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1970. 248 с.
4. Буртман В. С., Рудаков С. Г. О структурном положении гнейсов Мармарошского массива в Чивчинских горах (Восточные Карпаты) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1184—1187.
5. Буртман В. С., Рудаков С. Г. О границе Внутренних и Внешних Карпат в Чивчинских горах // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 4. С. 911—915.
6. Бызова С. Л., Безр М. А. Основные особенности тектоники советской части флишевых Карпат // Геотектоника. 1974. № 6. С. 81—95.
7. Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И., Хаин В. Е. Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1971. № 6. С. 79—85.
8. Волошин А. А. Банско-Кваснинский разлом и некоторые особенности строения северо-западного окончания Мармарошского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 5. С. 37—44.
9. Вялов О. С. Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат // Материалы Карпато-Балканской ассоциации. № 1. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 5—30.

10. Вялов О. С. Некоторые вопросы тектоники Карпат// Тектоника Карпат. Киев: Наук. думка, 1966. С. 3—22.
11. Доленко Г. Н., Данилович Л. Г., Бойчевская Л. Т. и др. Тектоническое развитие Украинских Карпат//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 133—145.
12. Кучерук Е. В., Клещев А. А., Корсунь В. В., Хобот М. Р. Поиски нефти и газа в зонах надвигов. Обзорная информация//Сер. Нефтегазовая геология и геофизика Вып. 13 (39). М.: ВНИИОЭНГ, 1982. 52 с.
13. Ломизе М. Г., Плошко В. В. О гипербазитах главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты)//Геотектоника. 1969. № 2. С. 91—105.
14. Петрашкевич М. И. Новые данные о фундаменте Закарпатского неогенового прогиба//Докл. АН УССР. 1966. № 11. С. 1481—1483.
15. Рудаков С. Г. О первичном размещении зон с различным метаморфическим основанием в пределах Мармарошского массива Восточных Карпат//Вестн. МГУ. Сер. геол. 1976. № 1. С. 44—50.
16. Федорин Я. В. Некоторые особенности тектоники Раховского массива (Восточные Карпаты)//Докл. АН УССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 27—29.
17. Хаин В. Е., Безр М. А., Бызова С. Л. Основные черты тектонической истории Карпат//Вестн. МГУ. Сер. геол. 1977. № 3. С. 3—20.
18. Хаин В. Е., Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты)//Вестн. МГУ. Геология. 1968. № 5. С. 13—23.
19. Gries R. Oil and gas prospecting beneath Precambrian of foreland thrust plates in Rocky Mountains//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1983. V. 67. № 1. P. 1—28.

Геологический институт АН СССР;
Закарпатская экспедиция
Министерства геологии УССР

Поступила в редакцию
1.IX.1986

УДК 551.24(571.66)

ЦУКАНОВ Н. В., ЗИНКЕВИЧ В. П.

ТЕКТОНИКА ХРЕБТА КУМРОЧ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

В результате новых микропалеонтологических данных установлено, что северная часть хр. Кумроч сложена близкими по возрасту, но разнофациальными вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела (кампан — маастрихт). Эти породы слагают сложную покровно-чешуйчатую структуру во фронтальной части северного отрезка Курило-Камчатской островной дуги. Разновозрастные олистостромовые комплексы свидетельствуют, что формирование тектонической структуры происходило в три этапа: в конце мела — начале палеогена, в конце эоцена — начале олигоцена и в среднем миоцене. Образование покровно-чешуйчатой структуры хр. Кумроч лучше всего объясняется поддвигом в зоне перехода океан — Курило-Камчатская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время опубликовано много работ, показывающих, что при формировании тектонической структуры Восточной Камчатки значительную роль играли процессы горизонтального сжатия [6, 8, 13, 17, 23, 24]. Конкретный механизм формирования структуры этого региона сейчас недостаточно ясен; имеются признаки того, что на границе мела — палеогена здесь имели место процессы обдуктивного типа. В то же время вергентность более молодых структур свидетельствует о последующем изменении характера тектонических движений. Важную роль приобрели вертикальные блоковые движения земной коры.

Значительная часть Восточной Камчатки сложена верхнекайнозойскими и четвертичными туфотерригенными и вулканогенными образованиями. Отдельные выходы наиболее древних меловых комплексов изучены недостаточно. Вследствие этого отсутствует общепринятая модель тектонического строения района. Детальное изучение восточных хребтов, среди которых одним из крупнейших является хр. Кумроч, позволяет выяснить особенности тектонической эволюции Восточной Камчатки и тем самым более полно представить характер тектонических процессов в северо-западном обрамлении Тихого океана.

Особый интерес вызывает то, что в латеральном ряду структур зоны перехода от Тихого океана к Камчатке хребет Кумроч занимает вполне определенное положение — фронтальную часть северного отрезка Курило-Камчатской вулканической дуги. Поэтому изучение хр. Кумроч важно для правильного понимания тектонической эволюции преддуговых структур. При этом на широте южной части хребта происходит сочленение Курило-Камчатского и Алеутского глубоководного желобов, а система глубинных разрывных нарушений, обусловивших формирование Курило-Камчатского желоба, прослеживается, постепенно затухая, далеко на север, вплоть до южной части Корякского нагорья [4, 12].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Хребет Кумроч расположен на северо-востоке Камчатки, протягиваясь в северо-восточном направлении на расстояние около 220—230 км при ширине около 45 км (рис. 1, врезка). Он относится к восточно-камчатской системе тектонических поднятий, состоящей из кулисообразно расположенных выступов преимущественно меловых пород.

Тектонические структуры хр. Кумроч на западе по системе крутых сбросов сочленяются с грабенообразной Центрально-Камчатской депрессией, на востоке по крупному региональному надвигу Гречишкина —

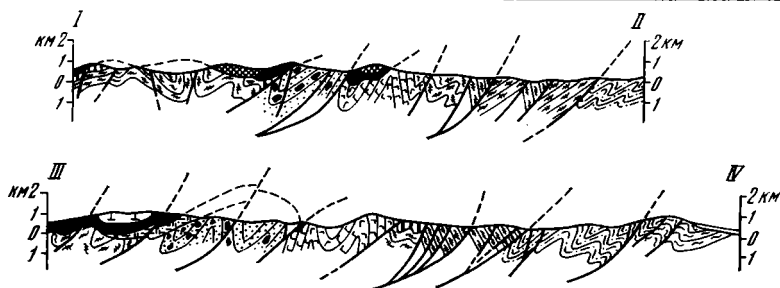
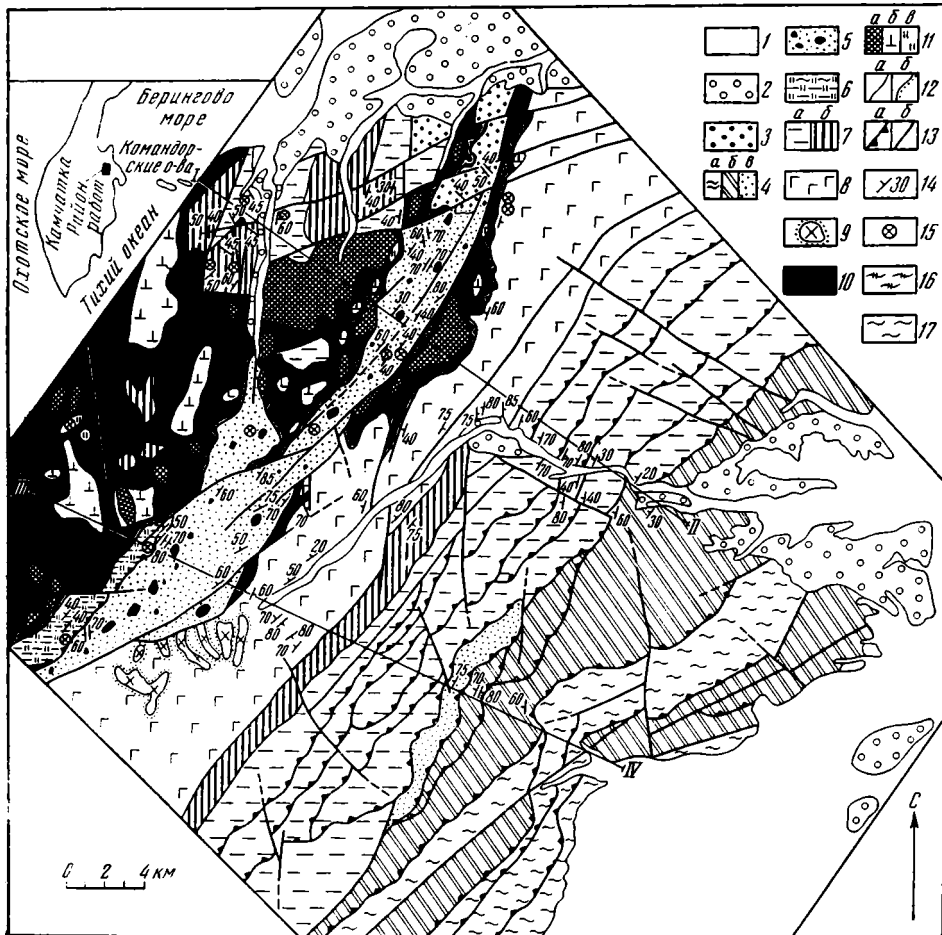


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части хр. Кумроч (с использованием материалов Б. И. Сляднева)

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоценовые отложения; 3—4 — палеогеновые отложения: 3 — правократонская свита эоцена — олигоцена, 4 — ветловский комплекс: а — нижняя, б — средняя, в — верхняя части; 5—8 — отложения верхнего мела — дания: 5 — остряковская позднемаастрихт-датская толща, 6 — лотонская толща раннего маастрихта, 7 — уколкинская толща позднего кампана — маастрихта: а — нижняя и б — верхняя части, 8 — алтынская толща позднего кампана; 9 — субвулканические тела кислого и среднего состава; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — блоки в меланже: а — габбро, б — массивные перидотиты, в — кремнистые породы; 12 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные; 13 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — недифференцированные; 14 — элементы залегания, цифра — угол падения; 15 — места находок микрофауны. На профиле (16—17): 16 — уколкинская толща (нижняя часть), 17 — ветловский комплекс (средняя часть)

с Восточно-Камчатским прогибом, обе впадины выполнены комплексом кайнозойских и четвертичных образований. В Центрально-Камчатской депрессии расположена группа четвертичных вулканов, являющихся северным окончанием Курило-Камчатской вулканической дуги. Северным продолжением структуры хр. Кумроч, по-видимому, являются тектонические сооружения п-ова Озерного и о-ва Карагинского, а южным — кулисообразно расположенная тектоническая структура хр. Тумрок.

Впервые чешуйчато-складчатая структура хр. Кумроч была описана в работе М. С. Маркова и др. [13]. Позднее геологическое строение рассматриваемого района разбиралось в работах М. Н. Шапиро и его соавторов [15, 24], которые показали, что чешуйчатые структуры хр. Кумроч слагаются разновозрастными разнофациальными образованиями. Ими же был предложен механизм формирования этих структур, обусловленный поддвигом масс с востока на запад [24].

В данной статье, написанной на основе исследований авторов 1983—1985 гг., предлагается существенно измененная схема стратиграфии района, описываются не охарактеризованные ранее структурные формы и рассматриваются особенности тектонической эволюции региона.

Стратиграфия. Хребет Кумроч в рассматриваемой нами северной части сложен вулканогенно-кремнистыми и туфотерригенными образованиями верхнего мезозоя (мела) — кайнозоя (рис. 1).

НИЖНИЙ МЕЛ

Наиболее древние в районе нижнемеловые образования слагают глыбы размером до 10—15 м в серпентинитовом меланже (среднее течение р. Левая Уколка). Это темно-серые, сильно брекчированные кремни с обломками скелетов радиолярий¹: *Pantanellium cf. corriganensis* Pessagno, *Acaeniotyle umbilicata* Foreman, *Pseudodictyomitra ex. gr. carpatica* (Losyniak), *Pseudodictyomitra aff. nakasekoi* Taketani, *Thanarla conica* (Aliev), *Thanarla cf. pacifica* Nakaseko, Nishimura, *Ultranapora praespinifera* Pessagno, *Dicroa? sp.*, *Alievum aff. Helenae*, *Pseudodictyomitra pentacolaensis*, *Thanarla elegantissima*, *Xityis spicularia*, *Holocryptocanium barbui* gr. апт-альбского возраста.

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Верхнемеловые образования хр. Кумроч подразделяются на алтынскую, уколкинскую, лотонскую, остряковскую толщи и ветловский комплекс (см. рис. 1).

Алтынская толща протягивается полосой до 5 км ширины в северо-восточном направлении в верховьях рек Алтын, Правая и Левая Ветловые. Подошва ее не известна. С вышележащими образованиями она имеет тектонический контакт. Толща сложена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокластическими и литокристаллокластическими туфами основного состава с потоками (до 30 м) массивных плагиопорфировых базальтов, с прослоями (до 20 м) туфоконгломератов и пачками (до 50—100 м) однородных и тонкослоистых серых кремней и желтовато-серых туфосилицитов и туфопелитов. В верхней части разреза появляются прослои (до 10 м) туфогравелитов. Характерной чертой толщи является выдержанность и монотонность ее состава по простиранию. Общую мощность алтынской толщи можно оценить только приблизительно из-за отсутствия ясно выраженной стратификации и сильной дислоцированности пород; по-видимому, она равна примерно 1500 м.

Ранее возраст алтынской толщи условно принимался палеогеновым [13] или маастрихт-датским [15]. Нами из серых кремней, отобранных в средней части разреза алтынской толщи в верховьях р. Бешка, были выделены радиолярии *Orbiculiforma regis* Pessagno, *Stylodictya fres-*

¹ Выделение объемных форм радиолярий из кремнистых пород осуществлялось методом травления их во фтористо-водородной кислоте; определение проводилось Н. Ю. Брагиным (нижний мел) и В. С. Вишневской (верхний мел).

poensis Foreman, *Pseudoaulophacus* sp., *Clathrocyclas diceras* Foreman, *Clasrocuclas hyronia* Foreman, *Dictyomitra andersoni* (Campbell and Clark), *Litostrobos punctulatus* Pessagno, *Stichomitra livermorensis* (Campbell and Clark), *Stichomitra shirchovica* Vishnevskaya, которые позволяют датировать вмещающие их отложения поздним кампаном.

Уколкинская толща распространена в бассейне рек Средняя Уколка, Уколка и Ольховая, где она разделяется на две связанные постепенным переходом части: нижнюю — вулканогенно-кремнистую и верхнюю — туфогенную. Подошва толщи не известна.

Нижняя часть уколкинской толщи (500—600 м) сложена шаровыми афировыми базальтами, литокристаллокластическими туфами основного состава с пачками переслаивающихся красных и бурых туфосилицитов, туфопелитов и серых кремней, прорванных многочисленными дайками диабазов. Наиболее полный разрез этой части уколкинской толщи описан по р. Средней Уколке (рис. 2). Выше разрез наращивается (около 150 м) фрагментарно выходящими на правом берегу р. Средней Уколки туфосилицитами с прослоями (10—15 м) серых вулканомиктовых плохо сортированных песчаников.

Верхняя часть уколкинской толщи (400—500 м) сложена неравномерно переслаивающимися псаммитовыми литокластическими туфами, туфоалевролитами, туфопелитами, вулканомиктовыми песчаниками, часто с градиционной слоистостью и кремнистыми туфосилицитами. Эти породы согласно залегают на нижней части толщи, причем постепенный переход фиксируется по появлению прослоев вулканомиктовых песчаников и исчезновению из разрезов потоков базальтов. Разрез верхней части уколкинской толщи описан по правому притоку р. Средняя Уколка (см. рис. 2). Общая мощность уколкинской толщи достигает 1500 м.

В нижней части уколкинской толщи (р. Средняя Уколка) Б. И. Слядневым были найдены призматические слои иноцерамов, предположительно мелового возраста. Впоследствии возраст уколкинской толщи Н. М. Петриной [15] определялся по немногочисленным бентосным фораминиферам как маастрихт-датский.

Нами в нескольких образцах, отобранных в различных частях разреза нижней части уколкинской толщи (нижнее течение рек Средняя Уколка и Уколка), были обнаружены радиолярии *Spongoprimum* cf. *augustum* Lipman, *Lithomelissa?* *heros* Campbell and Clark, *Litostrobos?* *punctulatus* Pessagno, *Clathrocyclas tintinaeformis* Campbell and Clark, *Amphipyndax stocki* Campbell and Clark, *Dictyomitra multicostata*, *Dictyomitra rigina*, *Stichomitra livermorensis* Campbell and Clark, *Stichomitra shirchovica* Vishnevskaya, позволяющие датировать вмещающие отложения позднекампанским — раннемаастрихтским возрастом. Из туфосилицитов верхней части разреза этой толщи были выделены и определены радиолярии *Spongurus* sp., *Amphipyndax stocki* var. *A.* (Campbell and Clark), *Dictyomitra crassispira* (Squinabol), *Cyclopyramis* sp., *Theocapsomma* *Comys* Foreman, характерные для маастрихта. Полученные данные позволяют датировать возраст уколкинской толщи в целом поздним кампаном — маастрихтом.

Лотонская толща распространена незначительно в верховьях р. Уколка. Она сложена в нижней части бурыми и серыми кремнями и туфосилицитами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются флишоидно переслаивающимися туффитами, туфами основного состава, вулканомиктовыми песчаниками, туфоалевролитами с карбонатным цементом и мергелями (см. рис. 2). Полную мощность лотонской толщи определить невозможно, так как ее породы слагают изолированную тектоническую пластину мощностью не менее 500 м.

Возраст лотонской толщи ранее [15] определялся по бентосным фораминиферам как маастрихт-датский. Нами из бурых кремней нижней части разреза (верховье р. Уколка) были выделены объемные формы скелетов радиолярий *Stylosphaera pusila* Campbell and Clark, *Porodiscus cretacea* Lipman, *Clathrocyclas tintinaeformis* (Campbell and Clark), *Cornutella californica* Campbell and Clark, *Cyrtocalpis crassitestata* Rust,

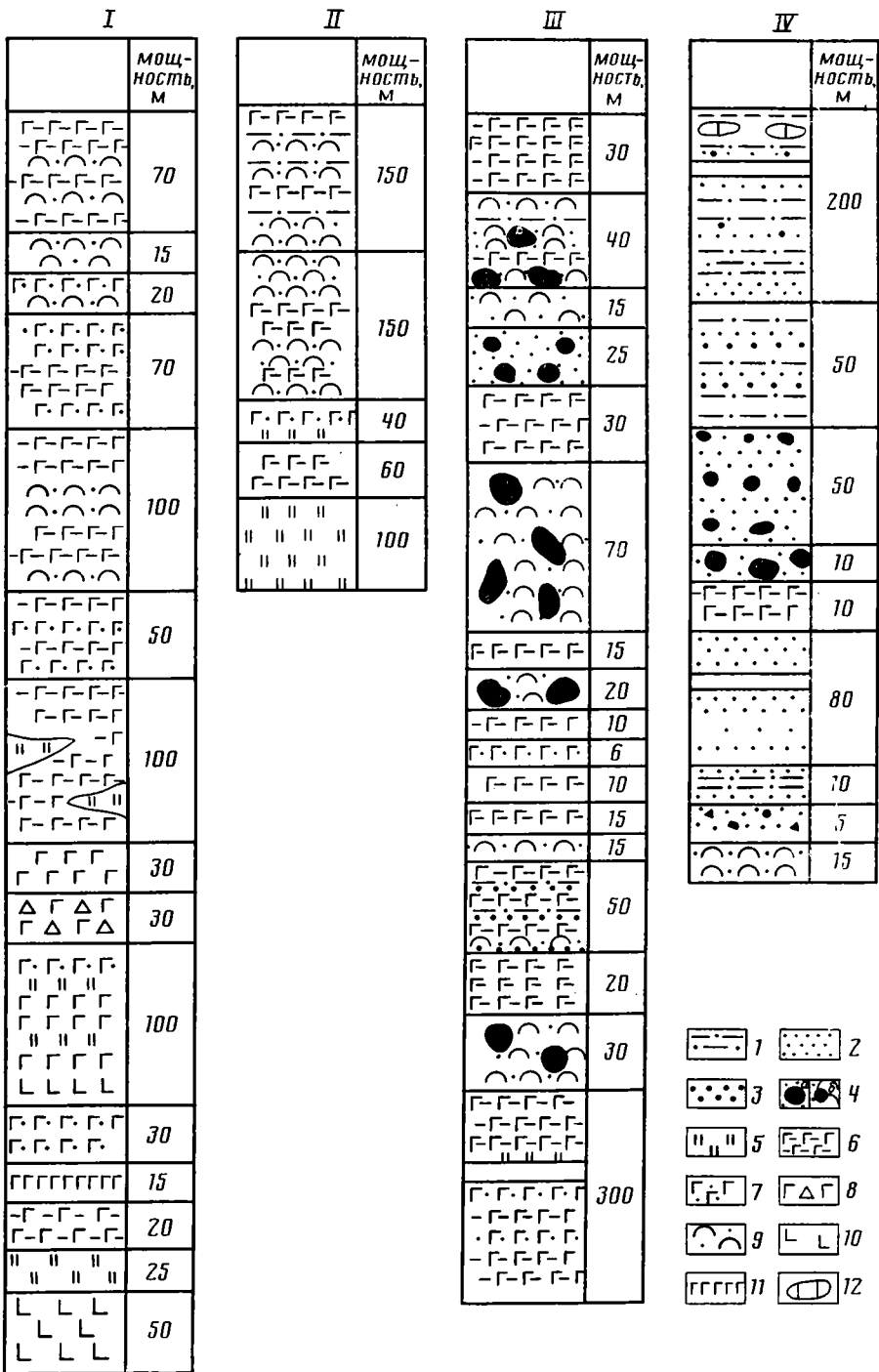


Рис. 2. Стратиграфические разрезы уколкинской (I), лотонской (II), острьяковской (III) толщ и правократонской (IV) свиты

1 — алевриты, 2 — песчаники полимиктовые, 3 — гравелиты и туфогравелиты, 4 — конглобрекции, брекчии и туфоконгломераты правократонской свиты (а) и острьяковской толщи (б), 5 — кремни, 6 — туфопелиты и туфосилициты, 7 — туфы основного состава, 8 — агломератовые туфы базальтов, 9 — вулканомиктовые песчаники, 10 — базальты с шаровой отдельностью, 11 — диабазы массивные, 12 — линзы и конкреции мергелей

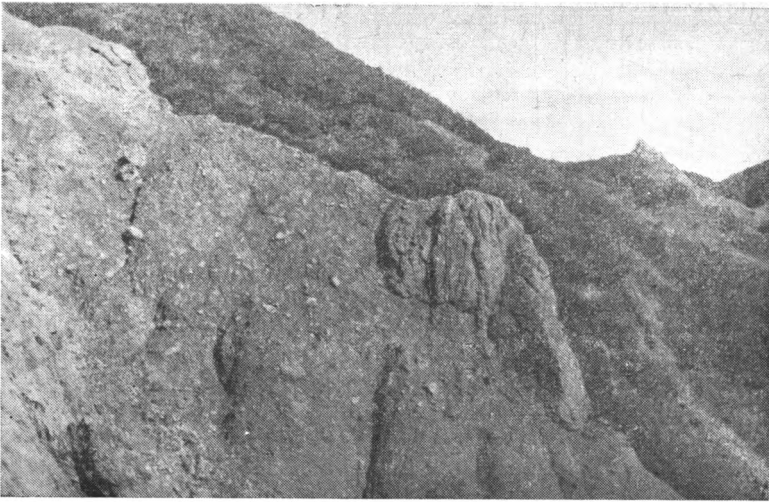


Рис. 3. Микститовый горизонт в остряковской толще

Dictyomitra multicostrata gr., *Dictyomitra andersoni* (Campbell and Clark), позволяющие датировать возраст вмещающих их пород ранним маастрихтом.

Остряковская толща протягивается узкой (2—3 км) полосой в западной части района от верховьев р. Уколка до ручьев Кумроч и Перевальный. Она сложена тонкопереслаивающимися туфоалевролитами, туффитами, туфами основного состава, туфопелитами, кремнистыми алевролитами, туфосилицитами (см. рис. 2). В разрезе этой толщи отмечаются горизонты (до 70 м), сложенные грубообломочными микститами (рис. 3), где матрикс состоит из перемытого вулканогенного материала, а обломки (от 2—3 см до 3 м) представлены различными базальтами, туффитами, кремнями, туфопелитами, габбро-диабазами и габбро. Для остряковской толщи характерна сильная фациальная изменчивость. В северной части района, в разрезах по руч. Перевальному, преобладают грубообломочные микститы, с обломками базальтов и габбро, а в южной, в верховьях рек Алтын и Уколка, более обычные гравелиты и мелкообломочные конглобрекции, где в обломочной части встречаются туфы, туфопелиты, туфосилициты, кремни. Общая мощность остряковской толщи около 1200 м.

Возраст остряковской толщи по богатому комплексу бентосных фораминифер определялся как маастрихт-датский [15]. Полученные нами комплексы радиолярий из туфосилицитов различных частей разреза толщи (*Stylodictya aff. insignis* (Campbell and Clark), *Spongurus sp.*, *Eusuringium spinosum* Squinabol, *Clathrocyclas sp.*, *Cornutella californica* Campbell and Clark, *Theocampe altamontensis* (Campbell and Clark), *Dictyomitra multicostrata gr.*) позволяют сузить возрастной интервал накопления отложений остряковской толщи до позднемаастрихт-датского.

ПАЛЕОГЕН

Ветловский комплекс широко распространен в восточной части хр. Кумроч по рекам Правая и Левая Ветловая, Алтын. Он сложен кремнисто-глинистыми и вулканогенно-осадочными образованиями, разделяющимися по составу на три части. Граница между нижней и средней частями устанавливается по исчезновению из разреза базальтов; граница верхней части проводится по появлению в разрезе вулканомиктовых и полимиктовых песчаников.

Нижняя часть ветловского комплекса сложена в основном бурыми и серыми кремнистыми аргиллитами, кремнями, алевролитами, в ниж-

ней части перемытыми литокластическими туфами основного состава, серыми пелитоморфными известняками (до 2—3 м) и редкими мало-мощными потоками спилитизированных базальтов (до 3—5 м). Вверх по разрезу увеличивается количество зеленовато-серых туфоалевролитов и появляются отдельные прослои туффитов. Нижняя часть ветловского комплекса фациально довольно сильно изменчива: с севера на юг в разрезе возрастает количество базальтов и туфов. Мощность нижней части комплекса из-за сильной дислоцированности пород можно оценить только приблизительно в 1500 м.

Средняя часть рассматриваемого комплекса (1200—1500 м) имеет монотонное строение; здесь переслаиваются серые и зеленовато-серые вулканомиктовые мелкозернистые песчаники, аргиллиты, алевролиты, иногда с карбонатным цементом и шарообразными конкрециями темно-серых мергелей. Отмечаются редкие прослои зеленых туффитов и кремнистых туфопелитов.

Верхняя часть ветловского комплекса (500—700 м) сложена серыми и зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками с пачками (до 100 м) зеленовато-серых массивных алевролитов и аргиллитов. В нижней части разреза встречаются прослои мелкогалечных конгломератов с галькой осадочных и магматических пород. В верхней части разреза в песчаниках отмечаются линзовидные скопления углефицированного растительного детрита.

Общая мощность ветловского комплекса из-за сложной дислоцированности отложений определяется достаточно условно в 3,5 км. Возраст комплекса недостаточно ясен. Здесь обнаружены бентосные фораминиферы широкого возрастного диапазона — поздний мел — палеоген [15]; а в нижней части комплекса А. Ф. Фурсенко и М. Я. Серовой [15] установлены планктонные фораминиферы скорее всего палеоценового, а возможно, и датского возраста. Нами в нижней части разреза ветловского комплекса обнаружены радиолярии, по предварительному определению Д. И. Витухина, палеоценового возраста. Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют в пользу скорее всего палеоценового возраста ветловского комплекса.

Правократонская свита незначительно развита в северной части хр. Кумроч (бассейн рек Ольховая и Бешка), где она представлена фациально изменчивыми осадочными отложениями общей мощностью до 400 м (см. рис. 2), несогласно залегающими на верхнемеловых образованиях. В нижней части это грубое переслаивание вулканомиктовых плохо сортированных песчаников, конглобрекчий и алевролитов; в конглобрекчиях угловатые и полуокатанные обломки (до 0,5—1 м) представлены андезитами, базальтами, кремнями, габбро. Верхняя часть свиты сложена флишондными переслаивающимися вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей. В песчаниках отмечается плавающая галька эффузивов. В западной части района (бассейн р. Кратон), по данным Б. И. Сляднева, в нижней части разреза встречаются брекчии, состоящие из обломков габбро, черных кремней, базальтов, песчаников, на которые ложатся органогенные известняки с плавающей галькой кремней, эффузивов, песчаников.

В нижней части разреза правократонской свиты содержатся остатки моллюсков, которые, по мнению В. М. Гладиковой, позволяют относить ее к эоцену — олигоцену [15].

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Слаболитифицированные песчаники, конгломераты, туфы среднего и кислого состава, туффиты плиоцен-четвертичного возраста наиболее широко распространены в северной и западной частях района, где они плащеобразным чехлом перекрывают все меловые и палеогеновые отложения. Мощность их в рассматриваемом районе достигает 50—100 м, увеличиваясь в северном и западном направлении. К западу от хр. Кумроч, в пределах сопредельного Центрально-Камчатского прогиба, по дан-

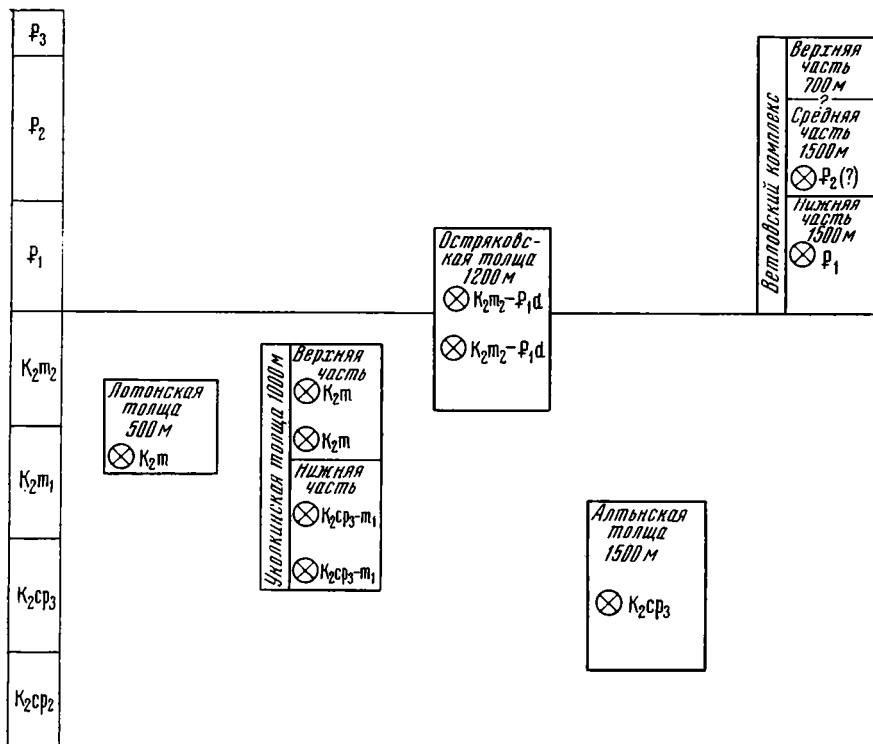


Рис. 4. Схема сопоставления верхнемеловых толщ северной части хр. Кумроч
Отмечены уровни находок микрофауны

ным магнитотеллурического зондирования, максимальная мощность неоген-четвертичных отложений достигает 500 м, а общая мощность третичных пород оценивается в 4 км [14].

Контакты между всеми рассмотренными выше верхнемеловыми толщами тектонические, поэтому соотношения между ними устанавливаются лишь по косвенным признакам (возраст отложений, характер разреза, структурное положение). Проведенный ранее [15] анализ комплексов фораминифер, представленных исключительно бентосными формами, показал их большое сходство в разных толщах, что позволило с учетом геологических наблюдений считать возраст алтынской, уколкинской, лотонской и остряковской толщ (объединенных [15] в нижнюю часть кумрочской серии) маастрихт-датским. Близкий возраст предполагался и для ветловского комплекса.

Полученные нами возрастные датировки толщ по радиоляриям существенно уточняют представления об их возрасте. Схема сопоставления описанных выше стратиграфических подразделений представлена на рис. 4.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В рассматриваемом районе хребет Кумроч имеет неоднородное строение: для восточной его части характерна чешуйчато-складчатая структура, в западной широко распространены тектонические покровы, осложненные чешуйчатыми надвигами. На севере тектоническое сооружение хр. Кумроч перекрыто неоавтохтонным чехлом плиоцен-четвертичного возраста.

На востоке района верхнемеловые образования слагают систему чешуй, ограниченных крутыми (50—70°) падающими на запад и северо-запад взбросами и более пологими надвигами. Мощность отдельных чешуй достигает нескольких километров. Породы в них довольно интенсивно дислоцированы; в самой восточной части района (поле распространения ветловского комплекса) они смяты в напряженные, наклоненные

на юго-восток складки с размахом крыльев до нескольких километров. Вблизи надвигов наблюдается складчатость высоких порядков.

Центральная часть района, где распространены в основном туфотерригенные отложения, характеризуется разрывными и пликативными дислокациями. В коренных выходах обычно встречаются крутопадающие (от 40—50 до 70—90°) на северо-запад породы; значительно реже распространены сравнительно небольшие участки, где породы смяты слабо (падения пород не превышают 20—30°). Отложения разбиты крутопадающими в северо-западном направлении надвигами, осложненными многочисленными мелкими преимущественно крутыми разломами (рис. 1). Крупные антиклинальные складки с размахом крыльев в первые километры обычно сильно сжаты, а замки их часто срезаны эрозией, что создает видимость моноклиального залегания пород. Но изредка встречаются и замковые части антиклиналей. В зонах высококомпетентных пород отмечается мелкая, нередко дисгармоничная складчатость. Обычен интенсивный кливаж.

На западе района характер тектонических деформаций иной. Здесь появляются полого залегающие тектонические пластины. Относительным автохтоном являются верхнекампан-маастрихтские (алтынская и уколкинская толщи) и маастрихт-датские (остряковская толща) вулканогенные и туфогенно-осадочные образования, а аллохтонные пластины представлены туфогенными нижнемаастрихтскими образованиями (лотонская толща) и полимиктовым серпентинитовым меланжем.

Автохтон. Породы алтынской и уколкинской толщ имеют падения, близкие к вертикальным, что создает видимость моноклиального залегания. Однако иногда можно видеть замковые части складок (верховья рек Алтын и Уколка). Это прямые, реже наклоненные на восток и юго-восток складки; преобладающие углы падения пород на крыльях 50—80°. Вблизи многочисленных крупных надвигов и взбросов напряженность складчатости увеличивается, породы здесь обычно рассланцованы и будинированы. Автохтон разбит протяженными северо-восточными разломами, среди которых преобладают крутые (40—60°) надвиги, но отмечаются и многочисленные субгоризонтальные срывы и мелкомасштабные (до нескольких десятков метров) надвиги. Часто с разрывными нарушениями связана интенсивная цеолитизация пород.

Нижняя аллохтонная пластина сложена туфотерригенными отложениями лотонской толщи (нижний маастрихт), незначительно развитой в западной части района. Пологозалегающая (от 20—30 до 40°) пластина общей мощностью до 500 м надвинута в юго-восточном направлении на верхнемаастрихт-датские (остряковская толща) образования. Породы в ней дислоцированы слабо и падают на запад под углами 30—40°. В основании пластины прослеживается невыдержанная по мощности (от 10 до 100 м) зона катаклазированных пород, состоящая из раздробленных кремней, туфов, туфогравелитов; в южном направлении она сменяется маломощным (20 м) серпентинитовым меланжем.

Верхняя аллохтонная пластина, главным образом полого (10—20°) залегающая на верхнемеловых и палеогеновых образованиях, сложена полимиктовым серпентинитовым меланжем, развитым на огромной (~400 км²) площади в бассейне рек Лотон, Кротон, Уколка, Ольховая, Алтын. На западе пластина серпентинитового меланжа по крутому сбросу контактирует с плиоцен-четвертичными образованиями Центрально-Камчатской депрессии. Наибольшая мощность серпентинитового меланжа в бассейне р. Левая Уколка достигает 500 м, хотя на большей части территории она гораздо меньше. Незначительная мощность пластины меланжа подчеркивается тектоническими окнами, в которых обнажаются расланцованные вулканогенно-кремнистые и туфогенно-терригенные образования автохтона.

Перед фронтом покрова отмечаются выходы серпентинитового меланжа, протягивающиеся узкой (до 2 км) прерывистой полосой от верховьев р. Алтын на юге до р. Ольховой на севере. При беглом осмотре создается впечатление, что это самостоятельная крутопадающая зона

серпентинитового меланжа, разделяющая различные тектонические чешуи. Но проведенное нами крупномасштабное картирование в междуречье р. Алтын и ручья Кумроч показало, что это тектонический останец покрова, где серпентинитовый меланж слагает сильно сжатую синформу с крутым (60—70°) северо-западным и пологим (20—30°) юго-восточным крыльями. В зоне юго-восточного контакта (в подошве пластины меланжа) отмечается наиболее интенсивное расланцевание серпентинитов, а нередко они превращены в сплошную серпентинитовую глину голубоватого цвета. Сильная тектонизация (брекчирование, расланцевание, кливаж) отмечается и в подстилающих вулканогенных породах алтынской толщи. Северо-западный контакт на большей своей части представляет собой крутой надвиг, по которому на меланж надвинуты породы остряковской толщи (верхний маастрихт — даний). В зоне контакта отмечаются многочисленные разноразмерные глыбы габбро в серпентинитовых рубашках с характерными следами тектонической штриховки.

Серпентинитовый меланж сложен глыбами и блоками (до 1—1,5 км) серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, хромитов, амфиболитов, габбро, диабазов, базальтов, туфов, кремней; гораздо реже встречаются амфиболиты, родингиты, полосчатые габбро, плагиограниты. Глыбы и блоки находятся в интенсивно тектонизированных серпентинитах, часто превращенных в синие тектонические глины.

Встречаются и более крупные блоки габброидов, возможно, представляющие собой остатки самостоятельной пластины. Тектонические блоки, сложенные габброидами, имеют сложное строение: в нижней части блока развиты меланократовые и лейкократовые габбро, которые раслаиваются серпентинизированными пироксенитами; в верхней части — амфиболовые габбро, которые прорываются дайками диабазов с ксенолитами серпентинитов. Породы сильно тектонизированы и разбиты многочисленными субгоризонтальными зонами будинированных габбро. В серпентинитовом меланже отмечаются также субгоризонтально залегающие тектонические блоки, сложенные фрагментами (до нескольких сот метров мощности) разрезов вулканогенно-осадочных образований позднекампанского — раннемаастрихтского возраста.

Пластина серпентинитового меланжа дислоцирована главным образом в пологие северо-восточные складки с углами падения до 10—15°, но во фронтальной части покрова и вблизи крупных надвигов степень дислоцированности ее сильно увеличивается.

Весь покров серпентинитового меланжа разбит протяженными северо-восточными надвигами и взбросами. В северной части района серпентинитовый меланж надвинут не только на меловые, но и на палеогеновые отложения. В поле распространения палеогеновых пород, смятых в прямые, реже наклоненные к юго-востоку складки с размахом крыльев до 200—300 м и углами падения пород до 30—40°, встречаются незначительные тектонические останцы серпентинитового меланжа. Отмечаются также близкие к субширотным сбросы, по которым происходит ступенчатое погружение серпентинитового меланжа в северном направлении под плиоцен-четвертичные отложения Озерновской депрессии.

Неоавтохтон. К этому комплексу отнесены плиоцен-четвертичные туфотерригенные образования, наиболее широко распространенные на севере и востоке района. Чехол этих отложений плащеобразно перекрывает меловые и палеогеновые породы и серпентинитовый меланж. В целом он залегает субгоризонтально с углами падения пород до 10°. Складчатые деформации пород практически отсутствуют и только в приразломных зонах появляются мелкие складки и флексуры.

В серпентинитовом меланже хр. Кумроч установлены блоки наиболее древних на Восточной Камчатке нижнемеловых (апт — альб) кремнистых отложений. В других районах Восточной Камчатки [16, 17] и в южной части Корякского нагорья [1, 2] встречаются формационно сходные среднемеловые (альб — сеноман) кремнисто-вулканогенные образования. Все эти породы обнаружены в виде отдельных тектонических пластин, блоков в меланже, олистолитов в осадочных комплексах, представляя собой фрагменты разрезов глубоководного бассейна. Характер органических остатков из этих комплексов (фораминифер и радиолярий) показывает, что это был открытый океанический бассейн с нормальной соленостью. Повсеместная ассоциация кремнисто-вулканогенных образований с габбро и гипербазитами позволяет считать, что эти комплексы пород Восточной Камчатки являются фрагментами раннесреднемеловой океанической коры этого бассейна.

В сеноне тектонические условия в этом бассейне резко изменились. В его западной части в позднем кампане — раннем маастрихте формировалось линейное вулканическое поднятие (алтынская толща). К востоку от него накапливались мощные преимущественно туфокремнисто-терригенные отложения; западнее формировались вулканогенно-кремнистые и туфогенно-осадочные образования, формационно сопоставимые с отложениями котловин окраинных морей.

В позднем маастрихт-датское время в обстановке резкого горизонтального сжатия происходило тектоническое совмещение разнофациальных толщ. По-видимому, в это же время произошел срыв толщи эффузивов со своего основания и ее надвигание, скорее всего в западном направлении. Именно в это время к западу от линейного вулканического поднятия началось формирование грубых вулканомиктовых обвальнo-оползневых образований остряковской толщи, которые, по классификации М. Г. Леонова [9], можно отнести к вулканогенным тектоно-гравитационным микститам. Незначительное количество обломков габброидов в этих микститах позволяет предположить, что в это время начали выводиться на поверхность породы меланократового фундамента.

Направление движения масс при тектонической перестройке в конце мела — начале палеогена в рассматриваемой части района недостаточно ясно. Можно лишь предполагать, что общее перемещение и шарьирование происходило в западном направлении, когда сорванный и движущийся покров эффузивов (алтынская толща) поставлял материал в ту часть бассейна, где формировалась толща микститов. В смежных районах Восточной Камчатки (п-ов Кроноцкий) и в Олюторской зоне Корякского нагорья перемещения покровных масс происходили с юго-востока на северо-западном направлении [2, 18].

В раннем палеогене на Восточной Камчатке происходили значительные субвертикальные блоковые подвижки, по-видимому, обусловленные изостатическим выравниванием возникшей ранее тектонической структуры.

Новая активизация тектонических движений в эоцене — начале олигоцена связана с формированием системы чешуйчатых надвигов и малоамплитудных тектонических покровов с противоположной юго-восточной вергентностью структур. В западной части района происходило надвижение пластины серпентинитового меланжа. В микститовых горизонтах верхнепалеогеновых толщ наряду с меловыми образованиями появились в большом количестве габбро и серпентиниты. Характерной особенностью тектонических структур этого времени является общая юго-восточная вергентность (падение надвигов и осевых плоскостей складок), указывающих, что надвигание масс шло с северо-запада на юго-восток (или происходил поддвиг в обратном направлении).

Наиболее поздние горизонтальные движения происходили в позднем миоцене. Этот процесс, по-видимому, уступал по интенсивности более ранним тектоническим фазам и привел лишь к обновлению более древ-

них нарушений. Характерно, что этот этап деформации проявился наиболее сильно в юго-восточной части района, где отмечаются надвиги меловых образований восточной части хр. Кумроч на нижнемиоценовые отложения Восточно-Камчатского прогиба [23].

Таким образом, в становлении структуры хр. Кумроч выделяются три этапа структурных перестроек: позднемаастрихт-датский, эоцен-раннеолигоценый и позднемиоценовый. Эти этапы характерны для всей Восточной Камчатки и выделяются многими исследователями [5, 22].

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР

Возникновение чешуйчато-надвиговых структур в зонах сочленения желобов и островных дуг — явление достаточно широко известное по периферии Тихого океана. Такие структуры установлены в пределах сочленения восточной части Алеутской островной дуги со структурами Аляски [20, 25, 28, 32]. Описаны они в Северной [29] и в Юго-Западной Японии [26]. Широко распространены представления о чешуйчатом строении внутренних склонов глубоководных желобов — Японского [11, 33], Центральноамериканского [7, 20], Алеутского [20, 31, 34].

Наиболее популярной моделью при объяснении возникновения таких преддуговых структур являются построения с привлечением поддвига океанической коры под переходную (или субконтинентальную) с возникновением аккреционной призмы непосредственно выше основной поверхности надвига или поддвига. В наиболее общей форме эта модель отражена в работе Д. Р. Сили и его соавторов [20, 25]. При этом отмечалось [20], что основная поверхность поддвига хорошо выделяется только при достаточно глубинных сейсмических исследованиях МОВ. Характерно, что этапы поддвига чередуются с периодами относительного покоя, когда при изостатическом выравнивании происходят интенсивные блоковые поддвижки на фоне общего поднятия скученных масс, с возникновением систем продольных грабенов и зон повышенной проницаемости, контролирующих вулканические извержения.

Такие построения находят свое подтверждение и при экспериментальном моделировании. Так, Я. Малавьелле [30] показал, что при одностороннем сжатии возникает система чешуйчатых надвигов, в основании которых отмечается основная поверхность срыва. При этом возраст и глубина заложения разломов постепенно уменьшаются от внутренних зон к внешним (т. е. происходит последовательное расширение зоны чешуйчатых структур).

Рассмотренные выше особенности строения хр. Кумроч позволяют считать, что во фронтальной части северного отрезка Курило-Камчатской островной дуги возникали тектонические структуры, при формировании которых происходил глубинный подвиг масс земной коры. При этом тектонические деформации были исключительно интенсивными, что привело к появлению серпентинитового меланжа и покровных пластин на западе рассматриваемого района. По-видимому, имело место и омоложение надвигообразования с северо-запада на юго-восток. Так, судя по олистостромовым комплексам, наиболее сложно построенная северо-западная часть тектонической структуры хр. Кумроч формировалась в основном в конце мела — начале палеогена и в конце эоцена — олигоцене. Данные о миоценовых деформациях здесь отсутствуют; последние вряд ли были значительными, так как третичные отложения Центрально-камчатской депрессии (к северо-западу от хр. Кумроч) смяты в пологие складки с углами падения главным образом 10—20° [4]. В то же время в восточной части района отмечаются значительные надвиги среднемиоценового времени. В самой южной части хр. Кумроч амплитуда надвижения меловых пород на нижнемиоценовые оценивается М. Н. Шапиро [23] в 15—20 км.

Все описанные выше факты свидетельствуют о том, что скорее всего, начиная с палеогена, происходило дискретное пододвигание океаниче-

ской литосферы Тихого океана под субконтинентальную кору Восточной Камчатки. Естественно, что для проверки предлагаемой модели строения зоны сочленения Камчатка — Тихий океан требуется рассмотрение данных о строении Курило-Камчатского желоба.

Структура Курило-Камчатского желоба лучше всего изучена в южной его части [9, 10, 19, 21]. Здесь было выполнено несколько профилей НСП, ГСЗ и МОВ ОГТ. На большинстве профилей на океанической стороне желоба четко выделяется граница раздела, отождествляемая с границей консолидированной коры и характеризующаяся скоростью около 6,6 км/с. Структура этой поверхности определяется чешуйчатыми надвигами. По данным МОВ ОГТ [3, 21], поверхность консолидированной коры продолжается под островной склон желоба до 15—20 км.

Островной склон Курило-Камчатского глубоководного желоба имеет ступенчатый профиль рельефа, который объясняется [10, 21] выходами на поверхность мощных сложно построенных разломных зон, падающих от оси желоба на северо-запад. Одна из них выходит на поверхность у верхней ступени, другая совпадает с нижней частью склона. Отмечается увеличение угла падения разломных зон (до 40—50°) с удалением от оси желоба [10]. При интерпретации данных МОВ ОГТ [10, 21] предполагается, что выступы акустического фундамента также имеют чешуйчатую (надвиговую) структуру. Соотношение их с молодыми неоген-четвертичными отложениями представляется в виде сложно построенного регионального надвига с видимой амплитудой до 1—4 км [10].

Сходное чешуйчатое строение островных склонов описывается также в Алеутском [31, 34], Японском [11, 33] и Чилийском [20] глубоководных желобах, где их формирование связывается с дискретным поддвижением океанической коры под островные склоны желобов.

ВЫВОДЫ

1. Новые микропалеонтологические данные позволили уточнить возраст верхнемеловых образований хр. Кумроч. В средней части алтынской толщи были обнаружены радиолярии позднекампанского возраста. Из кремнистых пород всех частей разреза уколкинской толщи извлечены радиолярии, характерные для позднего кампана — маастрихта. В нижней части лотонской толщи установлены раннемаастрихтские, а в средней части остряковской толщи — позднемаастрихт-датские радиолярии. Полученные определения микрофауны подтверждают, что хребет Кумроч сложен близкими по возрасту, но разнофациальными образованиями, что не позволяет объединить их в единую серию или свиту.

2. Тектоническое строение северной части хр. Кумроч неоднородно. Восточная его часть имеет чешуйчато-складчатое строение, а в западной широко распространены аллохтонные пластины, сложенные нижнемаастрихтскими отложениями и серпентинитовым меланжем. Эти пластины также дислоцированы и разбиты чешуйчатыми надвигами.

3. Выделяются три этапа в становлении тектонической структуры хр. Кумроч: позднемаастрихт-датский, эоцен-раннеолигоценый и позднемиоценовый, причем первые два этапа датируются по возрасту олигоценовых комплексов. Эти комплексы — показатели тектонических перестроек — отличаются друг от друга по составу обломочного материала. В верхнемаастрихт-датской толще преобладают обломки туфотерригенных и вулканогенных пород, реже габброидов. В палеогеновой олигоценовой в составе обломков кроме туфотерригенных и вулканогенных образований появляются серпентиниты, в массовом количестве встречаются габброиды.

4. На ранних этапах образования тектонической структуры хр. Кумроч, по-видимому, преобладали обдуктивные процессы. Формирование чешуйчатых надвигов и общее усложнение структур происходило в палеогене и миоцене. Образование таких структур лучше всего объясняется дискретным поддвижением океанической коры под островную дугу.

Авторы выражают искреннюю благодарность акад. Ю. М. Пушаровскому и Е. Н. Меланхолиной за ценные замечания, сделанные при чтении статьи в рукописи, и В. С. Вишневской и Н. Ю. Брагину — за большую работу по определению микрофауны радиоларий.

Литература

1. Богданов Н. А., Вишневская В. С., Чехович В. Д., Сухов А. Н. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море)//Геотектоника. 1982. № 5. С. 74—81.
2. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневская В. С. Тектоника Олоторской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
3. Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Журавлев А. В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба//Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 1463—1467.
4. Геология СССР. Т. XXXI. Ч. I. Геологическое описание. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра. 1964. 733 с.
5. Горячев А. В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. XI(1). С. 46—70.
6. Зинкевич В. П., Ляшенко О. В., Басманов В. Н. Офиолитовые покровы п-ова Озерного (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 665—669.
7. Кульм Л. Д., Фаулер Дж. А. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 291—316.
8. Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит//Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамики плит). М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П. П. Ширшова, 1977. С. 137—169.
9. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344).
10. Ломтев В. А., Патрикеев В. Н. Новые данные о надвиговой структуре Курило-Камчатского глубоководного желоба//Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 122—125.
11. Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. Надвиговая структура северной части Японского желоба//Сейсмические исследования в западной части Тихого океана и его обрамления. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 26—34.
12. Мараханов В. И., Потапов С. В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1981. 87 с.
13. Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги//Геотектоника. 1969. № 5. С. 52—61.
14. Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Восточной Камчатки по данным магнитотеллурического зондирования//Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 93—96.
15. Петрина Н. М., Шапиро М. Н., Бояринова М. Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 53. Вып. 3. С. 47—61.
16. Пополитов Э. И., Вольнец О. И. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые особенности петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
17. Пушаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в обрамлении Тихого океана//Геотектоника. 1983. № 2. С. 30—45.
18. Разницын Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Восточная Камчатка)//Геотектоника. 1985. № 1. С. 88—101.
19. Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А. Внутренняя структура земной коры (методика анализа и интерпретация сейсмических волновых полей). М.: Наука, 1976. 134 с.
20. Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 276—290.
21. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
22. Шанцер А. Е., Шапиро М. Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины//Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 26—40.
23. Шапиро М. Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива//Геотектоника. 1980. № 3. С. 102—110.
24. Шапиро М. Н., Сляков Б. И., Ландер А. В. Чешуйчато-надвиговые структуры северной части Восточно-Камчатского антиклинория//Геотектоника. 1983. № 4. С. 84—93.
25. Dickinson W. R., Seely D. R. Structure and Stratigraphy of Forearc Regions//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 1. P. 2—31.
26. Hada S., Suzuki T. Tectonic environments and crustal section of the Outer Zone of Southwest Japan//Accretion Tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, 1983. P. 207—218.
27. Karig D. E., Caldiorli I. G., Parmentier E. M. Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 6281—6291.

28. *Kirschner C. E., Lyon C. A.* Stratigraphy and tectonic development of Cook Inlet petroleum province. Arctic geology: AAPG. 1973. № 19. P. 396—407.
29. *Komatsu M., Miyashita S., Maeda J. et al.* Dischasing of a Deefest Section of Continental Type Crust Up-Thrust as the Final Event of Collision of Arch in Hokkaido, North Japan//Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions. Tokyo, 1983. P. 149—168.
30. *Malavielle J.* Modelisation experimentale des chevan chements imbriques application aux chaines de montagnes//Bull. Soc. Geol. France. 1984. t. XXVI. № 1. P. 129—138.
31. *McCarthy J., Scholl P. W.* Mechanism of subduction accretion along the central Aleutian Trench//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 691—701.
32. *Moore I. C.* Complex deformation of Cretaceous trench deposiys south-western Alaska//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 2005—2020.
33. Multi-Channell seismic reflection data across the Japan trench//IPOD-Japan Basic Series Univ. Tokyo: Ocean Research Inst., 1979. № 3. P. 243—262.
34. *Von Huene R.* Structure of the Continental Margin and Tectonism at the Eastern Aleutian Trench//Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. № 12. P. 3613—3626.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
3.II.1986

УДК 551.242.2(263)

ПЕРФИЛЬЕВ А. С., ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ЕЛЬНИКОВ Е. Н.,
КАЛЕДА К. Г., КОГАН Л. И.**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДНЯТИЯ СЬЕРРА-ЛЕОНЕ
В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Рассмотрены новые данные, полученные по геологическому строению поднятия Сьерра-Леоне в 7-м рейсе НИС «Профессор Штокман». Оно представляет собой сложное вулканическое сооружение, образованное как вулканическими, так и тектоническими структурами. Вулканические центры формировались на фундаменте, который, по-видимому, образован тектонически скученным и переработанным материалом второго и третьего слоев океанической коры. С этим скучиванием связаны утолщение коры и корни под поднятием. По составу вулканыты отвечают дифференциатам щелочно-базальтовой магмы. По своему строению и характеру вулканизма поднятие сходно с поднятиями островов Зеленого Мыса и Канарских.

Подводное поднятие Сьерра-Леоне расположено западнее Африканского континента между 3 и 7° с. ш. С севера оно ограничено глубоководной Зеленомысской котловиной, с юга — котловиной Сьерра-Леоне. Глубоководная область океана отделяет поднятие Сьерра-Леоне и от африканского побережья.

Поднятие Сьерра-Леоне представляет собой наиболее южную структуру в ряду крупных изометрических поднятий, расположенных вдоль западного края Африки (Канарское, островов Зеленого Мыса), отличающаяся от них тем, что нигде не выходит выше уровня океана. Примечательно, что южнее, в Южной Атлантике, поднятия подобного типа отсутствуют. Здесь выделяются линейные поднятые зоны, выраженные системами подводных вулканических гор северо-восточного простирания. Северная из них продолжает Камерунский вулканический пояс. На ее юго-западном фланге расположен о-в Святой Елены. Южная зона представлена Китовым хребтом и прослеживается на юго-запад до о-ва Тристан-да-Кунья.

По-видимому, такое различие северного и южного секторов Восточной Атлантики не случайно, а отражает особенности формирования океана в разных его регионах. Секторы отделены друг от друга системой гигантских сближенных трансформных разломов (Сан-Паулу, Романш и др.), вероятно, наиболее крупных в Атлантическом океане. Все это не оставляет сомнения в значимости любых новых данных о строении поднятий того и другого типа.

Поднятие Сьерра-Леоне уже довольно давно привлекает к себе внимание исследователей. В его пределах проведено непрерывное сейсмопрофилирование (НСП), однако о коренных породах имеются лишь отрывочные данные. Основание поднятия хорошо оконтуривается с севера изобатой 4500 м, а с юга — 4000 м [2, 9]. Его размеры 600×500 км. В морфологическом отношении поднятие разделяется на две части: южную и северную. Южная имеет относительно малорасчлененный рельеф; плоская вершина ее оконтуривается изобатой 3000 м, а основание — изобатой 3500 м. Северная часть характеризуется сложным рельефом и представляет собой систему высоких подводных гор, ориентированных в северо-восточном направлении (рис. 1). На юго-западе возвышается гора Нефрит, вершина которой имеет минимальную отметку глубин 284 м. По периферии ее средней части, оконтуриваемой изобатой 3500 м, поднимается свыше полутора десятка горных пиков. Часто к их вершинам примыкают выровненные участки плато, приподнятые на 2—

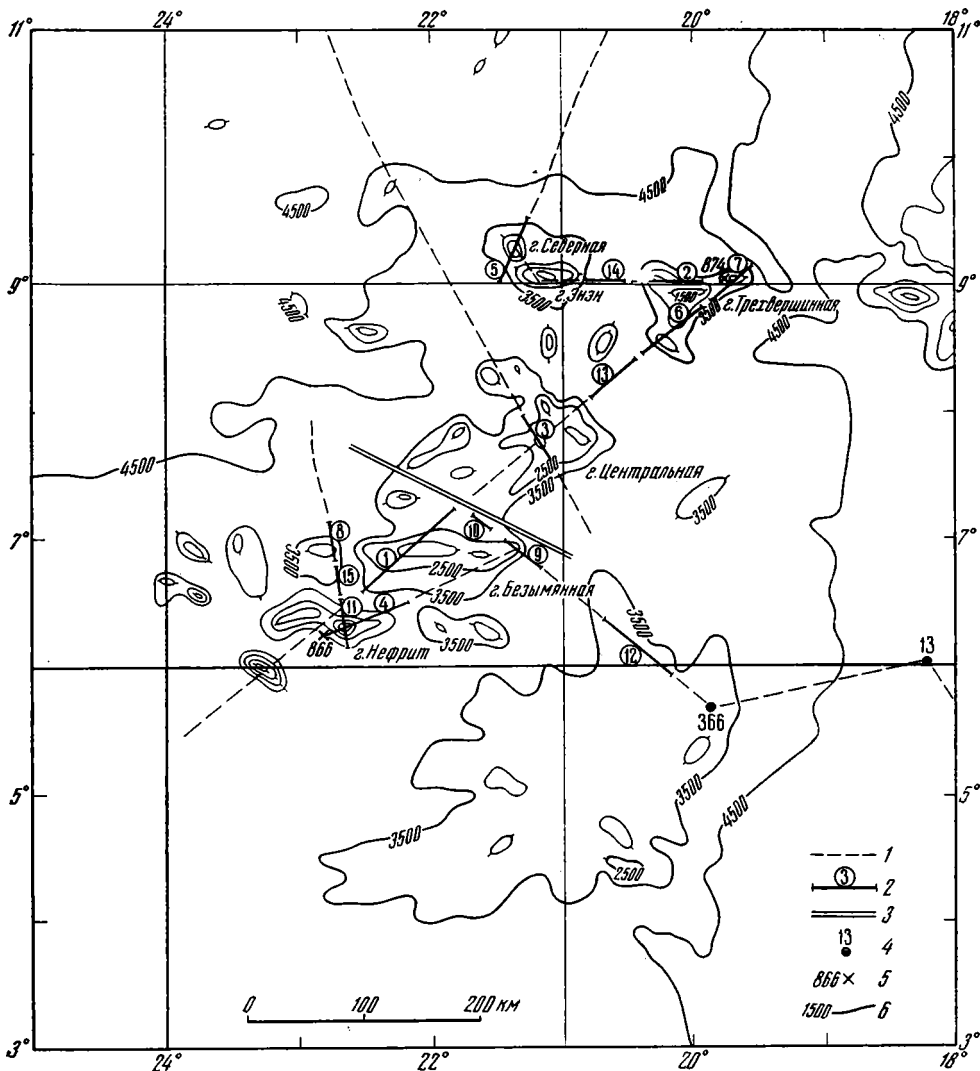


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей и точек драгирования магматических пород поднятия Сьерра-Леоне
 1 — профили НСП; 2 — интерпретированные участки профилей НСП, показанные на рис. 2—5; 3 — профиль ГСП—МОВ; 4 — точки скважин глубоководного бурения; 5 — места драгирования магматических пород; 6 — изобаты, м

3 км по отношению к глубоководной части поверхности дна. На юго-западе горы имеют хорошо выраженную широтную ориентировку, далее к северо-востоку она становится менее отчетливой.

РЕЗУЛЬТАТЫ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ (НСП)

В пределах возвышенности Сьерра-Леоне с борта НИС «Профессор Штокман» (рейс 7) отработана серия профилей НСП общей протяженностью 2500 км (см. рис. 1). Наблюдения НСП проводились по стандартной методике. В качестве источников упругих волн применялись пневматические излучатели с объемом рабочей камеры, равной 3 дм. Полезные сигналы воспринимались пьезосейсмографной косой, представляющей собой маслonaполненный полихлорвиниловый шланг длиной 100 м, в котором помещались чувствительные элементы — пьезокристаллы типа ЦДС-7, собранные по треугольной схеме чувствительности. Коса буксировалась на удалении 200 м за кормой судна на скорости 10 узлов. Регистрация сейсмических данных производилась в аналоговом виде на прецизионные самописцы типа ФАК-II и РДД ме-

тодом переменной плотности. При регистрации применялась полосовая фильтрация в пределах частот 30—100 Гц.

В южной половине возвышенности пробурена скважина 366 [14]. При подготовке к бурению в районе скважины были проведены работы НСП. Еще ранее на возвышенности Сьерра-Леоне проводилось НСП с научно-исследовательских судов США [15, 16]. В последние годы в южной половине возвышенности обрабатывались отдельные профили многоканального сейсмопрофилирования на судах Мингео СССР [6]. Благодаря всем этим работам было сделано заключение, что возвышенность Сьерра-Леоне покрыта осадочным чехлом мощностью 800—1200 м, который осложнен выступами базальтового основания [11].

При интерпретации данных НСП скорость сейсмических волн в осадочной толще была принята в среднем 2 км/с, как это следует из замеров скорости звука, сделанных на кернах скв. 366 [14]. Максимальная мощность осадочных отложений возвышенности Сьерра-Леоне отмечается на отдельных участках северной половины, где она составляет 1,5 км. Структура осадочных отложений здесь более сложная, чем в южной половине поднятия, где сейсмический разрез представлен чередованием спокойно залегающих маркирующих горизонтов, хорошо отождествляющихся с литологическими комплексами, установленными при бурении скв. 366 [14]. В верхней части разреза на глубине 200 м залегает отражающий горизонт O_1 . Он, вероятно, представляет собой контакт осадочных толщ: верхней (наноилы и мергели, переходящие в мел) и нижней (переслаивание мергелей и мела). По времени образования этот контакт следует отнести к низам миоцена. Отражающий горизонт O_1 является самым слабым по отражательной способности. Часто отраженная от него волна регистрируется с заметным нарушением фазовой корреляции.

На глубине 450—500 м от поверхности дна залегает интенсивный отражатель — А. Отраженная от него волна имеет максимальную энергетическую выразительность и четкую фазовую корреляцию. Горизонт по вещественному составу отложений представляет собой кровлю прослоев эоценовых кремнистых сланцев, залегающих в низах известковых пород. Этот горизонт имеет повсеместное распространение в осадочных отложениях, обрамляющих северо-западную часть Африканского континента [10, 12].

Ниже границы А залегает хорошо стратифицированная толща наномела и порцелланитов. В низах ее фиксируется отражающий горизонт O_2 , представляющий собой, вероятно, кровлю палеоценовых известняков. Глубина залегания его составляет 700—800 м от поверхности дна. Отражение O_2 довольно интенсивное, с хорошей фазовой корреляцией. На глубине 850 м в отдельных местах прослеживается еще один отражатель, но значительно менее интенсивный, чем горизонт O_2 . Судя по данным бурения скв. 366, вероятно, отражатель следует отнести к слою мергелей мелового возраста. В ряде случаев он исчезает и появляются отдельные фрагменты сильно изрезанной поверхности второго океанического слоя — граница В.

На основании сейсмических данных все горные поднятия возвышенности Сьерра-Леоне можно подразделить на три типа. Первый тип характеризуется сравнительно мощной толщей осадочных пород, покрывающих их вершины. Островершинные горы, относящиеся ко второму типу, практически полностью лишены осадочной толщи. Третий тип представляет собой конусообразные горы с округлыми вершинами, верхняя часть которых сложена осадками сравнительно небольшой мощности.

На рис. 2 приведены временные разрезы, полученные при проведении НСП на профилях, пересекающих поднятия *I tupa*. Наиболее представительный разрез получен при пересечении горы Безымянной, ориентированной в субширотном направлении (см. рис. 2, профиль 1). Вершина горы на уровне изобаты 2000 м плоская, над ней возвышаются четыре пика. Северный склон горы пологий, ступенчатообразный, южный — более крутой. Здесь на поверхность дна выходит граница В — акустический

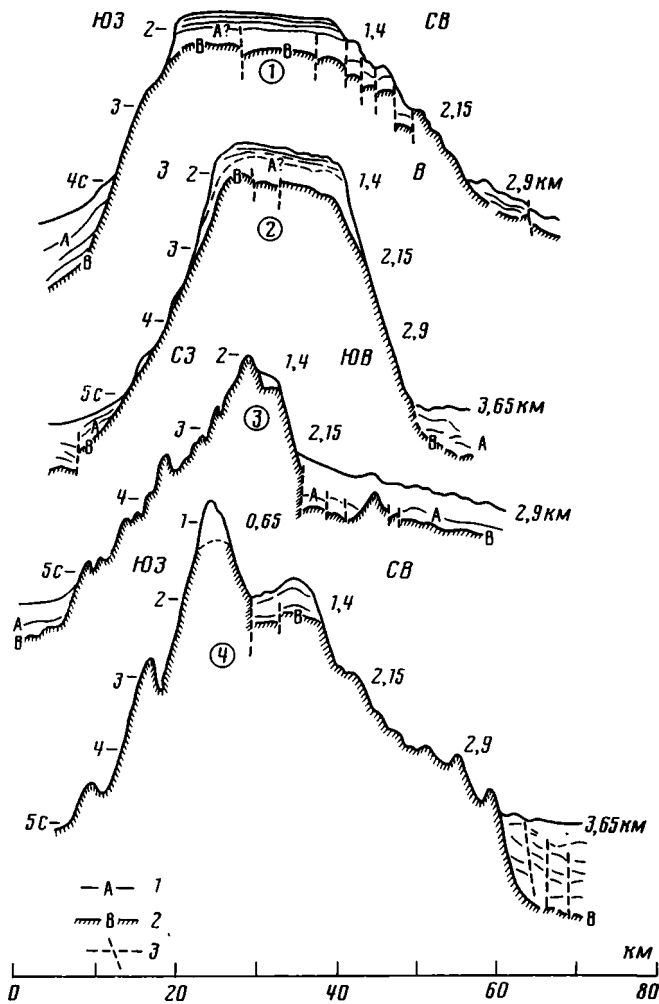


Рис. 2. Временные сейсмические разрезы (местоположение см. на рис. 1) через подводные поднятия, перекрытые осадочным чехлом
 1 — отражающий горизонт А, 2 — акустический фундамент В, 3 — разломы

фундамент. На вершине горы он залегает на глубине 300—400 м от дна и на северном ее склоне нарушен сбросами. Судя по волновой картине, осадочная толща на вершине горы отличается от осадков прилегающей глубоководной части. На вершине осадки хорошо стратифицированы, имеют четкую слоистость — плоскости раздела со значительной отражательной способностью. Примерно на глубине 150 м от дна отчетливо прослеживается сильный отражающий горизонт (возможно, А), который залегает с угловым несогласием на нижележащей толще. Сбросовые ступени северного склона горы также покрыты осадками примерно такой же мощности, как и на вершине. У подножия расположены осадочные линзы; отмечаются многочисленные тектонические нарушения в фундаменте основания.

Гора Трехвершинная имеет треугольную форму; основание ее оконтуривается изобатой 4000 м. (см. рис. 1). Вершина горы на уровне изобаты 1500 м плоская. По углам ее возвышаются пикообразные поднятия, в центральной части имеются еще две маленькие вершины. Западный выступ горы пересечен профилем НСП (см. рис. 2, профиль 2). Так же как и на горе Безымянной, мощность осадков здесь достигает 300—350 м. Осадочный слой на вершине горы хорошо стратифицирован, но отмечается сильная горизонтальная неоднородность структуры волнового поля. Граница В выделяется менее отчетливо, чем на горе Безымян-

ной. Она разбита нарушениями. Акустический фундамент выходит на поверхность дна примерно в средней части склона горы и погружается под осадки непосредственно у основания. В отдельных местах на склонах имеются линзовидные тела, природа которых, вероятно, связана с оползневыми явлениями.

Гора Центральная расположена между горами Безымянной и Трехвершинной (см. рис. 1). Основание ее расположено на глубине 3500 м и имеет в плане вид неправильного пятиугольника. Вершина в основном плоская, находится на глубине 2500 м, на ее пределах возвышаются пять пиков. Один из них пересечен профилем НСП (см. рис. 2, профиль 3). На прилегающем к нему плато мощность осадков составляет 400—500 м; акустический фундамент сильно нарушен и в отдельных местах выступает из-под осадочных отложений. Осадки в верхней части разреза имеют более акустически просветленный характер, чем на горах Безымянной и Трехвершинной. Вершина горы у края плато раздвоена. Основной пик лишен осадков. Склон его осложнен многочисленными конусообразными выступами. В седловине зафиксированы осадочные отложения небольшой (~150 м) мощности.

Гора Нефрит расположена юго-западнее Безымянной (см. рис. 1). Основание ее находится также на глубине 3500 м и имеет вытянутую в субширотном направлении овальную форму. На глубине примерно 2500 м лежит плоская вершина с двумя горными пиками (см. рис. 2, профиль 4). На плато мощность осадочных отложений достигает 400—500 м. Непосредственно под дном залегают акустически малопрозрачные осадки с заметной стратификацией и горизонтальной неоднородностью. Пикообразный выступ имеет крутые склоны. На глубине около 500 м от дна на вершине на сейсмических записях отчетливо выделяется слабоинтенсивное отражение. Склоны горы осложнены конусообразными выступами фундамента.

Островершинные горы *II типа* (гора Северная, южный и восточный пики горы Трехвершинной), возвышающиеся, как правило, в непосредственной близости от приподнятых плато гор, лишены осадочного покрова (рис. 3). Склоны их обычно осложнены многочисленными вторичными конусами с чрезвычайно шероховатой поверхностью отражения. Иногда в средней и нижней частях склонов заметны акустически просветленные тела небольших размеров, которые, возможно, являются обломочными отложениями, скопившимися в отдельных неровностях рельефа. В некоторых случаях склоны на большом протяжении имеют ровную поверхность с хорошими отражательными свойствами, которая погружается непосредственно в осадки, прилегающие к основанию.

III тип представлен одиночными конусообразными горами с округлыми вершинами. Две такие горы были встречены по профилю, проходящему в седловине между Центральной и Безымянной (рис. 4, профили 9, 10). Их вершины расположены на глубине 2—3 км. Горы сравнительно невысокие, имеют небольшие размеры и склоны правильной формы с гладкой отражающей поверхностью. Вершины сложены осадками мощностью 200—300 м; фундамент под ними неровный, тектонически нарушенный, выходит на поверхность дна на склонах. Основание гор уходит под осадки, окружающие горы. Структура осадков, слагающих вершину, нередко стратифицирована. Они акустически менее прозрачны, чем в осадочных бассейнах, облегающих основание гор.

На рис. 4 (профиль 11) приведен разрез через восточную вершину горы Нефрит. Здесь отчетливо регистрируются отражающие горизонты, но природа их не совсем ясна. По волновой картине толща, залегающая выше этих горизонтов, значительно отличается по структуре и отражательной способности от осадков, обнаруженных на одиночных горах и приподнятых плато. Она значительно менее акустически прозрачна, и ее границы раздела обладают плохой отражательной способностью. Возможно, это связано со специфическими условиями наблюдения: небольшая глубина моря над вершиной горы, осложнение волновой картины многочисленными поверхностными волнами.

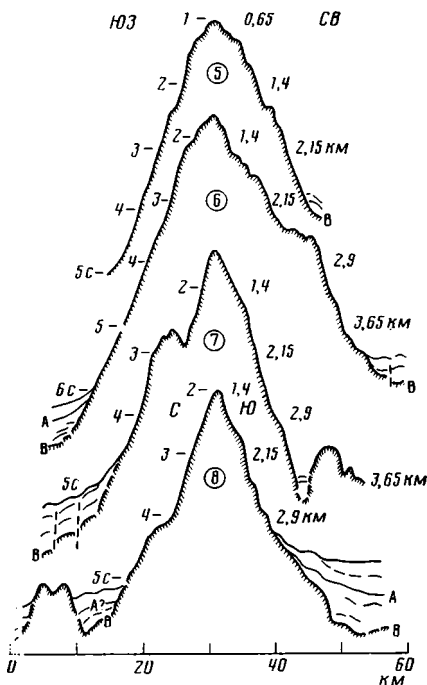


Рис. 3

Рис. 3. Временные сейсмические разрезы через островершинные горы, лишенные осадочного чехла
Усл. обозн. см. рис. 2

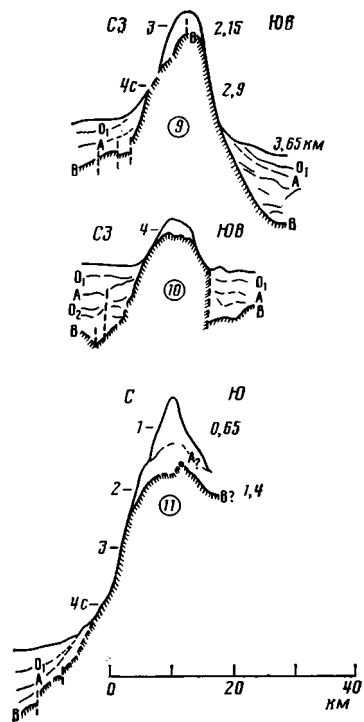


Рис. 4

Рис. 4. Временные сейсмические разрезы через округлые вершины конусообразных гор, перекрытые осадками
Условные обозначения см. на рис. 2. O_1 и O_2 — отражающие горизонты

Таким образом, главные отличия трех выделенных типов подводных гор и поднятий заключаются в следующем. Поднятия I типа имеют столообразную вершину, сложенную стратифицированными осадками, принципиально сходными по строению и мощности с осадочными комплексами, облекающими подножия этих поднятий. Иногда здесь выделяется типичный для нормального разреза горизонт А. Наиболее характерные представители поднятий такого типа показаны на рис. 2, (профили 1, 2). Представляется, что эти поднятия имеют тектоническое происхождение, а их формирование произошло по крайней мере после эоцена (горизонт А). Островершинные горы II типа, полностью или почти полностью лишенные осадков, скорее всего являются сравнительно молодыми вулканическими аппаратами. III тип гор, для которых характерна конусообразная форма и несколько выположенная округлая, перекрытая осадками вершина, скорее всего следует интерпретировать как более древние, частично эродированные вулканические аппараты. В большинстве случаев мы имеем дело с сочетанием гор и поднятий разного типа. Так, гора Нефрит (см. рис. 1, профиль 4 и рис. 3, профили 9, 11) представляет собой субширотное тектоническое поднятие с насаженным на него древним вулканическим аппаратом. Гора Трехвершинная — пример сочетания субширотного тектонического поднятия (см. рис. 2, профиль 2) с молодыми вулканами (см. рис. 3, профили 6, 7). Интересно подчеркнуть, что собственно тектонические поднятия (горы Нефрит, Безымянная, северная часть Трехвершинной) имеют генеральное субширотное простирание, которое сильно завуалировано изометричными горами вулканической природы.

Примечательной особенностью осадочного чехла поднятия Сьерра-Леоне является отличие по строению его южной части от северной. Для

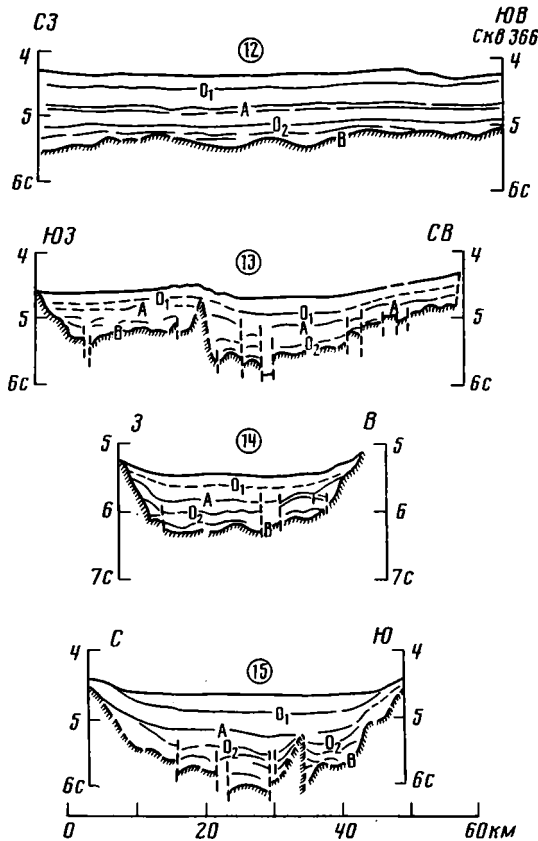


Рис. 5. Временные сейсмические разрезы через межгорные депрессии в южной части поднятия Сьерра-Леоне
Усл. обозн. см. рис. 2 и 4

осадочной толщи южной части характерно спокойное залегание слоев вплоть до акустического фундамента (рис. 5, профиль 12). Как правило, маркирующие горизонты уверенно прослеживаются на значительные расстояния, тектонических нарушений мало. В то же время для межгорных депрессий северной половины поднятия характерно почти повсеместное нарушение структуры осадочного слоя в нижних частях разреза (см. рис. 5, профили 13—15). На сейсмических разрезах просматриваются зоны нарушений, по которым опорные горизонты смещены гипсометрически; структура осадков хаотична. Акустический фундамент в этих зонах не регистрируется или же становится энергетически мало-выразительным. Осадочные слои иногда смяты в складки. Причиной этого, вероятно, являются подвижки фундамента по разломам — на разрезах хорошо видно внедрение конусообразных тел фундамента в осадочные слои. Амплитуда и количество вертикальных смещений заметно уменьшаются вверх по разрезу.

Отличие южной и северной частей поднятия Сьерра-Леоне подчеркнуто в работе [5]. Южная часть поднятия представляет собой тектоно-вулканическую положительную структуру, но как тектонические, так и вулканические положительные формы рельефа там фиксируются только ниже горизонта А (эоцен), где осадки прерывисты. При этом сейсмическая картина свидетельствует о прислонениях осадков к поверхности акустического фундамента; наблюдаются переходы от вулканов к осадочным толщам по латерали. Выше горизонта А осадки нивелируют структуру и нарушены значительно меньше. Иными словами, южная часть структуры Сьерра-Леоне практически завершила свою тектоно-

вулканическую активность до эоцена, в то время как в северной половине эти процессы продолжались значительно дольше и, вероятно, продолжаются и сейчас.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ (ГСП — МОВ)

Северная часть поднятия Сьерра-Леоне была пересечена профилем ГСП — МОВ длиной 220 км в координатах $7^{\circ}45'$ с. ш. и $23^{\circ}40'$ з. д. — $6^{\circ}40'$ с. ш. и $20^{\circ}43'$ з. д. Профиль (рис. 6, А) пересекает северную часть поднятия и примыкающую на северо-западе окраину котловины Зеленого Мыса (см. рис. 1). Схематическая интерпретация профиля изображена на рис. 6, Б, где структура верхних осадочных слоев сильно генерализована и не изображены многочисленные крутые разломы, о которых шла речь выше. На северо-западном отрезке профиля (пк 0 — пак 220) в пределах котловины Зеленого Мыса глубина океана меняется в интервале 4320—4300 м, уменьшаясь в направлении поднятия Сьерра-Леоне. Осадочный чехол здесь имеет три согласно залегающие толщи, разделенные опорными горизонтами, обусловленными появлением в разрезе жестких и тонких пластичных слоев. Общая мощность осадков достигает 1,2 км; верхняя толща — 0,5 км, средняя — 0,4—0,3 км и третья — 0,3 км. Внутри первой толщи выделяются отдельные мелкие неоднородности, проявленные в виде коротких отражающих площадок протяженностью до 1 км. Вторая толща значительно более неоднородна; здесь выделяются отдельные согласно залегающие тела протяженностью 1—2 км и мощностью порядка 0,1—0,2 км. Возможно, это прослойки из акустически жестких пород (кремнистые сланцы?). Третья осадочная толща самая неоднородная, количество включений здесь увеличивается, а их размеры достигают 3—4 км. Подошва этой толщи четко обрисовывается серией тонких пластов, представленных на профиле дискретными границами длиной до 10—15 км и непосредственно залегающих на акустическом фундаменте.

При работе в низкочастотном диапазоне удастся расчленить акустический фундамент и выделить в нем две структурные толщи. Первая фиксируется низкочастотными вступлениями отраженных волн, коррелирующимися в интервале 1,5—2,0 км и образующими на сейсмическом разрезе форму отдельных линзовидных площадок с преимущественным наклоном в сторону поднятия (на юго-восток). По своему рисунку сейсмическая картина напоминает ту, которая характерна для второго слоя нормальной океанической коры, сложенной потоками базальтовых лав. Отличие определяется появлением здесь изометричных участков пониженной интенсивности записи отраженных волн. Вероятно, их появление следует связывать с измененностью базальтов и как следствие — с исчезновением дискретных границ между потоками, с которыми и связаны отражения.

Ниже наблюдается вступление отражений малой интенсивности, образующих на сейсмическом разрезе отдельные дискретные площадки длиной 1,0—1,5 км. Такая волновая картина характерна для третьего слоя океанической коры. Его нижняя граница не установлена до глубин 15 км (11,4 с), тогда как в океане она располагается обычно на уровне 9,5—10 с.

В крайней северо-западной части профиля (пк 0—15) на глубинах порядка 9—11 км фиксируются интенсивные, но малопротяженные наклонные площадки с юго-восточным падением в сторону поднятия. Возможно, это тектонические нарушения, приведшие к скупиванию и аномальному увеличению мощности третьего слоя.

На участках пак 25—50 профиль пересекает северо-западный эскарп возвышенности Сьерра-Леоне и подводную гору, вершина которой располагается на глубине 2300 м, возвышаясь на 2 км над котловиной. К сожалению, этот участок профиля отработан с разрывами и цельного представления о строении эскарпа подводной горы не дает. Однако отдельные фрагменты разреза ГСП — МОВ могут дать некоторое представление о строении земной коры в указанной зоне.

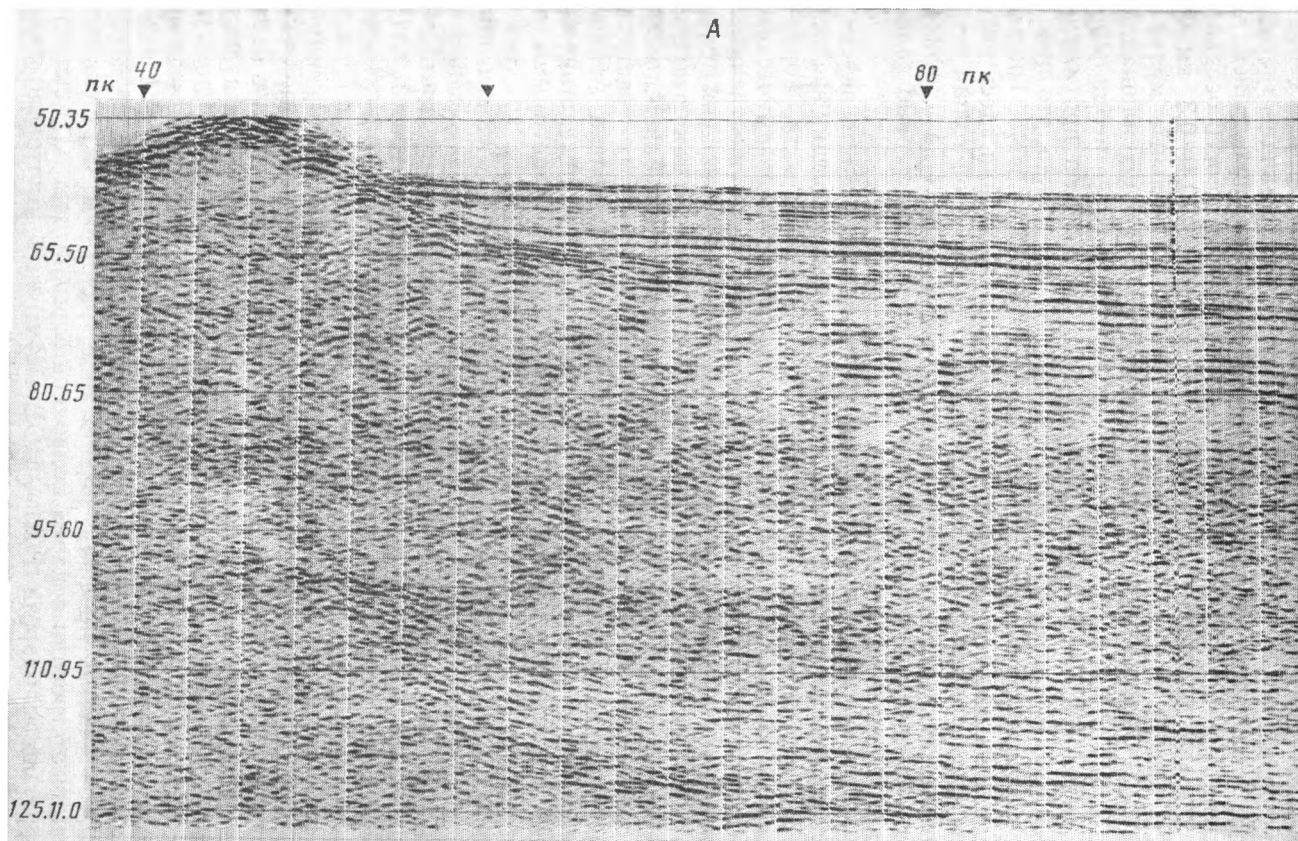


Рис. 6. Фрагмент сейсмического разреза ГСП—МОВ в интервале пикета 40—90 (А) и его геологическая интерпретация (Б)

2 — верхний осадочный горизонт (эоцен — современные осадки);
 2 — осадочные горизонты доэоценового чехла; 3 — измененные лавы второго слоя; 4 — вулканические аппараты, сложенные лавами; 5 — туфолововые и экструзивные фации вулканов; 6 — туфогенно-осадочные породы; 7 — системы отражающих площадок под вулканами (рои конических даек и силлов?); 8 — магматические тела промежуточных камер; 9 — сейсмически прозрачная толща неясного генезиса; 10 — сейсмически монотонная толща (переработанный второй и третий слой?); 11 — локальные системы отражающих площадок в третьем слое

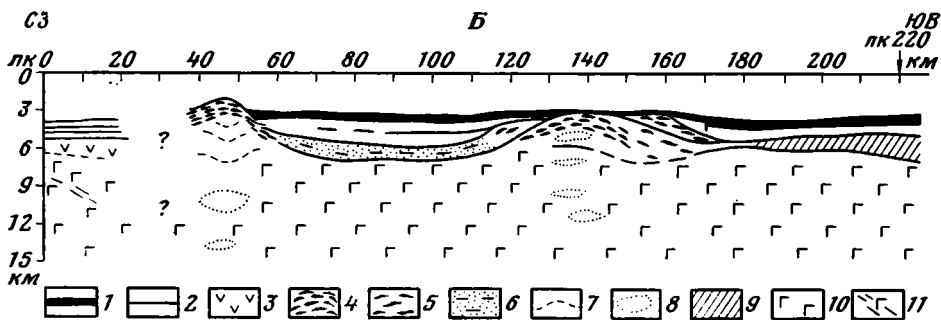


Рис. 66

Прежде всего отметим, что осадочная толща здесь отсутствует. Осадки котловины и собственно возвышенности Сьерра-Леоне примыкают к подножию горы. В верхней ее части (пк 38—50) фиксируются интенсивные малопротяженные (2—3 км) отражения, обрисовывающие линзовидные тела, полого наклоненные в стороны от вершины. Такая картина характерна для подводных вулканических центров, сложенных основными лавами [8]. Ниже лавового комплекса выделяется сейсмически почти прозрачная часть разреза, где намечаются отдельные площадки малой интенсивности, укладываемые в системы, наклоненные к центру вулканического аппарата. Скорее всего они регистрируют пологие конические дайки, пересекающие гипабиссальные фации вулкана. Еще ниже, на глубинах 9 и 14 км, среди однородного сейсмического поля, вероятно, отвечающего третьему слою океанической коры, видны линзовидные участки, лишенные отражающих площадок. Скорее всего ими фиксируются монолитные магматические тела промежуточных камер.

С юго-востока к вулкану прислоняются горизонты осадочного чехла поднятия Сьерра-Леоне. Осадочные породы на интервале.pk 55—130 выполняют впадину и делятся на две толщи, в которых выделяются отдельные четкие отражающие площадки до 10—15 км длиной. Верхняя толща отделена от нижней пачкой тонких слоев, образующих резкую акустическую границу. Скорее всего эта граница связана с эоценовыми кремнями (горизонт А, см. выше) и разделяет осадочный чехол на доэоценовую и эоцен-четвертичную части разреза.

Верхняя толща чехла прислоняется к рассмотренному выше вулканическому аппарату, в то время как нижняя имеет отчетливые постепенные переходы в лавы вулкана по латерали. Это фиксируется чередованием в разрезе линзовидных отражающих площадок малой протяженности (лавы) с протяженными и выдержанными сейсмическими границами (осадочные слои) в зоне перехода.

Ниже осадочного чехла в рассматриваемом интервале выделяется толща сейсмически почти прозрачная. Однако в ней отмечаются отдельные выдержанные границы малой интенсивности длиной до 3—7 км. Уверенной интерпретации этой толщи нет, скорее всего это туфогенно-осадочный комплекс, связанный с подводными эксплозиями. Во всяком случае намечаются его постепенные переходы на северо-запад и юго-восток в вулканические образования.

Юго-восточнее (пк 120—170) отчетливо выделяется еще один сложный вулканический центр, в принципе построенный сходно с описанным выше. Главное его отличие заключается в том, что доэоценовый чехол выклинивается к краям вулканического поднятия, в то время как эоценовые и более молодые осадки его перекрывают, правда, несколько уменьшаясь по мощности. На флангах этого сложного центра фиксируются крупные линзы сейсмически малоактивных пород (может быть, туфы) с отдельными отражениями типа лавовых потоков. В интервале.pk 150—165 лавы лежат выше такой почти прозрачной линзы. Возможно, здесь мы имеем наложение лавовых потоков двух вулканических центров. На юго-восточном склоне вулкана (пк 160—170) доэоценовые

осадки непосредственно сменяются по латерали вулканитами. Этот постепенный переход очень хорошо виден в сейсмической записи и может считаться классическим примером соотношений такого типа.

Юго-восточный отрезок профиля (пк 170—220) пересекает склон северной части поднятия и котловины, отделяющей его от южного поднятия. Ниже осадочного чехла здесь появляется сейсмически прозрачная толща, увеличивающаяся по мощности в юго-восточном направлении. Геологическая ее интерпретация пока невозможна.

Рассмотренные выше толщи, интерпретированные как локальные вулканические центры и осадочный чехол, повсеместно подстилаются однообразным в сейсмическом отношении комплексом. Его сейсмическая картина рисуется как система отражающих площадок небольшой протяженности (1—2 км). Интенсивность отражений слабее, чем в лавовых комплексах, но сильнее, чем в слоях с малой сейсмической активностью. Отражающие площадки распределены хаотически. Подошва этой толщи нигде не установлена. Волновая картина, характеризующая нижнюю толщу, хорошо совпадает с наблюдаемой для модели монолита, разбитого серией хаотических нарушений. Видимая ее мощность превышает 7—8 км. Верхняя граница монолитной толщи расплывчатая независимо от того, контактирует ли она с сейсмически малоактивными слоями (туфогенно-осадочным, туфолововым — в нашей интерпретации; сейсмически прозрачным) или с интенсивными отражающими площадками лавового комплекса. В верхней части этой толщи обособляется расплывчатая зона площадок с более интенсивными отражениями, чем в остальной более глубокой части разреза.

Геологическая интерпретация сейсмической картины нижней толщи чрезвычайно сложна. По общей картине распределения отражающих площадок, их величине и интенсивности она вполне сопоставима с третьим слоем океанической коры [7, 8]. Однако в океанической коре выше третьего слоя лежит сплошной горизонт лав второго слоя с весьма определенной сейсмической характеристикой. Здесь же лавы связаны с разобщенными вулканическими постройками и не дают непрерывного слоя. По данным гравиметрии, в пределах поднятия Сьерра-Леоне предполагается океаническая кора увеличенной мощности по сравнению с океаном (глубина поверхности M определяется в 16 км). Наиболее правдоподобно предположение о том, что в состав рассматриваемой толщи вошли породы третьего и второго (а частично и первого) слоев океанической коры, интенсивно деформированные в результате тектонического сжатия и переработанные под воздействием магматических проявлений (дайки, термальное воздействие), связанных с вулканизмом центрального типа. Зона с более интенсивными отражениями в верхней части толщи, отмеченная выше, возможно, представляет собой реликт второго слоя океанической коры.

Такое предположение косвенно подтверждается сравнением с островами Зеленого Мыса, где цоколь вулканов представлен скупенными, смятыми позднеюрскими и меловыми породами второго и первого слоев океанической коры, прорванными многочисленными дайками и экзотризмами более позднего этапа.

В целом можно констатировать, что поднятие Сьерра-Леоне отличается от обычной океанической коры не только появлением сложных тектонических и вулканических структур в верхних горизонтах, но и специфическими особенностями строения нижних горизонтов коры.

АНАЛИЗ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ПОДНЯТЫХ ПРИ ДРАГИРОВАНИИ

Каменный материал был получен при драгировании нескольких вулканических построек северной части поднятия Сьерра-Леоне. Наряду с фосфоритами, гидротермально измененными вулканическими брекчиями и туфами были подняты относительно слабо измененные вулкани-

Химический состав пород с поднятия Сьерра-Леоне (анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Укрчерметгеология», г. Керчь)

Компоненты и параметры	Пикрит			Трахиандезитобазальты		Трахиты		
	880-1	874-1-1	874-2-2	866-1	866-9-1	866-2-1	866-2-4	866-2
SiO ₂	38,24	39,76	38,92	54,06	53,44	59,60	61,48	63,82
TiO ₂	3,32	3,68	3,84	2,08	2,12	0,84	0,96	0,84
Al ₂ O ₃	17,81	18,81	14,88	18,90	18,26	17,31	16,23	16,07
Fe ₂ O ₃	8,66	8,25	6,92	7,38	5,56	5,39	5,16	3,04
FeO	4,49	3,69	5,19	0,93	1,32	0,18	0,54	0,96
MnO	0,33	0,66	0,31	0,16	0,20	0,75	0,13	0,19
MgO	4,77	6,08	6,53	1,88	2,01	2,39	2,33	1,00
CaO	11,19	11,89	13,46	3,25	7,17	1,67	1,67	1,57
Na ₂ O	1,90	1,50	1,10	3,20	3,80	4,96	5,30	6,20
K ₂ O	1,50	1,40	1,28	4,10	2,88	3,50	3,55	4,70
P ₂ O ₅	1,08	1,98	1,94	1,15	0,95	0,09	0,17	0,11
nnn	6,73	5,43	5,27	2,66	2,02	2,84	2,48	0,96
∑	100,02	100,13	99,64	99,75	99,73	99,51	100,00	99,97
H ₂ O ⁺	2,34	2,24	2,12	1,11	0,85	0,47	0,45	0,48
H ₂ O ⁻	3,44	2,84	2,80	1,37	0,64	2,02	1,78	0,41
CO ₂	0,95	0,35	0,35	0,18	0,53	0,35	0,25	0,07
FeO _T	0,72	0,65	0,65	0,80	0,76	0,68	0,72	0,79
FeO _T + MgO								
Fe ₂ O ₃	0,64	0,67	0,41	0,88	0,79	0,96	0,91	0,74
Fe ₂ O ₃ +1,1FeO								
Na ₂ O+K ₂ O	3,40	2,90	2,38	7,30	6,68	8,46	8,85	10,90
Na ₂ O/K ₂ O	1,27	1,07	0,86	0,78	1,32	1,42	1,49	1,32

ческие породы, представленные щелочными пикритами, трахиандезитобазальтами и трахитами.

Щелочные пикриты драгированы на одной из подводных гор на севере поднятия Сьерра-Леоне (см. рис. 1, ст. 874, 9°01' с. ш. и 19°45' з. д., глубина 1400 м). Они представляют собой серые, сильно везикулярные (до 20%) порфиновые породы. Вкрапленники, составляющие около 5% породы, сложены титан-авгитом с подчиненным количеством биотита и оливина. Основная масса породы состоит из призматических кристаллов титан-авгита (40—80%), кубических зерен титаномагнетита (5%) и темно-красного или бурого стекла (до 50%). Оливин был полностью замещен иддингситом и смектитом. Стекло местами палагонитизировано. Везикулы окаймлены смектитом, реже выполнены филлипситом. Судя по дифрактометрическим данным, в породе присутствует два типа смектитов. Один с d_{001} 11,48 Å, второй с d_{001} 13,4—13,9 Å. Первый тип идентифицируется как калиевый смектит.

По составу щелочные пикриты поднятия Сьерра-Леоне занимают промежуточное положение между типичными пикритами и лимбургитами (таблица, рис. 7, А). Отличаясь от типичных пикритов пониженным содержанием кремния и повышенным титана, алюминия и щелочей, а от лимбургитов — относительно низким содержанием щелочей. Кроме того, от лимбургитов их отличает присутствие полевых шпатов.

Трахиандезитобазальты и трахиты драгированы на подводной горе Нефрит (см. рис. 1, ст. 866, 6°17,7' с. ш. и 22°33,9' з. д., глубина 281 м). Трахиандезитобазальты — это серые, иногда обохренные, слабопорфиновые породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже анортотклазом. Основная масса породы с трахитовой или гялопилитовой структурой сложена лейстами плагиоклазов низких номеров и анортотклаза, составляющими до 70—80% объема породы. Между ними зажаты мелкие, ксеноморфные зерна клинопироксена, роговой обманки и биотита (в сумме 5—8%) и титаномагнетита (до 10%). В разностях с гялопилитовой структурой указанные минералы погружены в стеклоподобную афанитовую массу, которая, как и часть полевых шпатов, за-

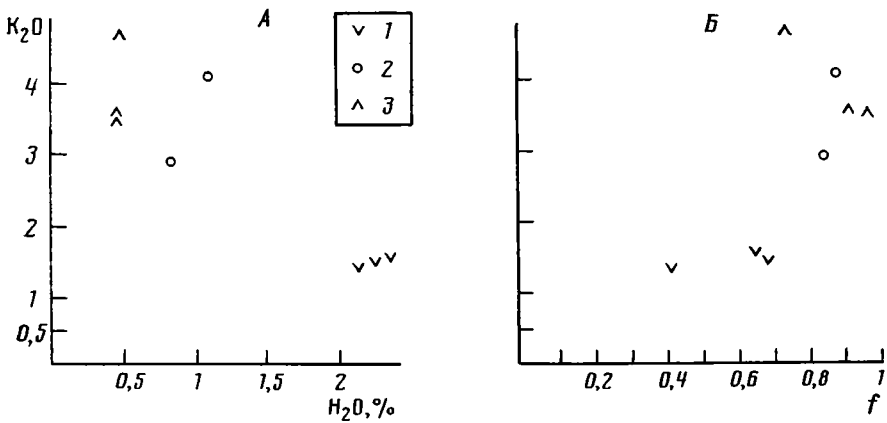


Рис. 7. Вариационные диаграммы: А — K_2O-H_2O ; Б — $K_2O-\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+1,1FeO}$.
 1 — щелочные пикриты, 2 — трахиандезитобазальты, 3 — трахиты

мещена смектитом. В редких везикулах встречается селадонитоподобный минерал. В более измененных породах темноцветные минералы замещены охристым железистым веществом. Общее количество новообразованных минералов достигает 30%.

Трахиты представляют собой светло-желтые или совершенно белые породы с редкими вкрапленниками анортоклаза. Основная масса с трахитовой структурой состоит из лейст и табличек анортоклаза. Пространство между лейстами анортоклаза, сложенное первоначально, видимо, стеклом, выполнено смектитом, составляющим до 25% объема породы. Судя по дифрактометрическим данным, смектит содержит до 20% слоев слюдистого типа. Помимо этого встречаются отдельные зерна роговой обманки и магнетита и в некоторых разностях — редкие зерна кварца.

Петрохимический состав трахиандезитобазальтов и трахитов приведен в таблице. Обращает внимание, что для изученных нами пород поднятия Сьерра-Леоне характерна высокая степень окисленности железа, а для щелочных пикритов, кроме того, и высокое содержание воды. Это наводит на мысль: не является ли повышенная щелочность, в первую очередь калиевость, результатом наложенных вторичных процессов, тем более что среди новообразованных минералов имеются минералы, содержащие калий. Однако против этого свидетельствует отсутствие корреляционных связей между содержанием калия и структурированной воды и степенью окисленности железа (см. рис. 7, А, Б). В пользу изначально высокой щелочности пород говорит присутствие в породах магматических минералов, обогащенных щелочами, в том числе и калием, — анортоклаза и биотита, а также наличие корреляционных связей между содержанием калия и титана (рис. 8). Таким образом, если в результате вторичных процессов и произошло накопление щелочей, то в незначительных количествах; скорее же всего произошло их перераспределение.

Малое количество образцов, поднятых при драгировании, не позволяет дать полную картину магматизма поднятия. Однако, учитывая сходную позицию и тектономагматические условия формирования поднятия Сьерра-Леоне и островов Зеленого Мыса, правомерно оценить сходство и различие близких по составу пород в обеих структурах. И там, и там магматические комплексы относятся к дифференциатам щелочно-базальтовых магм, типичных для сводово-глыбовых поднятий океана [3], с вариацией содержания кремнезема от 38—40 до 60—64% (см. рис. 8, А).

Однако между составами пород, слагающих поднятие Сьерра-Леоне и островов Зеленого Мыса, имеются и существенные различия, основное из которых заключается в том, что магматические породы островов

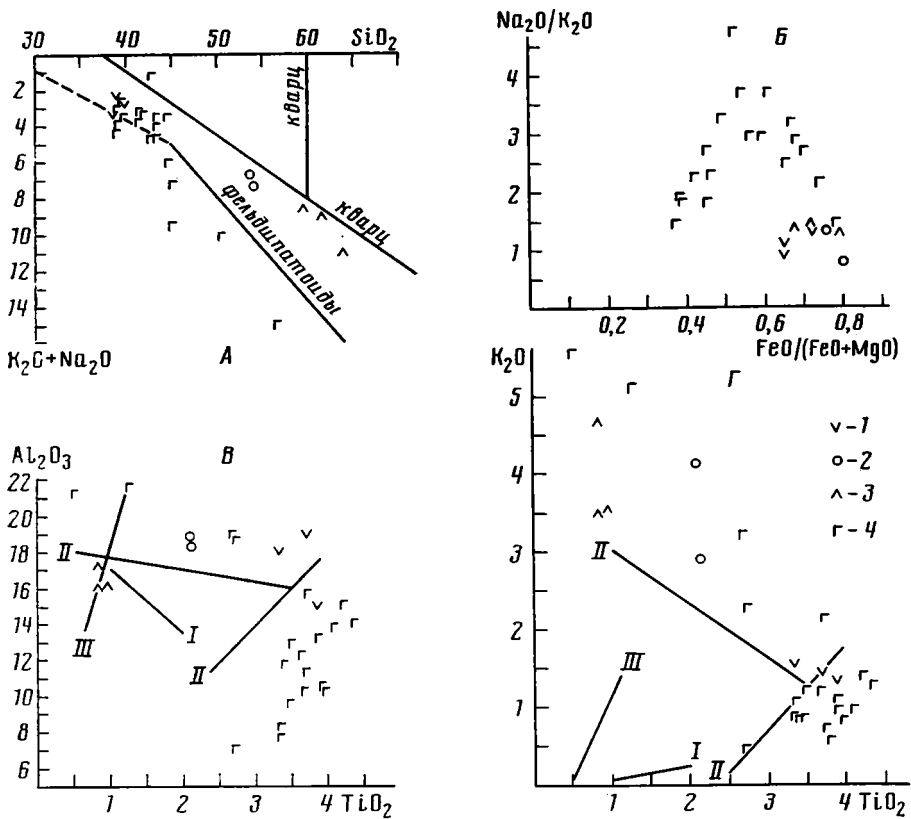


Рис. 8. Вариационные диаграммы: А — SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$; Б — $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} - \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$;

В — Al_2O_3 — TiO_2 ; Г — K_2O — TiO_2

1—3 — породы поднятия Сьерра-Леоне: 1 — щелочные пикриты, 2 — трахандезитов-базальты, 3 — трахиты, 4 — породы островов Зеленого Мыса [13]. I—III — тренды дифференциации пород: I — срединно-океанических хребтов, II — глыбовых поднятий, III — островных дуг [3]

Зеленого Мыса обладают более высокой щелочностью и содержат фельдшпатоиды, не встречающиеся в породах поднятия Сьерра-Леоне (см. рис. 8, А). Кроме того, в породах поднятия Сьерра-Леоне за счет высокой доли калия низкое отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 8, Б). Обращает внимание и общая высокая глиноземистость пород поднятия Сьерра-Леоне, тогда как для пород островов Зеленого Мыса характерна широкая вариация содержания Al_2O_3 — от 7 до 22% (см. рис. 8, В). Следует отметить и низкое содержание магния в породах поднятия Сьерра-Леоне, что обуславливает их относительно высокую железистость (см. рис. 8, Б), хотя абсолютные содержания железа колеблются в тех же пределах, что и у пород островов Зеленого Мыса.

Часть указанных различий, возможно, обусловлена следующим обстоятельством. Б. П. Золотарев [3] показал, что на вариационных диаграммах Al_2O_3 — TiO_2 и K_2O — TiO_2 (см. рис. 8, В, Г) для пород сводовых и глыбовых поднятий характерно наличие двух трендов соотношения этих элементов. Одна ветвь, с более высокими уровнями концентрации K_2O и Al_2O_3 и низким соотношением $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (до 2,5), свойственна щелочному типу дифференциации, другая — с более низкими уровнями концентрации этих элементов и высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (до 6) — толеитовому типу. При этом толеиты исторически предшествуют щелочным породам. Фигуративные точки исследованных нами пород соответствуют щелочному тренду дифференциации. Следовательно, можно сде-

лать предположение что мы имеем дело с завершающим этапом развития вулканизма, более ранние толеитовые серии которого не были драгированы из-за малого количества точек опробования или из-за того, что они погребены под более молодыми щелочными сериями.

В то же время, как было отмечено выше, породы с поднятия Сьерра-Леоне характеризуются очень низким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — до 1,5 при средней величине этого отношения для пород сводовых и глыбовых поднятий — 2,5 [3]. Это может быть связано с большой глубиной заложения магматических камер на поднятии Сьерра-Леоне в сравнении с другими сводовыми поднятиями дна океана. Из-за небольшого количества изученных нами проб последнее заключение имеет предварительный характер. Кроме того, наличие на островах Зеленого Мыса карбонатитов свидетельствует о большой глубине залегания там магматических камер. Вместе с тем нельзя исключить возможность обнаружения в будущем карбонатитов и на поднятии Сьерра-Леоне, так как в одном из образцов трахиандезитобазальтов встречены агрегации карбонатов, имеющие структуры, типичные для карбонатитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возвышенность Сьерра-Леоне представляет собой сложное вулканотектоническое поднятие, в котором сочетаются положительные тектонические структуры субширотной ориентировки и крупные вулканические центры, не обнаруживающие четкой пространственной закономерности в размещении.

Локальные вулканические центры начали функционировать в раннем кайнозое (может быть, уже в позднем мелу). Вулканизм в южной части поднятия прекратился к эоцену (горизонт А). В северной части поднятия наряду с заведомо доэоценовыми вулканами, возможно, есть и более молодые аппараты, однако прямых доказательств этого не имеется (фиксируются только аппараты, не перекрытые осадочным чехлом).

Локальные вулканические центры формировались на сложном фундаменте, который скорее всего представлял собой в основном деформированные и переработанные породы второго и третьего слоев океанической коры. Увеличенная по сравнению с океанами мощность коры в поднятии связана с существованием скученной и измененной океанической коры в его основании, а не с большой мощностью вулканогенных образований, как это нередко предполагается.

Поднятие Сьерра-Леоне представляет собой самую южную структуру в ряду изометричных вулканотектонических поднятий восточного края Атлантического океана в Центральном секторе. По своему строению и по особенностям вулканизма оно сходно с поднятиями островов Зеленого Мыса и Канарских. Как и на островах Зеленого Мыса, основание вулканических центров сложено тектонически скученным и переработанным материалом океанической коры. По составу вулканизм центрального типа отвечает дифференциатам щелочно-базальтовой магмы. Однако есть и некоторые существенные отличия, главным из которых является время проявления локального вулканизма центрального типа. Основная масса вулканов на Канарских островах и на островах Зеленого Мыса функционировала в миоцен-четвертичное время вплоть до современности. На поднятии Сьерра-Леоне (особенно в его южной части) вулканизм в основном происходил раньше (до эоцена), хотя нельзя исключить и более позднего его проявления в северной части поднятия. Развитые здесь вулканические породы имеют щелочной тренд дифференциации с более высокой степенью железистости, глиноземистости и с более высокой ролью калия, чем это характерно для вулкаников островов Зеленого Мыса.

Более раннее завершение массового щелочно-базальтового магматизма, вероятно, обусловило современное гипсометрически более низкое положение этого поднятия по сравнению с остальными структурами того же типа. Не исключено, что в прошлом (поздний мел — ранний

палеоцен) отдельные вулканы поднимались над уровнем моря. Впоследствии поднятие могло погрузиться; его южная часть, где вулканизм завершился полностью, погружена больше и имеет более выровненный рельеф по сравнению с северной половиной поднятия.

Поднятия островов Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне отличаются от линейных структур, расположенных южнее (Китовый хребет и его аналоги), не только морфологией, но и по составу вулканических пород [4]. Линейным структурам свойственны относительно слабо дифференцированные вулканы (базальты, трахиандезитобазальты) в отличие от сильно дифференцированных магм изометричных поднятий. По-видимому, разными были и исходные магмы: субщелочные и щелочные в изометричных поднятиях (до меланодилонитов на поднятии островов Зеленого Мыса [1]) и субщелочные оливин-базальтовые в линейных структурах Китового хребта [4].

Литература

1. *Ахметьев М. А., Золотарев Б. П., Копорулин В. И. и др.* Геология острова Маю// Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 5. С. 1252—1255.
2. *Григорьева А. С.* Рельеф Сьерра-Леоне//Вопросы автоматизации исследования рельефа дна и новые данные в топографии Экваториальной Африки. Севастополь: Изд. МГИ АН СССР, 1969. С. 23—31.
3. *Золотарев Б. П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией//Геотектоника. 1979. № 1. С. 22—35.
4. *Золотарев Б. П., Котенев Б. Н.* Тектоника и магматизм Китового хребта и поднятия Дискавери (Атлантический океан)//Геотектоника. 1986. № 6. С. 55—68.
5. *Кара В. И., Лебедев В. А., Митулов С. Н., Свистунов Ю. А.* Геологическое строение и развитие подводной возвышенности Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика)// Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1986. Т. 61. Вып. 3. С. 28—31.
6. *Кара В. И., Исмагилов Д. Ф., Терехов А. А.* Сейсмофациальный анализ осадочных отложений возвышенности Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика)//Геология океанов и морей. Тез. докл. 6-й Всесоюз. школы морской геологии. Т. 2. М.: Изд-во ИОАН СССР, 1984. С. 94—95.
7. *Коган Л. И., Корсаков О. Д., Мамаева Н. Р., Сырский В. Н.* Результаты глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (ГСР—МОВ) в седьмом рейсе «Академик Вернадский»//Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: Изд. МГН АН УССР, 1975. С. 45—58.
8. *Пущаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.//Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.
9. Рельеф дна Мирового океана. М-б 1: 25 000 000. М.: Изд. ГУНИО МО, 1980.
10. *Юнов А. Ю., Троицкий А. Б.* Корреляция опорного сейсмического горизонта А и скорости характеристики осадочного комплекса в пределах континентальной окраины Северо-Западной Африки//Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 162—165.
11. *Emery E. O., Uchupi E., Phillips J., Bown C.* Continental margin off western Africa: Angola to Sierra Leone//AAPG Bull. 1975. V. 59/12. № 12. P. 2209—2265.
12. *Gardner J. V., Dean W. E., Jansa L. and Seibold E.* Sediment Recovered from the Northwest African Continental margin//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 41. Wash.: U. S. Government Printing Office. 1978. P. 1121—1134.
13. *Gunn B. M., Watkins N. O.* Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernandez de Noronha//Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. P. 1089—1100.
14. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 41. Wash.: U. S. Government Printing Office, 1977. P. 21—162.
15. *Uchupi E. and Emery K. O.* Seismic reflection, magnetic and gravity profiles of the Eastern Atlantic continental margin and adjacent Deep Sea floor. 2. Congo Canjon (Republic of Zaire) to Lisbon (Portugal)//Woods Hole Oceanog. Inst. Ref. 1974. № 74—19. 14. Sheets. P. 130—241.
16. *Uchupi E. and Emery K. O.* Seismic reflection, magnetic and gravity profiles of the Eastern Atlantic continental margin and adjacent Deep Sea floor. 1. Cape Francis (South Africa) to Congo Canjon (Republic of Zaire)//Woods Hole Oceanog. Inst. Ref. 1972. № 72—95. 8 Sheets. P. 117—119.

Геологический институт АН СССР;
Южное отделение
Института океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
2. II. 1987

УДК 551.242(571.5)

ПАРФЕНОВ Л. М., КОЗЬМИН Б. М., ИМАЕВ В. С.,
САВОСТИН Л. А.ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ
СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

На основании анализа сейсмологических, неотектонических, гравиметрических данных и систем разломов рассматривается тектоническая природа сейсмичности Олекмо-Становой зоны, протягивающейся на 800—1000 км к востоку от Байкальского рифта до Охотского моря. В очагах землетрясений Олекмо-Становой и расположенной в 200 км к югу от нее Амазарско-Джагдинской зон установлены перемещения типа сдвига, надвига и взброса. Сейсмический процесс в них обусловлен сжатием в отличие от Байкальской рифтовой зоны, где доминируют условия растяжения.

В пределах Олекмо-Становой зоны сейсмогенными являются субширотные сдвиги, сопряженные с субпараллельными им надвигами, которые образуют неотектонические поднятия. Формирование этих систем разломов обусловлено косым смещением Евразийской плиты относительно Станового блока.

По азимутам векторов смещений в очагах землетрясений и оценкам амплитуд смещений разломов рассчитаны параметры движения плит и блоков на юге Восточной Сибири. Между Евразийской и Амурской плитами выделено два самостоятельных блока: Становой и Забайкальский. Движение всех рассмотренных плит и блоков не является самостоятельным. Оно обусловлено взаимным сближением Евразийской, Индийской и Тихоокеанской плит.

Олекмо-Становая сейсмическая зона, протягивающаяся на 800—1000 км в субширотном направлении от р. Олекмы на западе до Удской губы Охотского моря на востоке, представляет собой восточное окончание Байкало-Станового сейсмического пояса, отделяющего Евразийскую плиту на севере от Амурской плиты на юге [4, 5, 25]. Представления о природе сейсмической зоны противоречивы. Земная кора западного фланга пояса, соответствующего Байкальской рифтовой зоне, находится в условиях растяжения. Согласно Л. П. Зоненшайну с соавторами [4, 5, 27], полюс относительного вращения Евразийской и Амурской плит располагается в междуречье Олекмы и верховьев Токо. Из этого следует, что в Олекмо-Становой сейсмической зоне, расположенной к востоку от полюса вращения, должны преобладать условия сжатия, ориентированного нормально к ее простиранию. С. И. Шерман и К. Г. Леви [24] полагают, что северо-восточным ограничением Байкальской рифтовой зоны являются субширотные левосторонние трансформные разломы типа рифтовая долина — горная дуга. Согласно их построениям, полюс относительного вращения плит находится в районе плато Путорана, а сейсмичность Олекмо-Становой зоны обусловлена субширотными трансформными разломами.

Рассматриваемый в статье район охватывает южную окраину Алданского щита Сибирской платформы и сопряженную с ним северную окраину позднеархейско-раннепротерозойской Становой складчатой системы, разделенные Становым (или Южно-Алданским) швом.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Эпицентры землетрясений Олекмо-Становой зоны протягиваются широкой (до 200 км) полосой от Байкальского рифта до Охотского моря (рис. 1). За 20-летний период инструментальных наблюдений (1964—1984 гг.) здесь отмечено более 4 тыс. толчков, которые регистрировались 17 сейсмическими станциями Института геологии ЯФ СО АН

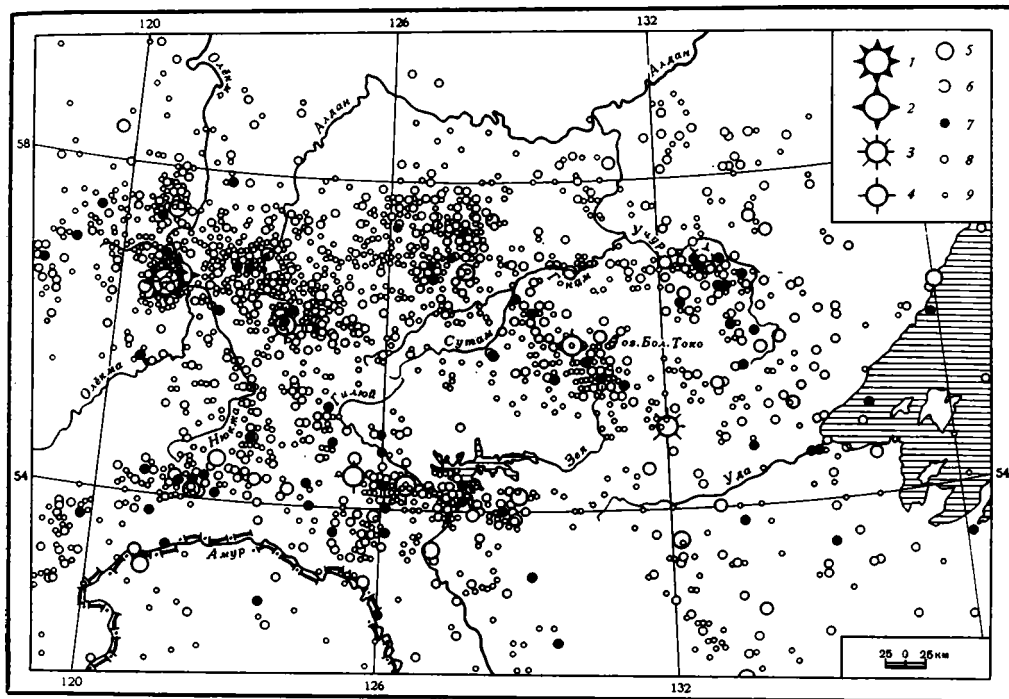


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений за 1937—1984 гг.
 1—9 — эпицентры землетрясений с магнитудой, M : 1—7,0; 2—6,5; 3—6,0; 4—5,5;
 5—5,0; 6—4,5; 7—4,0; 8—3,0—3,5; 9— $M \leq 2,5$

СССР, Института земной коры СО АН СССР и Института морской геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР. Сейсмологическая информация обрабатывалась по стандартной методике [8]. Ошибка в определении эпицентров составляет 5, 10, 15 и 25 км в зависимости от расположения их относительно пунктов наблюдений. В настоящее время здесь записываются все сейсмические события с энергетическим классом $K \geq 9$, в междуречье Олекмы и Тимптона — с $K \geq 8$, в среднем течении р. Олекмы — с $K \geq 7$. Глубина очагов землетрясений составляет 8—31 км.

Максимальное скопление эпицентров землетрясений устанавливается на крайнем западе территории, в восточном окончании Байкальской рифтовой зоны, в частности в Чарской впадине и окружающих ее горных сооружениях. Редкое «облако» эпицентров протягивается вдоль хребтов Кодар и Удокан к Верхнетоккинской депрессии. Собственно Олекмо-Становая сейсмическая зона начинается в районе среднего течения р. Олекмы. Здесь в бассейне ее притоков (Имангра, Чебаркас, Тас-Юрях) произошли три 9—10-балльных землетрясения: Ньюжинское 1958 г. с магнитудой (M), равной 6,5, Олекминское 1958 г. с $M=6,4$ и Тас-Юряхское 1967 г. с $M=7,0$. К востоку от р. Олекмы полоса эпицентров тянется к верховьям р. Тимптон, где отмечено два сильных толчка: 6—7-балльный Нерюнгринский 1964 г. с $M=4,5$ и 7—8-балльный Ларбинский 1971 г. с $M=5,9$. Еще восточнее уровень сейсмичности несколько падает. Землетрясения группируются здесь в районе Правотимптонского поднятия в бассейне р. Гонам. На крайнем востоке Олекмо-Становой зоны, в районе Токинского Становика, сейсмическая активность существенно возрастает. За последние 40 лет здесь отмечено около 250 землетрясений. Два из них: Токинское 1937 г. и Джугдырское 1939 г. с $M=5,5-6,0$ могли ощущаться в эпицентре с силой 7—8 баллов.

К югу от Олекмо-Становой сейсмической зоны примерно параллельно ей протягивается Амазарско-Джагдинская сейсмическая зона. Она имеет субширотное простирание и прослеживается из Восточного Забайкалья по хребтам Янкам, Тукурингра, Джагды к Удской губе Охот-

Таблица 1

Параметры механизма очагов землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны

Землетрясение	Время возникновения		Координаты эпицентра		М	Напряжение						Группа	Кинематический тип подвижки в очаге
	дата	ч	с. ш.	в. д.		сжатия		промежуточное		растяжения			
						Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°		
Тас-Юряхское	18.01.1967 г.	05	56,5	121,0	7,0	271	32	96	58	2	2	Б	Правый сдвиг со сбросом
Баджалское	29.08.1970 г.	14	51,1	135,3	5,2	137	18	239	33	23	52	А	Надвиг
Луриканское	09.04.1971 г.	11	56,9	133,1	4,4	30	21	136	36	276	46	А	»
Ларбинское	14.06.1971 г.	14	56,2	123,7	5,9	252	14	76	76	162	0	А	Сдвиг
Тас-Миелинское	15.01.1972 г.	18	57,5	121,1	4,8	57	62	267	26	170	12	А	Сбрососдвиг
Тукурингрское	13.06.1972 г.	10	54,3	126,5	5,7	250	7	110	80	341	6	А	Левый сдвиг
Усмунское	09.08.1972 г.	20	56,9	127,7	4,9	2	19	267	16	149	66	А	Взброс
Зейское	02.11.1973 г.	07	54,4	125,4	5,5	230	46	1	33	110	26	А	Левый сдвиг со сбросом
Среднеленское	08.10.1974 г.	03	60,6	118,5	5,2	273	13	273	36	23	55	Б	Надвиг
Джагдинское	29.06.1975 г.	12	53,6	132,2	5,1	38	21	306	4	210	69	А	Взброс
Суннагинское	16.02.1976 г.	22	58,2	131,0	4,7	320	57	158	31	64	8	А	Сбрососдвиг
Амазарское	24.11.1976 г.	18	54,1	122,0	5,0	187	30	87	20	332	55	Б	Надвиг
Огоронское	16.08.1977 г.	13	54,2	128,9	5,1	66	4	200	84	335	4	В	Левый сдвиг
Токинское-1	01.11.1977 г.	03	55,9	130,6	4,9	356	20	224	62	93	20	Б	Надвиг
Тындинское	21.08.1978 г.	10	55,2	124,8	4,0	22	18	100	22	202	72	В	Взброс
Токинское-2	27.04.1979 г.	19	55,9	130,5	4,5	345	14	249	27	98	61	А	Надвиг

Примечание. М — магнитуда землетрясений; Az° — азимут оси напряжения; e° — угол, составляемый направлением оси упругих напряжений с горизонтальной плоскостью. Номера землетрясений даны в соответствии с обозначениями на рис. 2.

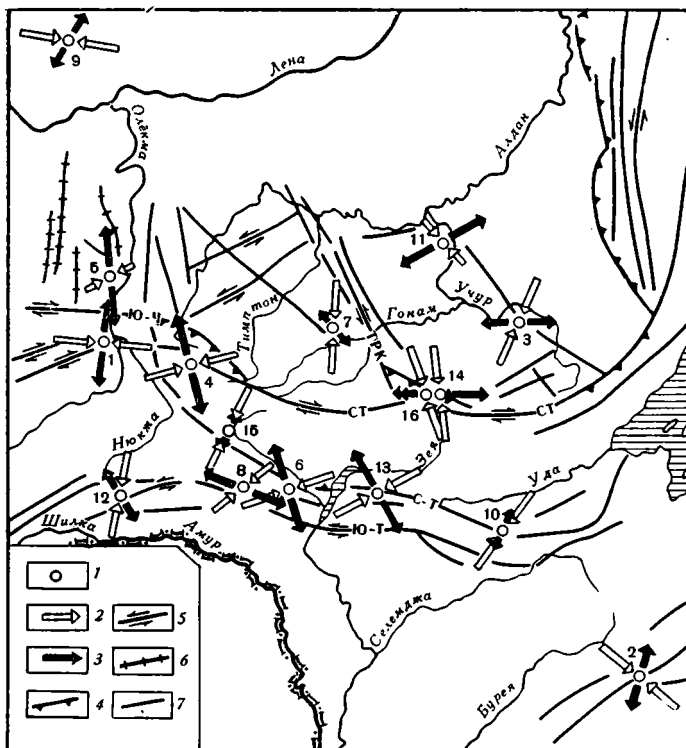


Рис. 2. Главные тектонические напряжения в очагах землетрясений 1 — эпицентры землетрясений; 2 — напряжения сжатия; 3 — напряжения растяжения (длина стрелок пропорциональна косинусу угла наклона главных осей напряжений к горизонту); 4 — надвиги (Ю-Ч — Южно-Чульманский); 5 — сдвиги (СТ — Становой, ТРК — Тыкандинский, Ю-Т — Южно-Тукурингский); 6 — сбросы; 7 — разломы (С-Т — Северо-Тукурингский). Номера землетрясений даны в соответствии с табл. 1

ского моря. Высокая сейсмичность этой области подтверждается сильными землетрясениями последних лет: 7-балльным Тукурингским 1972 г., 7—8-балльным Зейским 1973 г., 6—7-балльным Джагдинским 1975 г., 6—7-балльным Амазарским 1976 г., 7-балльным Огоронским 1977 г., 6—7-балльным Тындинским 1980 г. Названная зона на большем своем протяжении совпадает с Монголо-Охотской складчатой системой, но местами выходит за ее пределы (Амазарский хребет и некоторые другие районы).

Полоса сгущений эпицентров землетрясений северо-западного простирания, прослеживаемая вдоль бассейна рек Нюкжи и Гилюя, как бы соединяет западное окончание Олекмо-Становой сейсмической зоны с Амазарско-Джагдинской зоной.

Были рассчитаны количественные характеристики сейсмичности исследуемой территории: активность A_{10} и повторяемость. Вся сейсмоактивная территория оконтуривается изолинией $A_{10}=0,01$. Внутри нее выделяется несколько максимумов. Наибольший из них — в среднем течении р. Олекмы с $A_{10}=0,5$. Значительный уровень сейсмичности с $A_{10}=0,1$ фиксируется также в верховьях рек Алдана и Нижней Ларбы (бассейн р. Нюкжи), на Правотимптонском поднятии, в Токинском Становике и хр. Тукурингра. В пределах Олекмо-Становой зоны следует ожидать появления землетрясений 14-го энергетического класса ($M=5,5$) через 9 лет, 15-го класса ($M=6,0$) — через 30 лет, 16-го класса ($M=6,5$) — через 80 лет, 17-го класса ($M=7,0$) — через 250 лет, что примерно в 2 раза реже, чем в зоне Байкальского рифта.

Для 16 сильных землетрясений зоны был определен механизм их очагов по стандартной методике [8], что позволило выявить ориентацию осей главных напряжений и оценить кинематический тип подвижки в очаге. Точность выполненных построений классифицировалась по груп-

пам: А — положение осей главных напряжений может смещаться в ту или иную сторону по азимуту, зениту или горизонту не более чем на 10°; Б — на 15—30°; В — более 30°. Результаты оценки параметров механизмов сведены в табл. 1 и показаны на рис. 2.

В районе северо-восточного фланга Байкальского рифта обнаружено заметное ослабление «рифтовых» свойств поля тектонических напряжений. Здесь в очагах землетрясений выявлено 17 систем напряжений, при этом только восемь из них — «рифтовые» [10]. Система напряжений байкальского типа прослеживается в очагах Тас-Юрхского и Тас-Миелинского землетрясений на левобережье р. Олекмы. Однако восточнее р. Олекмы характер поля тектонических напряжений меняется. В очагах землетрясений Олекмо-Становой зоны установлены главным образом перемещения типа сдвига, надвига и взброса. Подобные подвижки характерны также для подземных толчков Амазарско-Джагдинской зоны.

НЕОТЕКТОНИКА

Позднекайнозойской активизации, в результате которой сформировался современный рельеф рассматриваемого района, предшествовала эпоха позднемелового — палеогенового выравнивания. Тем не менее отмечается согласованность неотектонического структурного плана со структурами, сформированными к концу мезозоя [16, 22]. Большинство выраженных в рельефе отрицательных морфоструктур накладывается на мезозойские впадины, а горные хребты располагаются в их обрамлении.

Сведения о начальных этапах неотектонического движения скудны, что объясняется отсутствием большей частью неогеновых осадков. Согласно Д. А. Тимофееву [22], величина поднятий в пределах Алданского щита в это время составляла 100—150 м. В долинах рек Алданского щита по эрозионному врезу фиксируются два этапа активизации неотектонических движений — в неогене и эоплейстоцене [16]. Считается, что неотектонические процессы в неогене не привели к сколько-нибудь существенной перестройке донеогенового рельефа. Эоплейстоценовый этап явился главным в рельефообразовании. В это время активно формируется структура восточного фланга Байкальской рифтовой зоны — Чарская и Верхнетокинская впадины и обрамляющие их хребты Удокан и Кодар [3], а в пределах Алданского нагорья и Становой области проявляются менее контрастные восходящие движения.

Состав четвертичных отложений, включающих на всех уровнях валунно-галечниковые аллювиальные накопления, ледниковые образования нескольких возрастных генераций, указывает на постоянные восходящие тектонические движения в области горных сооружений, которые продолжаются и в настоящее время. Отсутствие мощных континентальных моласс, характерных для впадин Байкальской рифтовой зоны, свидетельствует о существенных отличиях в режиме тектонического развития этих двух областей в позднем кайнозое.

В пределах Токинского Становика известно поле (около 200 км²) щелочных базальтов плейстоценового возраста [12]. Лавовые потоки перекрывают здесь террасовые отложения долин рек Ток и Авгенкур и имеют протяженность около 20 км.

СИСТЕМЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ РАЗЛОМОВ

Большинство показанных на среднемасштабных геологических картах разломов имеет позднемезозойский и кайнозойский возраст. Отделить позднемезозойские разломы от кайнозойских, в том числе активизированных, затруднительно, что связано с их неудовлетворительной геологической изученностью, а также с тем, что многие из позднемезозойских дизъюнктивов были активизированы в кайнозое и «живут» вплоть до настоящего времени.

Наиболее ранними по времени заложения являются надвиги субширотного простирания, по которым архейские образования южной окраины щита надвинуты на мезозойские отложения впадин. Амплитуда горизонтальных перемещений по Южно-Чульманскому надвигу оценивается в 15 км [15], по другим разломам значительно меньше. Перед фронтом Южно-Токинского надвига в бассейне р. Алгамы, в 5 км от него, известен клипп (15×15 км) архейских пород, залегающих почти горизонтально на юрских угленосных отложениях.

Наряду с субширотными надвигами местами прослеживаются надвиги другой ориентировки. На правом берегу р. Гонам выделяется система сближенных субпараллельных надвигов северо-восточного простирания, протягивающаяся на 90 км, по которым архейские образования надвинуты на раннепротерозойские, а те и другие — совместно на юрские отложения Давангро-Хугдинской впадины.

Надвиги пересекаются разломами диагональной системы северо-восточного и северо-западного направлений. Она включает большое количество прямолинейных субвертикальных нарушений протяженностью в десятки километров, которые, кулисообразно продолжая одно другое, протягиваются сближенными субпараллельными группами на сотни километров. В одних районах более молодыми оказываются северо-западные разломы, в других — северо-восточные, которые, по-видимому, являются сопряженными соответственно левыми и правыми сдвигами, связанными с общим сжатием в долготном направлении. Амплитуды латеральных смещений по ним оцениваются от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наибольшее количество таких разломов устанавливается в центральной части Алданского щита. Они прослеживаются через Южно-Алданскую систему впадин, смещая ограничивающие их надвиги и взбросы, и трассируются в пределы Становой области.

Для выделения разломов позднекайнозойского возраста был проведен анализ мелкомасштабных космических снимков системы «Метеор» и изучена трещиноватость горных пород на ряде опорных участков. На мелкомасштабных космических снимках в пределах Токинского Становика устанавливаются два прямолинейных разлома субширотного простирания: Атугей-Нуямский на западе, протягивающийся на 250 км, и Майский на востоке (400 км), соединяющиеся диагональной перемычкой северо-западной ориентировки в бассейне верхнего течения р. Алгамы. Майский разлом несет следы активизации в новейшее время [11]. К диагональной перемычке приурочен клинообразный грабен (3×30 км) с юрскими отложениями. Прямолинейность разломов, крутое залегание и общий структурный рисунок (ориентация диагональной перемычки) позволяют считать их правыми сдвигами. Диагональная перемычка представляет локальную зону растяжения, ограниченную трещинами отрыва. К ее юго-восточному окончанию приурочено поле щелочных базальтов плейстоценового возраста. Здесь же отмечаются скальные оползни, по-видимому, сейсмогенные [12]. Судя по большой ширине (около 10 км) присдвиговой зоны растяжения, отчетливой выраженности на космо- и фотоснимках линий главных сдвиговых нарушений и большой их протяженности, горизонтальные перемещения по ним могут составлять не менее нескольких десятков километров.

Разломы, аналогичные Атугей-Нуямскому и Майскому, намечаются и в западных районах рассматриваемой территории. К ним относится Верхнеалданский разлом, протягивающийся на 180 км в субширотном направлении и прослеживаемый на черно-белых и спектральных космических снимках от устья р. Нюкжи через широтный отрезок верховьев р. Алдан до меридиана пос. Беркабит [12].

Анализ трещиноватости горных пород свидетельствует, что трещины обычно несут лишь следы последних перемещений. Следы предшествующих смещений либо стираются полностью, либо в значительной степени затушевываются [2]. Представляется, что широко развитые в рассматриваемом районе системы трещин как в мезозойских, так и в

архейских породах со свежими бороздами, штрихами скольжения и другими признаками перемещения обусловлены движениями позднекайнозойского возраста. Анализ трещиноватости проводился по методике М. В. Гзовского [1] и П. Н. Николаева [14]. На основе изучения трещиноватости [7] установлено, что восточное окончание Байкальской рифтовой зоны характеризуется условиями растяжения поперек ее простирания. Восточнее, начиная с левобережья р. Олекмы и до бассейна р. Учур, преобладают общие условия сжатия. Однако ориентировка векторов главных напряжений существенно изменяется в пределах этой площади.

В районе Южно-Чульманского надвига системы трещин возникли под воздействием максимального сжатия, действовавшего поперек простирания надвига. Ось максимального растяжения субвертикальна. Эти данные указывают на взбросовый тип тектонических напряжений и молодую активность разлома, что подкрепляется и геоморфологическими сведениями (наличием эрозионной ложбины в основании поднятого блока, контрастным сочленением поднятых и опущенных блоков и др.). Материалы по трещиноватости указывают на продолжающуюся в кайнозойскую активность Южно-Токинского и Правобережного надвигов, что установлено в маршрутах по рекам Алгаме и Гонаму, где наблюдаются взбросовые тектонические дислокации. В бассейне р. Имангры, на крайнем юго-западе рассматриваемой территории, преобладают системы трещин, связанные со сдвиговым типом тектонических движений. Долина р. Имангры приурочена к молодому Имангра-Чебаркаскому разлому северо-восточного простирания протяженностью около 100 км. Этот разлом можно классифицировать как правый взбросо-сдвиг. Сдвиговый тип смещений устанавливается также на участках верховьев р. Нижняя Ларба (вблизи Верхнеалданского разлома), в районе устья р. Иенгра (вблизи Южно-Алданского разлома).

АНОМАЛИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

На юге Алданского щита и смежной части Становой области выделяется ряд глубоких линейных минимумов силы тяжести, разделенных максимумами, которые группируются в протяженные зоны общего субширотного простирания (рис. 3). Аномалии обнаруживают отчетливую корреляцию с мезозойскими структурами (впадинами, магматическими образованиями, разломами) и с неотектоническими поднятиями и впадинами.

Восточному окончанию Байкальской рифтовой зоны соответствует глубокий (до $50 \cdot 10^{-5}$ м/с²), расширяющийся к западу Ханинский минимум, который является частью Кодаро-Удоканской региональной отрицательной аномалии. Минимум не объясняется распределением геологических объектов на дневной поверхности. Природа его, как и всех байкальских минимумов, видимо, связана с разуплотнением верхних горизонтов мантии под Байкальской рифтовой зоной [6]. Продолжение минимума на правобережье Олекмы может быть объяснено гравитационным влиянием глубинных объектов, не выходящих за пределы рифтовой зоны.

Южно-Алданской системе впадин соответствуют характерные отрицательные аномалии силы тяжести. Соответствие минимумов контурам впадин и асимметрии минимумов асимметричному строению впадин указывает, что они в значительной своей части обусловлены гравитационным влиянием мезозойских отложений. Чульманский, Алгамский и другие минимумы с юга сопровождаются протяженными линейными зонами повышенных градиентов Δg (гравитационными уступами). Гравитационные уступы располагаются примерно параллельно разломам, ограничивающим южные борта впадин, но смещены относительно них к югу на расстояние от нескольких километров до 10—15 км. Такие соотношения подкрепляют полученные в процессе геологического картирования данные о надвиговой природе большинства этих разломов.

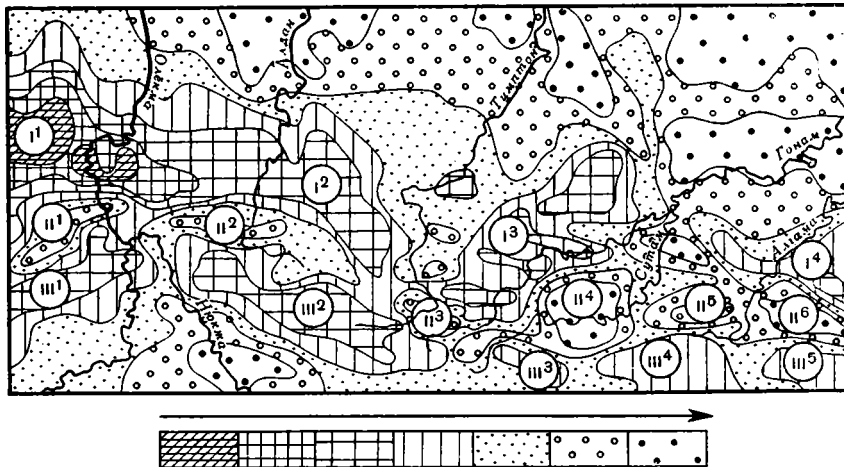


Рис. 3. Схема районирования аномального поля силы тяжести Римскими цифрами обозначены главные аномалии: I¹—I⁴ — минимумы (I¹ — Ханинский, I² — Чульманский, I³ — Гонамский, I⁴ — Алгамский); II¹—II⁶ — максимумы (II¹ — Имангрский, II² — Верхнеалданский, II³ — Верхнетимптонский, II⁴ — Сутамский, II⁵ — Верхнеалгамский, II⁶ — Туксанинский); III¹—III⁵ — минимумы Станового неотектонического поднятия. Стрелка — направление увеличения значений аномалий силы тяжести

Проведенные расчеты подтверждают полученные ранее выводы [15] о значительном (до 15 км и, возможно, более) перемещении по Южно-Чульманскому надвигу. Толщина надвигового «козырька» архейских пород здесь обычно не превышает нескольких сотен метров. Значительные, но несколько меньшие перемещения (до 6—8 км) устанавливаются по Кабактинскому надвигу, ограничивающему с юга Токарикскую впадину. Перекрытия по Южно-Токинскому, Правотымджинскому надвигам и по разломам, ограничивающим с юга Гувилгринскую и Атугей-Нуямскую впадины, не превышают нескольких километров. Разломы эти крутые. В прошлом они, возможно, имели «козырьки», которые в настоящее время большей частью эродированы, за исключением клиппа перед фронтом Южно-Токинского надвига. Довольно значительные (до 10—12 км) перемещения можно предполагать по Правогонамскому надвигу.

Южнее полосы минимумов силы тяжести протягивается цепочка максимумов линейной и изометричной формы интенсивностью в (20—40) 10⁻⁵ м/с². Большинство из них соответствует неотектоническим поднятиям, сложенным нижнеархейскими кристаллическими породами. Интенсивность положительных аномалий не обнаруживает их заметной зависимости от абсолютных отметок рельефа. Одинаковые по интенсивности аномалии наблюдаются в районах поднятий Токинского Становика и Сутамском, средние высоты которых составляют соответственно 2200 и 1400 м. Не всем неотектоническим поднятиям соответствуют положительные аномалии Δg . Так, к Правотимптонскому поднятию приурочена отрицательная аномалия небольшой интенсивности.

На юге протягивается Становая полосовидная отрицательная аномалия силы тяжести, подразделяющаяся вдоль простирания на ряд минимумов. Она в целом соответствует Становому неотектоническому поднятию, а устанавливаемые в ее пределах минимумы — батолитоподобным массивам гранитоидов мезозойского возраста.

После учета гравитационного влияния мезозойских отложений в районе Чульманской впадины сохраняется региональный минимум силы тяжести [15], который ориентирован параллельно впадине, охватывая большую южную ее часть и аллохтонные архейские образования на северной окраине кряжа Зверева. Минимум, согласно полученным в настоящее время данным, протягивается через весь рассматриваемый район, всюду приурочиваясь к району распространения мезозойских

впадин. Аномалия обусловлена телами пониженной (на $0,1 \text{ г/см}^3$) плотности, нижние кромки которых располагаются на глубинах, не превышающих 10 км. Приуроченность плотностной неоднородности к мезозойским впадинам свидетельствует о ее мезозойском возрасте. Возможно, она обусловлена меньшей степенью эродированности архейских образований в районе впадин, где юрские отложения перекрывают и консервируют поверхность предъюрского пенеплена, по сравнению со значительно большей эродированностью архейских образований в районах обрамляющих поднятий. Особенно велика эродированность поднятий, протягивающихся к югу от впадин, где и устанавливаются блоки горных пород с наиболее высокими значениями плотности.

Аномалии силы тяжести, характерные для района Олекмо-Становой сейсмической зоны, существенно отличаются от аномалий, наблюдаемых в районе Байкальской рифтовой зоны. В отличие от байкальских аномалий они обусловлены мезозойскими отложениями и плотностными неоднородностями в верхних горизонтах земной коры.

ГЕОДИНАМИКА

Проведенный анализ не позволяет согласиться с ранее высказывавшимися представлениями о природе Олекмо-Становой сейсмической зоны. Идея о продвижении к востоку Байкальского рифта как о механизме, определяющем динамику названной сейсмической зоны [12, 20], не может быть поддержана, поскольку здесь нет признаков, которые свидетельствовали бы о преобладании в ее пределах условий латерального растяжения. Такие признаки не обнаруживаются и в морфологии современного рельефа. Среди неотектонических разрывных нарушений преобладают сдвиги, взбросы и надвиги. Сбросы и раздвиги имеют локальное распространение и сопрягаются с крупными сдвигами, движения по которым и приводят к их формированию. Определения механизмов очагов местных землетрясений также свидетельствуют о преобладании условий латерального сжатия.

По данным о времени пробега волн от близких землетрясений поверхность M в пределах сейсмической зоны к востоку от р. Олекмы в отличие от Байкальского рифта характеризуется «нормальными» значениями граничной скорости ($8,0$ — $8,2 \text{ км/с}$), обычными для Сибирской платформы [21]. Мощность земной коры здесь значительно больше (до 60 км), чем в пределах Байкальской рифтовой зоны (38 — 42 км). Утолщение земной коры происходит примерно параллельно простиранию Олекмо-Становой сейсмической зоны и может быть связано со сжатием и общим скучиванием материала коры в данном районе.

Простым взаимным сближением Алданского щита и Становой области трудно объяснить широкое распространение в пределах сейсмической зоны субширотных сдвигов и поперечных к ним надвигов.

Сейсмические характеристики Байкальской и Олекмо-Становой зон существенно различны. В районе Байкальского рифта ежегодно регистрируется 2500—3000 землетрясений энергетического класса $K \geq 7$. В пределах Олекмо-Становой зоны землетрясений такого класса отмечается не более 500 в год. При этом в первой зоне имели место землетрясения с $K=18$ (Муйское 1957 г.), в то время как во второй зоне только в районе р. Олекмы зарегистрированы толчки с $K=17$. Обычно энергетический уровень землетрясений здесь значительно меньше (самые сильные подземные толчки имеют $K=14$ — 16).

В пределах Олекмо-Становой зоны сейсмоактивны прежде всего субширотные правосторонние сдвиги. Так, в пределах Токинского Становика устанавливается связь сейсмичности с Атугей-Нуямским и Майским сдвигами. Основное скопление землетрясений наблюдается здесь вблизи поля кайнозойских вулканов, приуроченного к западному окончанию Майского сдвига. Связь разломов с сейсмичностью наглядно видна при сопоставлении разломов с плотностью эпицентров землетрясений (рис. 4). На западном фланге Олекмо-Становой зоны в районе Имангра-Чебар-

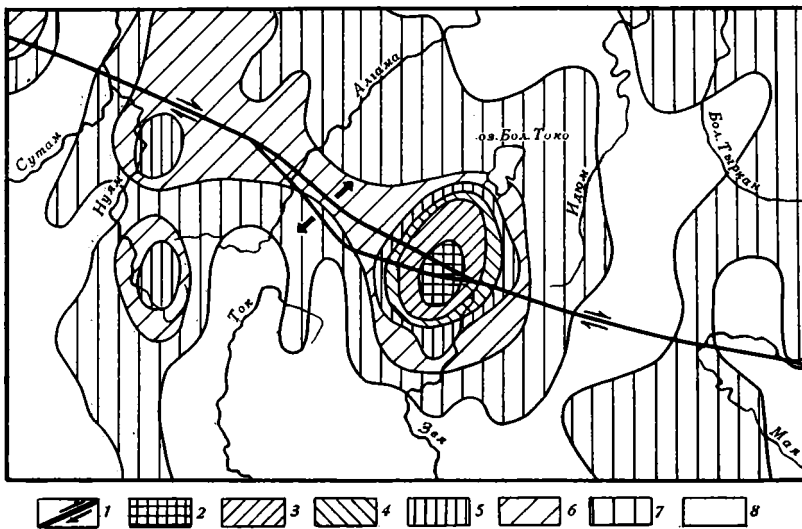


Рис. 4. Схема плотностей эпицентров землетрясений с $M \geq 3$ в районе Токинского Становика
 1 — Атугей-Нуямский и Майский сдвиги; 2—8 — значения величины плотности эпицентров землетрясений: 2 — ≥ 15 , 3 — 12—15, 4 — 9—12, 5 — 6—9, 6 — 3—6, 7 — 1—3, 8 — 0

касского взбрососдвига с признаками правосторонних перемещений отмечен максимум сейсмической активности ($> 0,5$) в среднем течении р. Олекмы, где зафиксированы два 9-балльных землетрясения 1958 г. и подземный толчок 1967 г. с силой 9—10 баллов. Механизм последнего землетрясения соответствует правостороннему сдвигу [8]. К Южно-Становому разлому тяготеет эпицентр 7—8-балльного землетрясения 1971 г., где ориентация главных напряжений в очаге также способствовала возникновению сдвиговых подвижек.

На основе двукратных (1964—1979 гг.) измерений плановой геодезической сети в зоне сочленения Алданского щита со Становой областью (территория, заключенная между Верхнеалданским и Южно-Становым разломами в междуречье Алдана и Тимптона) отмечается преобладание левых субдолготных и правых субширотных сдвигов [23, с. 12].

Субширотные разломы, в том числе в центральных и северных районах Алданского щита, устанавливаются на основе анализа региональных магнитных аномалий. Некоторые из них совпадают со сдвигами, выявленными по геологическим и геоморфологическим данным. Можно полагать, что все субширотные разломы щита относятся к единой геодинамической системе. Их выражение в региональном магнитном поле свидетельствует о том, что они рассекают земную кору на значительную глубину, сохраняя при этом крутое залегание. Самый северный из этих разломов, примерно совпадающий с северной границей Алданского щита, ограничивает участки с широким распространением эпицентров землетрясений. К северу от него зарегистрированы лишь единичные сейсмические события.

Наряду с правосторонними сдвигами сейсмогенными являются также некоторые надвиги и взбросы, протягивающиеся примерно параллельно сдвигам или под некоторым углом к ним, обычно отделяющие горные поднятия от смежных депрессий. К ним относится Южно-Токинский надвиг, расположенный приблизительно в 50 км севернее Атугей-Нуямского и Майского сдвигов. Современная активность надвига подтверждается двумя сильными землетрясениями 1977 и 1979 гг. с $K=12$. Подвижки в очагах этих землетрясений представляют собой надвиги, при этом горизонтальная компонента движений соответствует правым сдвигам.

Атугей-Нуямский и Майский сдвиги, а также Южно-Токинский надвиг, по-видимому, образуют единую динамическую разрывную систему. Сближение двух континентальных блоков под некоторым углом один к другому приводит к формированию над областью сдвигания поднятия с продольным сдвигом, ограниченного с одной или обеих сторон надвигами [26]. В качестве такого поднятия может рассматриваться горная система Токинского Становика, которая на севере надвигается на современную Токинскую депрессию.

Правовымджинский надвиг и западный отрезок Атугей-Нуямского сдвига, которые обрамляют разделяющее их горное поднятие, имеют сходную тектоническую позицию. К ним также тяготеют сгущения эпицентров землетрясений, некоторые из которых имели энергию в очаге 10^{12} Дж. Подобную же динамическую систему, возможно, составляют Верхнеалданский сдвиг и Южно-Чульманский надвиг, ограничивающие поднятие кряжа Зверева. Приуроченность эпицентров землетрясений к фронтальной части Южно-Чульманского надвига и альпийский рельеф кряжа Зверева указывают на современную подвижность этой динамической системы.

В пользу изложенного представления о сопряженности сдвигов и надвигов, обрамляющих поднятия горных хребтов, свидетельствуют и геофизические данные об увеличении углов наклона плоскостей надвигов с глубиной.

Правогонамский надвиг северо-восточного простирания может рассматриваться как оперяющий по отношению к Атугей-Нуямскому сдвигу, по нему происходит компенсация перемещения южного крыла сдвига. Позднекайнозойские депрессии, развитые в нижнем течении рек Гувилгра, Токариккан и др. на мезозойских отложениях впадин, ориентированы ортогонально к фронту Правогонамского надвига. Их можно рассматривать в качестве клиновидных зон растяжения, формирование которых связано с давлением жесткого упора — Сутамского поднятия. Эти зоны растяжения в такой интерпретации должны расти в направлении с востока на запад. Современная сейсмическая активность концентрируется в районе их западных окончаний.

Положительные гравитационные аномалии в редукции Буге соответствуют большинству неотектонических поднятий. Эти аномалии не нивелируются при учете гравитационного влияния легких мезозойских отложений впадин. Наличие аномалий указывает на избыток масс коры в районе неотектонических поднятий. Формирование этих поднятий можно объяснить как результат скучивания материала и его въздымания в процессе косога латерального сжатия. Согласно закону изостазии эти поднятия должны испытывать опускание. Геоморфологические и неотектонические же данные свидетельствуют о продолжающемся их въздымании, что указывает на продолжающееся их формирование и в настоящее время.

Амазарско-Джагдинская и Олекмо-Становая сейсмические зоны во многом сходны по тектонической позиции и природе. В современной морфоструктуре первая из упомянутых зон выражена узким линейно вытянутым сводово-глыбовым поднятием хребтов Джагды, Тукурингра, Соктахан, Амазарского, которое ограничено с севера и юга Северо-Тукурингским и Южно-Тукурингским разломами с признаками новейших перемещений и с высокой сейсмичностью. По этим разломам поднятие надвигается на обрамляющие его кайнозойские депрессии. Амплитуда вертикальных смещений по разломам оценивается в несколько сотен метров [13]. Линейно-угловые измерения, проведенные в 1975—1977 гг. в районе плотины Зейской ГЭС, показали, что район в настоящее время находится в состоянии сжатия, при этом вектор наибольшего сжатия имеет северо-восточное направление и ориентирован вкрест структуры [9]. По Южно-Тукурингскому разлому устанавливаются левосторонние сдвиговые смещения, амплитуда которых не менее амплитуды вертикальных перемещений [13]. Выполненная нами оценка положения главных тектонических напряжений в очагах Гилюйс-

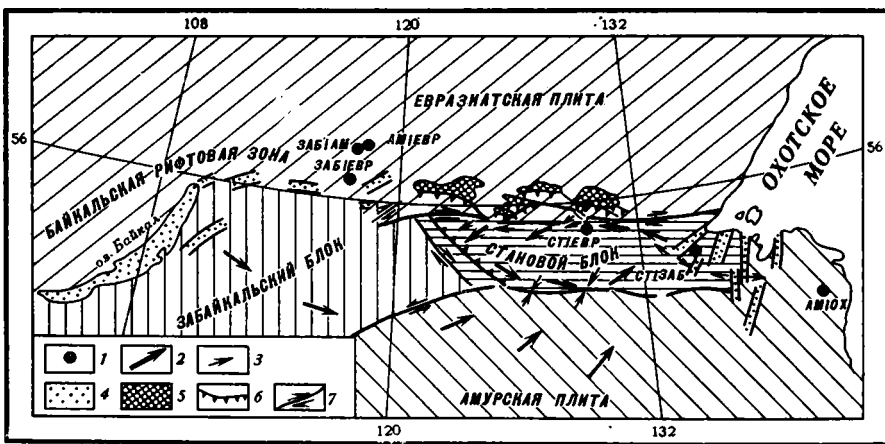


Рис. 5. Схема кинематики современных движений плит и блоков Байкало-Станового региона

1 — полюсы относительного вращения плит; 2 — направление движения плит относительно неподвижной Евразийской плиты; 3 — направление движения плит и блоков относительно друг друга; 4 — позднекайнозойские впадины; 5 — мезозойские впадины; 6 — надвиги; 7 — сдвиги

кого землетрясения 1972 г., тяготеющего к зоне Северо-Турурингского разлома, и Зейского толчка 1973 г., приуроченного к Южно-Турурингскому разлому, показала, что при их возникновении имел место сдвиг с левосторонним смещением.

Общая кинематика движения плит и блоков на юге Восточной Сибири показана на рис. 5. Параметры относительного движения плит и блоков рассчитаны по азимутам векторов смещений, полученным из решений механизмов очагов сильных землетрясений (табл. 2 и 3). Несмотря на сравнительно небольшое количество этих решений, выполненных

Таблица 2

Параметры современных (мгновенных) движений плит и блоков, взаимодействующих в районе Байкало-Станового сейсмического пояса

Плиты и блоки	Полюс вращения		Угловая скорость, град/млн. лет	Примечание
	с. ш.	в. д.		
Забайкальский блок/Евразийская плита	56,6	117,6	+0,17	[4]
Становой блок/Евразийская плита	55,2	129,2	+0,5	Землетрясение современной границы Станового блока, данная работа
Становой блок/Амурская плита	38,0	158,7	+0,1	Землетрясение Амазаро-Джагдинской зоны, данная работа
Амурская плита/Охотоморская плита	52,3	140,1	+0,78	[18]
Становой блок/Охотоморская плита	50,8	142,7	+0,87	По замыканию трех плит, данная работа
Становой блок/Забайкальский блок	54,1	134,6	+0,34	То же
Забайкальский блок/Амурская плита	57,5	117,9	-0,58	»
Амурская плита/Евразийская плита	57,9	118,02	+0,41	»
Охотоморская плита/Евразийская плита	42,9	157,3	-0,39	»

Исходные данные для расчета относительных перемещений плит и блоков Байкало-Станового региона

Землетрясение	Широта	Долгота	Наблюдаемый азимут вектора перемещения	Теоретический азимут вектора перемещения	Разность
	град				
Становой блок/Амурская плита					
Джагдинское	53,6	132,2	34	28,5	5,5
Огоронское	54,2	128,9	20	25,1	-5,1
Тукурингское	54,3	126,5	26	22,2	3,8
Тындинское	55,2	124,8	22	21,7	0,3
Евразийская плита/Амурская плита					
Ларбинское	56,2	123,7	26	15,6	10,4
Токинское-1	55,9	130,6	-45	-40,9	4,2
Токинское-2	55,9	130,5	-36	-43,1	7,1
Становой блок/Забайкальский блок					
Тас-Юряхское	56,5	121,0	19	11,6	8,4
Забайкальский блок/Амурская плита					
Амазарское	54,1	122,0	47	57,6	-10,6

главным образом для землетрясений, происшедших на границе Станового блока и Амурской плиты, Станового блока и Евразийской плиты, удалось получить набор полюсов относительного движения, соответствующий наблюдаемым азимутам смещений в очагах землетрясений. Наиболее надежно устанавливаются плоскости смещений в очагах Ларбинского и Токинских землетрясений, приуроченных к границе Евразийской плиты и Станового блока, Огоронского и Тукурингского землетрясений на границе Становой и Амурской плит. Расчеты полюсов производились по системе программ Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР [17, 19].

Для анализа движений всей совокупности плит помимо полюсов необходимы данные о скоростях их относительных перемещений. Скорость смещения Станового блока относительно Евразийской плиты может быть оценена по амплитудам смещений вдоль крупных разломов. Если принять, что суммарная амплитуда смещений по субширотным сдвигам на юге Алданского щита находится в пределах 20–60 км и сдвиги возникли в миоцене (примерно 20 млн. лет назад), и сохранили активность до настоящего времени, то линейная скорость будет составлять 0,1–0,3 см/год, а угловая скорость – (0,3–0,7) 10^{-8} град/год. Вместе с данными о перемещении Забайкальского блока относительно Евразийской плиты [25] мы получили набор параметров, необходимый для расчета движений всего ансамбля плит одна относительно другой и относительно Евразии (табл. 2, 3). В этих расчетах были учтены сведения по смежным регионам, в частности по Прибайкалью [25] и Сахалину [18].

В соответствии с полученными результатами, на границе Амурской плиты и Станового блока преобладают левосторонние сдвиги со значительной компонентой сжатия, ориентированного в северо-восточном направлении. Становой блок, зажаты между Амурской, Евразийской и Охотоморской плитами, как бы проворачивается против часовой стрелки относительно Евразийской плиты. В соответствии с рассчитанными параметрами движения, в районе Удской губы упомянутый блок, двигаясь в близком направлении с Охотоморской плитой относительно Евразийской плиты, несколько отстает от нее, поэтому обстановка сжатия, существующая на остальных границах Станового блока, здесь сменяется растяжением. К этому району приурочены Тугуро-Амгунская система грабенообразных впадин долготного простирания, выполненных ал-

лювиальными, озерными и болотными отложениями олигоцен-четвертичного возраста, активно развивающимися вплоть до настоящего времени, а также покровы щелочных базальтов плиоцен-раннечетвертичного возраста. На западном фланге Станового блока согласно местоположению полюса относительного движения Забайкальского и Станового блоков должна существовать обстановка сжатия с небольшой компонентой сдвига. С такой обстановкой согласуется наличие здесь крупного горного узла хребтов Чернышева, Янкан, Китем-Юникал и Чельбаус северо-западного, диагонального по отношению к общему простиранию Станового хребта, направления. В очагах местных землетрясений устанавливается взбросовый характер подвижек.

В соответствии с рассчитанным полюсом относительных перемещений Амурской плиты и Забайкальского блока движение на их границе носит практически скользящий характер по типу левого сдвига. Правильность такого вывода подтверждается решением механизма Амазарского землетрясения.

Обращает на себя внимание близкое расположение всех полученных полюсов относительных перемещений. Это может свидетельствовать о том, что движение ни одной из рассмотренных плит не является самостоятельным, а может быть представлено как вынужденное перемещение мозаики блоков, зажатых между гигантскими литосферными плитами, а именно Евразийской, Индийской и Тихоокеанской.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В очагах землетрясений Олекмо-Становой зоны установлены перемещения типа сдвига, надвига и взброса. Сейсмический процесс в ней обусловлен сжатием в отличие от Байкальской зоны, где в очагах землетрясений доминирует растяжение.

Олекмо-Становая и расположенная южнее параллельно ей Амазарско-Джагдинская сейсмические зоны определяют границы асейсмичного Станового блока, расположенного между Евразийской и ранее выделенной Амурской [25] плитами. К западу от Станового блока намечается самостоятельный Забайкальский блок.

Анализ сейсмологических, геологических и гравиметрических данных позволяет предполагать, что в пределах Олекмо-Становой зоны сейсмичность связана с движениями по субширотным правосторонним сдвигам и субпараллельным им надвигам. Эти разломы сопряжены одни с другими и образуют единые геодинамические системы. Они обрамляют неотектонические поднятия, выраженные положительными аномалиями силы тяжести. Формирование таких систем разломов может быть объяснено косым смещением Евразийской плиты относительно Станового блока.

Кинематика плит и блоков на юге Восточной Сибири рассчитана по азимутам векторов смещения в очагах землетрясений и оценкам амплитуд смещения по разломам. Согласно кинематической модели Становой блок, зажатый между Евразийской и Амурской плитами, поворачивается против часовой стрелки. Этим объясняются правосторонние сдвиги в пределах Олекмо-Становой зоны и левосторонние сдвиги Амазарско-Джагдинской зоны.

Авторы признательны В. В. Николаеву и В. П. Солоненко за сделанные ими критические замечания, которые по возможности были учтены при окончательной редакции статьи.

Литература

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
2. Гуценко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7—25.
3. Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 55. № 9. 191 с.

4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
5. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта//Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669—672.
6. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
7. Имаев В. С. Мезозойско-кайнозойская тектоника, поля напряжений и сейсмичность Южной Якутии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1983. 17 с.
8. Козьмин Б. М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 128 с.
9. Корчагин Ф. Г. Геодинамика и вызванная сейсмичность района Зейской ГЭС//Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений (тезисы докладов по теме «Наведенная сейсмичность»). Кишинев: Ин-т геофизики и геологии АН Молдавской ССР, 1984. С. 219—222.
10. Мишарина Л. А. Напряженное состояние земной коры в районах БАМ по данным о механизме очагов землетрясений//Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978. С. 150—161.
11. Николаев В. В., Семенов Р. М. Вулканогенный рельеф Токинского Становика (юг Алданского щита)//Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 68—77.
12. Николаев В. В., Семенов Р. М., Семенова В. Г., Солоненко В. П. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
13. Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеймента. Новосибирск: Наука, 1979. 112 с.
14. Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений//Изв. ВУЗов. Сер. геол. и геофиз. 1977. № 12. С. 103—115.
15. Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.
16. Пиотровский М. В. Мезозойская морфотектоника Алданской антеклизы//Проблемы морфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968. Т. 2. С. 245—254.
17. Савостин Л. А. Кайнозойская тектоника плит Арктики, северо-восточной и внутренней Азии и глобальные палеогеодинамические реконструкции: Автореф. докт. дис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981. 32 с.
18. Савостин Л. А., Вержбицкая А. И., Баранов Б. В. Современная тектоника плит Охотоморского региона//Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 961—965.
19. Савостин Л. А., Пучков П. А. К расчету положения полюсов относительного движения литосферных плит//Тектоника литосферных плит (формирование структур земной коры). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979. С. 80—89.
20. Солоненко В. П. Современная тектоника Байкальской рифтовой системы и концепция тектоники плит//Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. Т. XI. С. 161—168.
21. Суворов В. Д., Корнилова З. А. Строение земной коры и верхней мантии Алданского щита по данным от близких землетрясений//Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86—96.
22. Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии//Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968. Т. 2. С. 235—244.
23. Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Бочаров Г. В. и др. Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений//Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 3—15.
24. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука 1978. С. 7—18.
25. Zonenshain L. P., Savostin L. A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia//Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1—45.
26. Lowell J. D. Spitsbergen tertiary orogenic belt and Spitsbergen fracture zone//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. № 10. P. 3091—3101.
27. Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baykal//J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B7. P. 3425—3459.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР;
Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
26.III.1985

УДК 551.242(262.4)

ПРОЗОРОВ Ю. И., ШЕМЕНДА А. И.

ГЕОДИНАМИКА ЭГЕЙСКОГО РЕГИОНА

На основе обобщения геолого-геофизических данных и теоретических представлений о развитии Эгейской и других зон поддвига предложена модель динамики Эгейского региона. В соответствии с этой моделью современная геодинамика Эгейского региона определяется специфическими условиями, возникающими в коллизонной обстановке при сближении мощных блоков континентальной литосферы и выжимании заключенного между ними (под Эгейским морем) астеносферного вещества. Гидродинамический напор астеносферы приводит к подъему напозлающей Эгейской плиты и воздействует на зону Беньофа под Эгейской дугой, приводя к ее отодвиганию и вследствие действия эффекта «гидростатического присоса» плит — к растяжению надвигающейся литосферы Эгейского моря.

Средиземноморский пояс в позднем мезозое и кайнозое прошел сложный путь эволюционного развития, обусловленный генеральным процессом сближения континентальных массивов Европы и Африки и закрытия бассейнов палеоокеана Мезотетис [4, 10, 12, 32, 33]. Современная геодинамическая ситуация в Средиземноморье представляет собой предколлизонную стадию, когда на отдельных участках континентальные блоки противоположных бортов палеоокеана уже пришли в соприкосновение, а местами еще идет поглощение оставшейся океанической и переходной литосферы. Процесс этого поглощения в условиях коллизии прилегающих участков континентальной литосферы приобретает специфические формы, отличающие его от поддвига в «классических» зонах субдукции по периферии Тихого океана.

Одним из примеров таких отсутствующих коллизии зон субдукции является Эгейская дуга и находящееся в ее тылу Эгейское море. В последние годы Эгейский регион интенсивно исследуется и является одним из наиболее изученных в геолого-геофизическом отношении районом Альпийско-Средиземноморской области. Тем не менее в расшифровке истории развития этого сложного участка конвергентной границы между Африкой и Европой имеются значительные трудности. Нет ясности и в вопросе современной динамики Эгейского региона. Одна из основных проблем здесь заключается в объяснении и увязывании механизмов субдукции литосферы в Эгейской дуге и растяжения в ее тылу — Эгейском море.

В литературе в связи с этим обсуждаются две группы моделей. В первой из них [9, 22, 31] главная роль отводится мантийному диапиризму под Эгейским регионом, приводящему к разогреву, поднятию, растяжению вышележащей литосферы и расползанию ее в разные стороны. Эта модель позволяет логически увязать ряд особенностей геологического развития региона, однако многие вытекающие из нее следствия не подтверждаются фактическими данными [4, 25]. Не совсем ясна и природа принятого в рассмотренных моделях термодиапира.

Вторая, более популярная группа теоретических схем включает модели Мак-Кензи [23] и Таппонье [33], а также их модификации [8, 13, 25]. В основе этих моделей лежит механизм выдавливания в горизонтальном направлении литосферы под Эгейским морем в юго-юго-западном направлении в результате сдавливающего действия боковых литосферных блоков. Этот механизм приводит к растяжению дна Эгейского моря и его напозланию на Африканскую плиту. В одном случае (модели Таппонье и Мерсье) предполагается пластическое выжимание вещества литосферы под Эгейским морем по системе линий скольжения, а во втором (модели Мак-Кензи и Папазахоса) оно обеспечивается переме-

шением мозаики микроплит. Эти модели позволяют понять некоторые региональные черты и кинематику рассматриваемого района. Однако они явно не охватывают ряд важных данных о строении и развитии Эгейской зоны и прилегающих районов (об этом речь пойдет ниже). Учет же всей совокупности имеющихся данных приводит к необходимости искать объяснение происходящих в Эгейском регионе процессов не только в кинематике плит и микроплит на рассматриваемом участке Альпийско-Средиземноморской области, но и в динамике подстилающей литосферу этого региона мантии [24]. Именно такая попытка предпринята в настоящей работе, в которой предлагается новая возможная модель динамики Эгейского региона.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭГЕЙСКОГО РЕГИОНА

На рис. 1 показана схема, иллюстрирующая геодинамическую обстановку в рассматриваемом районе, составленная в соответствии с совокупностью имеющихся геолого-геофизических данных. Согласно этим данным, под Эгейскую дугу с юга поддвигается участок Африканской плиты со скоростью приблизительно 2 см/год [3, 10, 12] (если считать, что она равна скорости сближения Африки и Европы). Эгейской дуге присущи многие характерные для зон поддвига черты. Под ней прослеживается, хотя и не очень отчетливо, сейсмофокальная зона Беньофа, погружающаяся под углом $\sim 35^\circ$ и достигающая глубин 200 км [30]. Проекция изобаты 150 км зоны Беньофа на поверхность приблизительно совпадает с фронтом действующей вулканической дуги (острова Сусаки, Эгина, Метана, Милос, Санторин, Нисирос). Современная вулканическая дуга образовалась в переходное время между плиоценом и плейстоценом. Возраст вулканических пород колеблется в пределах от 2,7 млн. лет до современного [14]. Они имеют известково-щелочной и щелочной состав (от базальтов через андезиты и игнимбриты до риолитов) [14]. По содержанию изотопов калия и отношению изотопов стронция исследованные лавы сходны с вулканитами континентальных окраин андийского типа. Это говорит о том, что поддвигание здесь идет под континентальную кору. В Эгейской зоне отмечается смещение по площади проявлений более молодого по возрасту вулканизма (поздний миоцен — квартал) в южном направлении на расстояние 100—150 км [29].

К югу от вулканической дуги на расстоянии около 200 км от нее расположен Эллинский желоб, состоящий из трех эшелонированных сегментов (с запада на восток): собственно Эллинского желоба и желобов Плиния и Страбона [27]. Направление поддвига в районе Эллинского желоба перпендикулярно дуге, а в районе желобов Плиния и Страбона — почти параллельно им [20]. Максимальная глубина (5093 м) отмечена на северо-западе Эллинского желоба, в других местах она достигает 3800—4000 м. К желобу приурочен минимум аномалии гравитационного поля в редукции свободного воздуха с амплитудой более —200 мгал в крайних западной и восточной частях желоба [1, 27].

Внутренний склон Эллинского желоба имеет довольно сложное ступенчатое строение (рис. 2). Основной примечательной его чертой является фронтальная Эллинская дуга, включающая южную часть п-ова Пелопоннес и острова Китира, Крит, Карпатос, Родос. Происхождение этой дуги остается пока не совсем ясным. По-видимому, она представляет собой древнюю значительно приподнятую аккреционную призму. Становление ее структуры связано с развитием северной континентальной окраины океанического бассейна с возрастом раскрытия от триаса до раннего мела (Мезогей [10], Тегис [33], южная ветвь Тетиса [32]), которая могла иметь сложную морфологию [16] и в процессе своей эволюции превратилась в активную окраину, испытав несколько эпизодов сжатия и поддвигания, начиная с позднего мела до позднего эоцена [11]. Сдвигаемые здесь с поддвигающейся плиты океанические и поступающие с прилегающих участков суши терригенные осадки фор-

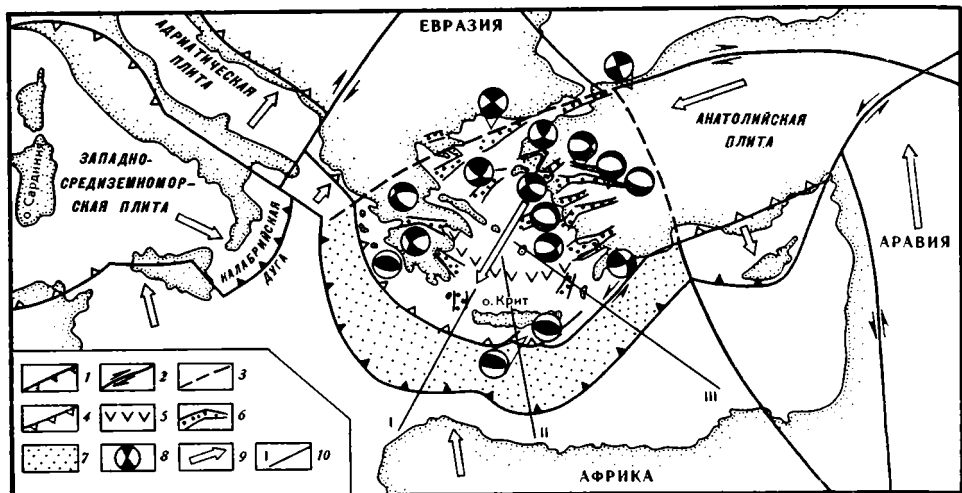


Рис. 1. Современная геодинамическая обстановка в Эгейском регионе (по [3, 23, 24, 27] с добавлениями и изменениями авторов)

1—3 — границы плит (1 — конвергентные — «геодинамические» желоба, 2 — трансформные, 3 — нечетко устанавливаемые); 4 — надвиги; 5 — вулканическая (Эгейская) дуга; 6 — четвертичные структуры растяжения (грабены); 7 — Средиземноморский хребет — новая аккреционная призма; 8 — фокальные механизмы в очагах землетрясений; 9 — направления движения плит относительно Евразии (длина стрелки пропорциональна величине скорости); 10 — положение профилей, изображенных на рис. 2

мировали аккреционную призму (или разновозрастные призмы, соответствующие различным эпизодам субдукции), которая постепенно воздымалась за счет приращения к ней снизу все новых и новых более молодых осадочных клиньев. Такой процесс находит отражение в структуре Эллинской дуги. Расположенные вдоль нее острова сложены в основном осадочным материалом трех серий, которые в виде покровов надвинуты (пододвинуты) один на другой (один под другой). Внутренняя (северо-восточная) зона Пинд — Олонес выполнена глубоководными отложениями — кремнистыми известняками, радиоларитами триаса — мела, флишем маастрихта — эоцена. Под эту зону в позднем эоцене были пододвинуты в основном мелководные карбонаты зоны Гаврово — Триполица, под которую в свою очередь в позднем олигоцене пододвинулись осадочные отложения Ионической зоны (эвалориты триаса, доломиты, известняки и радиолариты юры — мела, брекчии позднего мела — палеоэоцена и эоцена, миоценовый флиш) [4, 11].

Интересно, что с южной стороны Эллинского желоба идет образование новой аккреционной призмы, в которой аккреции подвергаются уже осадки пассивной окраины Африки мощностью в среднем 3—4 км [21]. По отношению к типичным зонам поддвига здесь имеет место весьма необычная ситуация. Накопление новой аккреционной призмы идет таким образом, что ее тыльная часть оказывается ниже участка дна, где только начинается (или началось) пододвигание и аккреция, т. е. где и должен быть основной глубоководный желоб зоны поддвига в его геодинамическом понимании (см. рис. 2). Этот геодинамический желоб выражен весьма слабо в рельефе и аномальном гравитационном поле. В некоторых местах он отсутствует совсем. В поперечном сечении «новая» призма имеет асимметричную валообразную форму (см. рис. 2) и протягивается вдоль желоба, образуя Средиземноморский хребет (рис. 1). Средняя ширина призмы 150 км, а ее мощность достигает 3—4 км, а может быть, и более [21].

Столь сложная картина строения и динамики фронтальной зоны Эгейской дуги, и в частности смещение топографического желоба с его обычного положения в район, где в «нормальных» зонах поддвига располагается глубоководная терраса (также локально отрицательная морфоструктура, однако по амплитуде значительно меньшая, чем «геоди-

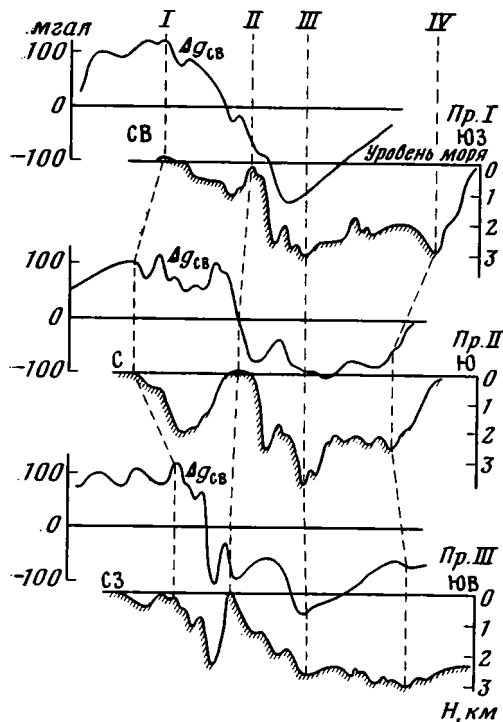


Рис. 2. Гравитационные аномалии $\Delta g_{св}$ в редукции свободного воздуха и батиметрия вдоль трех пересечений Эгейской зоны (положение профилей показано на рис. 1). Пунктирные линии — оси морфоструктур: I — Эгейская (вулканическая) дуга, II — Эллинская (осадочная) дуга, III — Эллинский желоб, IV — «геодинамический» желоб

намический желоб»), объясняется тем, что в Эгейской зоне по существу уже началась коллизия дуги с пассивной окраиной Африки. Здесь пододвигается все более мощная (труднопрогибаемая) плита, уровень поверхности которой (по мере приближения Африки к Эгейской конвергентной границе) все сильнее повышается за счет утолщения относительно легких корового и осадочного слоев. Поэтому приподнимаются и фронтальные участки наползающей плиты и, следовательно, поверхность внутреннего склона желоба.

Таким образом, в Эгейской зоне подвига начинается процесс столкновения дуги с Африканской пассивной окраиной. Следствием этого является значительное сжатие структур вдоль всей конвергентной границы, которое выражается в механизмах очагов происходящих здесь землетрясений (см. рис. 1) [23, 24, 30] и аккреции осадочного материка. Вместе с этим в тылу Эллинского желоба, за Эллинской дугой под Эгейским морем, а также западной частью Турции и восточными районами Греции, отмечается поперечное к конвергентной границе растяжение коры и литосферы в целом (см. рис. 1) [8, 13, 24]. Для Эгейского моря и западной части Турции характерно наличие большого количества структур растяжения — нормальных сбросов, грабенов, область распространения которых заканчивается на Эллинской дуге. Активное нормальное сбросообразование в Эгейском море хорошо проявляется в механизмах очагов землетрясений [24]. Многие из них называют также на сдвиги, при которых ось растяжения ориентирована субмеридионально (см. рис. 1) [24].

Данные по поверхностным волнам Релея, глубинные сейсмические исследования, а также гравиметрические данные ясно показывают, что кора Эгейского моря континентальная, но значительно уменьшенной мощности, которая изменяется от 22 км в Критском море до 28 км на

Кикладском архипелаге и 32 км на о-ве Крит, в то время как в континентальной Греции и Турции она достигает 48—50 км [8, 22, 24, 27].

Макрис [22] предположил, что отмеченное утонение коры произошло в последние 10 млн. лет за счет эрозии, обусловленной вспучиванием района Эгейского моря под действием горячего мантийного диапира. Однако большинство авторов [8, 13, 20, 24] связывают это утонение с горизонтальным растяжением литосферы Эгейского региона в субмеридиональном направлении. Растяжение, его направление и величина хорошо расшифровываются по сейсмологическим и геолого-геоморфологическим данным [8, 24]. Предполагают, что процесс растяжения в Эгейском море, так же как и субдукция под Эгейскую дугу, в том виде, в каком он существует сейчас, продолжается 10—14 млн. лет [20, 25] и был особенно интенсивным в последние 5—7 млн. лет [18]. Палеомагнитные данные [18] показывают, что остров Крит не испытывал вращения последние 7 млн. лет. Полуостров Пелопоннес за 5 млн. лет повернулся по часовой стрелке на 26° , что соответствует поступательному смещению о-ва Крит в южном направлении на 100—150 км. Всего же за 13 млн. лет остров Крит мог переместиться к югу на расстояние до 300 км [8, 20], которое и составляет, по-видимому, абсолютную деформацию растяжения Эгейского региона. Относительная деформация растяжения β , оцениваемая по амплитуде смещений крыльев разлома в сбросах, неодинакова на различных участках Эгейского региона. Максимум ($\beta=1,8$) она достигает в Критском море, а в среднем по району составляет около $\beta=1,4$ [8]. Следует, однако, отметить, что надежность и точность применявшегося «геоморфологического» метода определения степени растяжения β крайне низка [24]. Поэтому трудно определенно установить, на каких участках Эгейского моря в основном набирались те 300 км, на которые сместился остров Крит. Возможно, что значительная часть этой деформации (~ 100 км) связана с растяжением Эгейской вулканической дуги и находит отражение в смещении фронта вулканизма в южном направлении. В качестве остаточной дуги, образовавшейся в результате этого процесса, можно рассматривать острова Эвбея, Андрос, Тинос, Миконос, Икария, Самос, а также, возможно, Хиос и Лесбос. Такая картина напоминает ситуацию, имеющую место в Марианской зоне поддвига и зоне Тонга — Кермадек, где задуговое растяжение привело к расколу вулканической дуги и образованию между остаточной и новой дугами океанической коры [17]. В Эгейском море раскола вулканической дуги не произошло (или еще не произошло), вероятно, из-за слабой развитости и молодости здесь вулканизма и, следовательно, незначительного ослабления литосферы под дугой. Поэтому (в отличие от зон Марианской и Тонга — Кермадек) деформация растяжения в этой зоне не концентрируется только в вулканической дуге, а происходит (происходила) как с ее океанической (южной), так и с континентальной (северной) стороны. Заметим, что в обычных зонах поддвига растяжение и раскол напоздающей плиты также могут происходить как с внутренней стороны вулканической дуги (трог Окинава [19], пролив Брансфилд [15]), так и с внешней (Южно-Сандвичева зона поддвига [7]).

Таким образом, развитие Эгейского региона характеризуется значительным меридиональным растяжением литосферы Эгейского моря, приводящим к утонению в нем континентальной коры в 1,5—2 раза. Эта фундаментальная особенность рассматриваемого района не находит объяснения в упомянутых выше схемах Мак-Кензи [23] и Таппонье [33], в которых предполагается, что площадь, а следовательно, и мощность коры Эгейского моря в первом приближении остаются неизменными (меридиональное удлинение литосферы и коры Эгейского моря происходит за счет их широтного сдавливания). Это заставляет искать другой механизм для объяснения развития и динамики Эгейского региона за последние 5—10 млн. лет.

Приведенная выше краткая характеристика Эгейского региона показывает, что в целом, за исключением некоторых особенностей, ситуация здесь очень похожа на обстановку в «более простых» классических зонах поддвига океанической литосферы с активными (расширяющимися) задуговыми бассейнами. Поэтому естественно ожидать, что причины, приводящие к растяжению в южной части Эгейского моря, должны быть в принципе аналогичны тем, которые обуславливают раскрытие активных окраинных морей. В частности, можно предполагать, что в Эгейской зоне «работает» механизм, связанный с погружением тяжелой океанической плиты в мантию под действием собственного веса [6, 26], поскольку поддвигающийся в этой зоне участок Африканской плиты имеет, по-видимому, достаточно древний возраст — от 200 до 110 млн. лет [10, 32, 33]. Однако мало вероятно, что такой «слабомощный» механизм [6] может привести к задуговому растяжению в условиях начинающейся коллизии, когда сжатие во фронтальных участках зоны поддвига достигает больших значений, и при относительно малой длине конвергентной границы, как это имеет место в Эгейской зоне.

Что касается других механизмов задугового спрединга, связанных с эффектом «заякоревания» зоны Беньофа [34] и астеносферными течениями [7, 28], то имеющиеся данные пока не позволяют делать каких-либо выводов о применимости этих моделей к рассматриваемому району. В то же время эти данные определенно свидетельствуют о существовании перемещений (о динамике) в подстилающей литосферу Эгейского моря и Западной Турции мантии. Эта динамика находит отражение в аномальном гравитационном поле в редукции свободного воздуха над рассматриваемым районом [1]. Региональные гравитационные аномалии составляют здесь в среднем +40—50 мгал и свидетельствуют о приподнятости литосферы над уровнем ее изостатического равновесия. Такое поднятие может быть обусловлено избыточным (надгидростатическим) давлением в мантии, которое возникает при развитии в ней течений вязкого вещества, захватывающих, по-видимому, (учитывая горизонтальный масштаб «возмущенной» области) в основном астеносферный слой. Очевидно, что выяснение природы и характера этих перемещений имеет большое значение, поскольку именно они могут определять динамику литосферы Эгейского моря и прилегающих районов.

Совсем не обязательно, чтобы движение в мантии имело глубинное происхождение и являлось восходящим. Движение мантии может генерироваться в астеносфере непосредственно в рассматриваемом районе и быть связанным с кинематикой литосферных блоков, определяющейся внешними силами, которые возникают в результате сближения Африки и Европы. Астеносфера в тех местах, где она существует, или там, где ее кровля занимает более высокое положение, должна реагировать на перемещение мощных боковых литосферных блоков, перетекая (выжимаясь) из зон повышенного давления в области, где давление ниже. Рассмотрим с этой точки зрения ситуацию в Эгейском регионе.

Анализ сейсмологических данных показал, что в верхней мантии под Эгейским морем существует асейсмичная, сильно поглощающая сейсмические колебания зона — астеносфера, характеризующаяся, как обычно, низкими скоростями прохождения продольных и малыми амплитудами поперечных волн [22, 27]. Кровля этой зоны располагается здесь на глубине не более 50—70 км, которые и можно принять за мощность литосферы под Эгейским морем. Оценки мощности литосферы Адриатической плиты в области Альп дали значение 130 км, в Адриатическом море — 100 км. Континентальные блоки с западной и восточной сторон Эгейского моря, характеризующиеся нормальным тепловым потоком, имеют, по-видимому, еще большую мощность литосферы (обычно мощность континентальной литосферы превышает 200 км [2]). Поэтому схематически строение литосферы в Эгейском регионе можно представить, как показано на рис. 3.

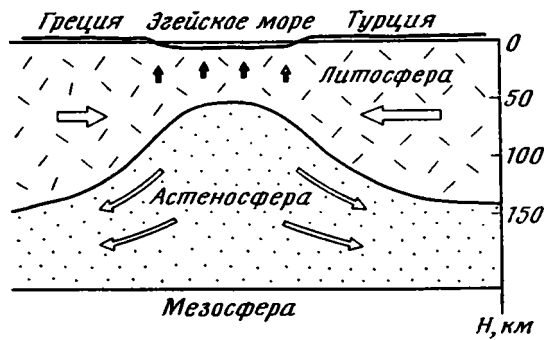


Рис. 3. Схема строения верхней мантии Эгейского региона (субширотный вертикальный разрез)

Рассмотрим теперь кинематику литосферных блоков в этом регионе. Из рис. 1 видно, что между «тисками» сходящихся крупных плит Европы, Африки и Аравии имеется серия малых плит [3, 20, 23, 27]. Более быстрое перемещение относительно Евразии Аравийской плиты по сравнению с Африканской приводит к выталкиванию Анатолийской малой плиты в западном направлении. Адриатическая малая плита перемещается в северо-восточном направлении, Западно-Средиземноморская плита и Калабрийская дуга — в юго-восточном. В результате такого движения плит литосфера Эгейского моря сжимается в широтном направлении. Сближение двух мощных литосферных блоков Турции и Греции приводит к широтному сдавливанию более тонкой литосферы Эгейского моря и одновременно к выдавливанию находящейся под ним астеносферы. Поскольку астеносфера обладает вязкостью, процесс ее выдавливания должен сопровождаться повышением давления под Эгейем, которое и приводит к неизостатическому поднятию здесь литосферы. Астеносфера стремится перетекать во все стороны из зоны повышенного давления, в том числе и в южном направлении, где этому перетеканию препятствует зона Беньофа, принимающая на себя избыточное давление астеносферы. К сожалению, трудно сделать достаточно обоснованную оценку давления (его надгидростатической части P). В зависимости от того, какую принять геометрию и вязкость астеносферного слоя в Эгейском районе, можно получить различные значения P . Однако это давление можно оценить, исходя из гравиметрических данных, независимо от того, верна ли нарисованная схема (см. рис. 3) или нет. Воспользуемся для этого формулой $\Delta g = 2\pi G \rho \Delta h$, выражающей гравитационный эффект плоскопараллельного слоя толщиной Δh с плотностью ρ ($G = 6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2$ — гравитационная постоянная); Δh в данном случае есть та высота, на которую избыточное давление P в астеносфере приподнимает литосферу Эгейского моря и прилегающих районов. Она определяется как $\Delta h = P/(\rho \Delta g)$. Учитывая, что среднее значение региональных аномалий Фая в Эгейском море $\Delta g = 40\text{—}50 \text{ мгал}$ [1], и принимая $\rho = 3,3 \text{ г/см}^3$, получим $P \approx 10^8 \text{ дин/см}^2$.

Избыточное давление P воздействует на свисающую в мантию часть пододвинутой под Эгейскую дугу Африканской плиты, стремясь отогнуть ее и отодвинуть в южном направлении. Длина свисающей части плиты, по сейсмологическим данным, составляет $L = 100\text{—}150 \text{ км}$, что дает суммарную силу, действующую на нее в южном направлении на единицу плиты: $F = PL \approx 10^{15} \text{ дин/см}^2$.

Между плитами в зоне поддвига действует «гидростатический присос» [5, 6], обусловленный сильным гидростатическим сжатием литосферы. Поэтому сила F , стремящаяся разъединить плиты в Эгейской зоне, будет приводить к растяжению напользающей литосферы (к ее оттягиванию) в субмеридиональном (южном) направлении. Этот механизм совместно с эффектом затягивания пододвигающейся плиты в мантию под действием собственного веса, по-видимому, и приводит к наблюда-

емой картине растяжения в Эгейском море и прилегающих районах Турции и Греции.

Следует отметить, что субмеридиональное растяжение литосферы в рассматриваемом районе вследствие гидродинамического напора в астеносферном слое и «присоса» между плитами облегчается ее широтным поджатием, возникающим при сближении боковых блоков. Необходимо, однако, подчеркнуть, что само по себе боковое сжатие не может привести к имеющему здесь место растяжению, как это принимается в некоторых работах [33]. Наряду с общими соображениями о невозможности значительного (в 1,5—2 раза, как отмечалось выше) осевого горизонтального удлинения и такого же одновременного утонения литосферы при ее боковом сжатии, об этом свидетельствует и распределение аномалий гравитационного поля вкрест простирания Эгейской дуги. Действительно, если бы напозлающая в Эгейском районе литосферная плита выдавливалась внешними силами на поддвигающуюся Африканскую плиту, как это предполагается в работах [23, 33], то фронтальные (напозлающие) участки Эгейской плиты были бы приподняты выше уровня ее изостатического равновесия. Другими словами, в этом случае Эгейская конвергентная граница была бы чилийского типа (см. классификацию зон поддвига в работе [35]). На границах этого типа максимум аномалий Фая приурочен к фронтальной невулканической дуге и отражает взаимное сжатие плит [6]. В зонах поддвига марианского типа, где происходит «оттаскивание» напозлающей (островодужной) плиты в сторону подвигающейся плиты за счет действия между плитами в зоне поддвига «гидростатического присоса», максимум этой аномалии уменьшается и перемещается на вулканическую дугу [6]. В Эгейской зоне поддвига наблюдается именно такая картина (см. рис. 2): максимум гравитационных аномалий в редукции свободного воздуха здесь приурочен к вулканической дуге и достигает значений всего 130 мгал [1], что говорит в пользу предлагаемого механизма растяжения Эгейского района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с предложенной моделью динамика Эгейского региона определяется главным образом специфическими условиями, возникающими в коллизионной обстановке при сближении мощных блоков континентальной литосферы и выжимании заключенного между ними (под Эгейским морем) астеносферного вещества. Гидродинамический напор астеносферы приводит к подъему вышележащей напозлающей плиты и воздействует на зону Беньюфа под Эгейской дугой, приводя к ее отодвиганию и вследствие действия эффекта «гидростатического присоса» плит — к растяжению надвигающейся литосферы (Эгейской плиты).

Рассмотренный механизм задугового растяжения может действовать и в других районах, находящихся в условиях, аналогичных тем, которые существуют в Эгейском море. В частности, можно предположить, что таким же образом в миоцене — плиоцене произошло раскрытие Тирренского моря, ограниченного в настоящее время с востока Калабрийской зоной поддвига (дугой), а с севера и юга зажатого между Адриатической и Африканской плитами (см. рис. 1). В середине миоцена Корсо-Сардинский континентальный блок был расположен возле Адриатической континентальной плиты, занимавшей тогда меридиональное положение [13]. Этот континентальный массив, испытывая давление со стороны Евразийской и Африканской плит, сжимался в субмеридиональном направлении, приводя к развороту Адриатической плиты против часовой стрелки и раскрытию внутреннего Тирренского моря в субширотном направлении. Причиной такого субширотного «раздува» района Тирренского моря (при его меридиональном сокращении) может служить тот же эффект гидродинамического напора, который, как предполагается в настоящей работе, действует в Эгейской зоне.

Весьма сходной с Эгейской зоной является геодинамическая обстановка в Карпатско—Паннонском регионе. Здесь в миоцене на заключительной стадии закрытия океанического бассейна, поддвигающегося под Карпатскую дугу, в условиях субмеридионального сжатия произошло широтное растяжение напозающей плиты, приведшее к формированию Паннонского бассейна. Этот бассейн характеризуется повышенными изостатическими гравитационными аномалиями и утоненной литосферой.

Авторы выражают благодарность С. А. Ушакову за полезное обсуждение работы.

Литература

1. Гравиметрическая карта Африки. Масштаб 1 : 5 000 000/Ред. Сажина Н. Б. М.: Мингео СССР, 1975.
2. Лобковский Л. И. Сорохтин О. Г. Строение зон поддвига литосферных плит и происхождение окраинных морей//Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 183—194.
3. Ушаков С. А. Иванов О. П. Прозоров Ю. И. Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса//Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 3—14.
4. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра 1984. 344 с.
5. Шеменда А. И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 346—349.
6. Шеменда А. И. Моделирование механизма некоторых типов краевых морей//Океанология. 1985. Т. 25. № 2. С. 216—273.
7. Шеменда А. И. Грохольский А. Л. Геодинамика Южно-Антильского региона//Геотектоника. 1986. № 1. С. 84—95.
8. Angelier J., Liberis N., Le Pichon X., Barrier E., Huchon P. The tectonic development of Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis//Tectonophysics. 1982. V. 86. P. 159—196.
9. Baumann A., Best G., Wachendorf H. Die alpidischen Stockwerke der südlichen Agäis//Geol. Rundschau. 1977. B. 66. S. 492—522.
10. Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system//Structural history of the Mediterranean basins/Eds Biju-Duval B., Montadert L. P.: Technip., 1977. P. 143—164.
11. Biju-Duval B., Dercourt J. Les bassins de la Méditerranée orientale représentent — ils les restes d'un domaine océanique, la Mesogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys?//Soc. Geol. France Bull. 1980. V. 22. № 1. P. 43—60.
12. Dewey J., Pitman W., Ryan B., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. № 10. P. 3137—3180.
13. Dewey J., Sengör A. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergence zone//Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. V. 90. № 1. P. 84—92.
14. Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G., Mazzuoli R. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea//Tectonophysics. 1976. V. 31. P. T29—T34.
15. Griffith D., Barker P. Review of marine geophysical investigations in the Scotia Sea//Antarctic geology and geophysics/Ed. Adie R. Oslo: Un. for laget. 1972. P. 3—11.
16. Jacobshagen V., Dürr S., Kockel F., Kopp K., Kovalezkyk G. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region//Alps, Apennines, Hellenides/Eds Closs H. et al. Stuttgart, 1978. P. 537—564.
17. Karig D. Origin and development of marginal basins in the western Pacific//J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 11. P. 2542—2561.
18. Laj C., Jamet M., Sorel C., Valente J. First paleomagnetic results from mio-pliocene series of the Hellenic sedimentary arc//Tectonophysics. 1982. V. 86. P. 45—67.
19. Lee C. S., Shor G., Bibee L. D. et al. Okinawa trough: origin of back-arc basin//Mag. Geol. 1980. V. 35. P. 219—241.
20. Le Pichon X., Angelier J. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area//Tectonophysics. 1979. V. 60. P. 1—42.
21. Le Pichon X., Lyberis N., Angelier J., Renard V. Strain distribution over the East Mediterranean ridge: a synthesis incorporating new sea-beam data//Tectonophysics. 1982. V. 86. P. 243—274.
22. Makris J. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data//Tectonophysics. 1976. V. 36. P. 339—346.
23. McKenzie D. Plate tectonics of the Mediterranean region//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. V. 30. P. 109—185.
24. McKenzie D. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. V. 55. № 1. P. 217—254.
25. Mercier J. L'Arc Egeen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique: réflexions sur

- un exemple d'étude néotectonique//Soc. Géol. France Bull. 1977. V. 19. № 3. P. 663—672.
26. *Molnar P., Atwater T.* Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age subducted oceanic lithosphere//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 330—340.
 27. *Morelli C., Pisani M., Ganter C.* Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean//Boll. Geof. Theor. Appl. 1975. V. 66. P. 127—167.
 28. *Nelson T., Temple P.* Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion//AAPG Bull. 1972. V. 52. P. 226—246.
 29. *Papadopoulos G.* Contribution to the study of the neogene magmatism in the Aegean Sea area//Ann. Geol. Poys. Hellen. 1979. V. 11. P. 943—953.
 30. *Papazachos B.* Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implications//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1973. V. 33. P. 421—430.
 31. *Schuilling R.* Origin of the present Mediterranean//CIESM. Monaco. 1972. V. 22. № 2a. P. 135—138.
 32. *Sengör A., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach//Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181—241.
 33. *Tapponier P.* Evolution tectonique du Système Alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique//Soc. Geol. France Bull. 1977. V. 19. P. 437—460.
 34. *Tullis T.* Evidence that lithosphere plate act anchors (abstr.). EOS//Trans. Amer. Geophys. Union. 1972. V. 53. 522 p.
 35. *Uyeda S.* Subduction zones: an introduction to comparative subductology//Tectonophysics. 1982. V. 81. P. 133—159.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
25.IV.1985

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.253 : 552.52

БОРЗУНОВ В. А., МИЛЮТИН С. А., ГЕНШАФТ Ю. С.

РАЗУПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПРИ ИХ НАГРЕВАНИИ
ПОД ДАВЛЕНИЕМ

Глинистые породы играют значительную роль в строении нижней части комплекса геосинклинальных осадочных отложений, испытавших впоследствии метаморфизм и складчатые деформации. Причиной этого могут быть адвективные движения, обусловленные разуплотнением глинистого вещества в ходе его погружения и нагревания на доинверсионной геосинклинальной стадии развития тектонической структуры [4, 6, 8]. Однако реальные величины разуплотнения не известны. С целью отработки методики эксперимента и получения оценочных данных были проведены исследования изменения объема ряда глинистых пород в процессе их нагревания до 260°C при давлениях в интервале $0,2\text{--}1,0$ гПа. Эти $P\text{-}T$ -параметры соответствуют условиям, предполагаемым для развития адвекции в земной коре [4].

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Эксперименты проводились на гидравлическом прессе с усилием 15 тс и с неуплотненным поршнем, используемом для изучения сжимаемости твердых тел [1—3]. Основная методическая проблема

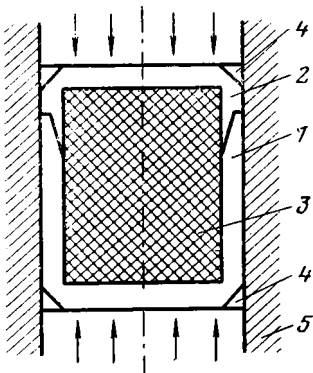


Рис. 1. Схематический разрез ампулы для термообъемных исследований водосодержащих горных пород
1 — ампула, 2 — крышка ампулы, 3 — образец, 4 — уплотнительные стальные кольца, 5 — стенки пьезометра

заключалась в обеспечении надежной герметизации водосодержащих образцов, которые при нагревании испытывают дегидратацию и отделение свободной водно-паровой фазы. Были получены надежные результаты при использовании составных политетрафторэтиленовых (фторопластовых) и свинцовых ампул (рис. 1). Приведенные в настоящей работе результаты получены при работе только со свинцовыми ампулами, так как фазовое превращение фторопласта ($P \sim 0,5\text{--}1,0$ гПа в интервале $50\text{--}250^{\circ}\text{C}$ [7]) приводит к осложняющим эффектам на изобарических кривых зависимости объема системы образец+ампула от температуры.

Образцы цилиндрической формы сначала изготавливались путем прессования порошка (для глин и слюдястого сланца) или механической обработки прочных пород. Образец диаметром 8,2 мм и длиной около 11 мм ($V_0 \sim 0,5$ см³) помещали в свинцовую ампулу и обжигали в пьезометре до давления 1,0—1,2 гПа. После этого устанавливалось заданное в опыте давление (с учетом трения) и с помощью индикатора определялось смещение поршней Δl в пьезометре при изобарическом нагревании пьезометра с образцом до температуры $\sim 260^{\circ}\text{C}$. Нагрев осуществлялся при помощи электрической печи сопротивления; термостатирование пьезометра с образцом достигалось путем использования пирофиллитовых колец, помещенных на торцовых поверхностях пьезометра. Точность определения Δl составляет ± 2 мкм; колебания давления в ходе эксперимента не превышали $\pm 0,002$ гПа; изменение температуры при снятии отсчета Δl не превышало $+3^{\circ}\text{C}$; скорость нагрева составляла $2^{\circ}/\text{мин}$. Все эксперименты были проведены с использованием стандартных свинцовых ампул массой 6 г.

Фактическое изменение объема образца рассчитывалось после проведения дополнительного «нулевого» опыта по разности Δl (образец+ампула) — Δl (ампула). «Нулевой» опыт заключался в изобарическом нагреве эталонного вещества с известным коэффициентом термического расширения (использовались твердый сплав ВК-5, железо или свинец), помещенного в стандартную свинцовую ампулу. Такой эксперимент позволил легко определить в интервале до 260°C часть Δl , обусловленную расширением одной ампулы. Эксперименты показали, что точность оценки абсолютного линейного расширения образца при температуре до 260°C не меньше ± 10 мкм. В пределах этой точности поправочные величины Δl (ампула) совпадают в опытах с эта-

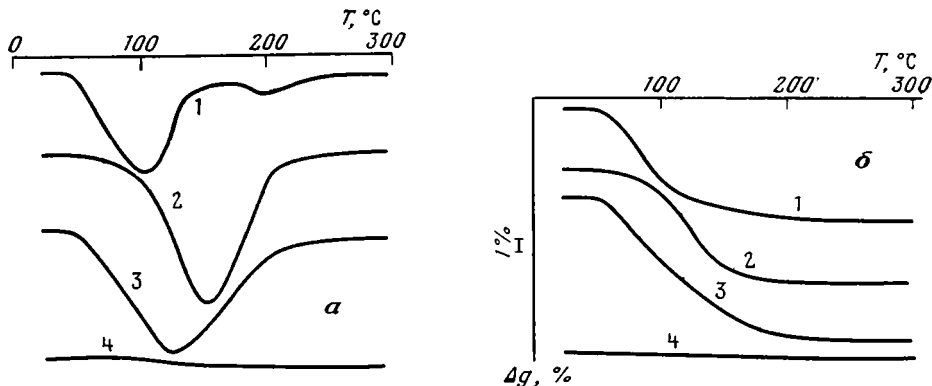


Рис. 2. Дериватогаммы образцов горных пород: а — кривые ДТА и б — кривые потери веса (мас.%)
1—3 — глины: 1 — № 1, 2 — № 2, 3 — № 3; 4 — слюдястый сланец

лоном и с одним свинцом, масса которого равна массе ампулы. Это позволяет оценить ΔV (образец) при нагреве как $[\Delta l (\text{образец} + \text{ампула}) - \Delta l (\text{ампула})] \bar{S}$, где \bar{S} — средняя площадь сечения пьезометра, равная $\sim 0,81 \text{ см}^2$ в интервале от комнатной температуры до 250°C .

Для некоторых образцов были определены значения $\Delta V/V_0$ по известной методике, развитой авторами [1]. Начальные значения плотности образцов ρ_0 определялись путем гидростатического взвешивания либо по отношению массы образца к его объему, определенному после предварительного обжата в свинцовой ампуле. В обоих случаях точность определения ρ_0 не меньше $0,01 \text{ г/см}^3$.

ОБРАЗЦЫ

Для исследования были взяты несколько разновидностей глин из Подмосковья и Северного Кавказа, а также базальтовое стекло, слюдястый сланец из метаморфического комплекса Большого Кавказа и два образца гранулитов — высокометаморфизованных пород из Гранулитовых Гор (ГДР). Некоторые характеристики образцов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика образцов, исследованных в настоящей работе

Название образца	Начальная плотность ρ , г/см ³	Температура, °C		Потеря воды, мас. %	
		максимальное отделение H ₂ O	окончание отделения H ₂ O	20—100° C	100—300° C
Глина № 1, Северный Кавказ	2,38	100	160	6	2,5
Глина № 2, »	2,34	145	240	2	7
Глина № 3, Подмосковье	2,12	100	145	5	6
Слюдястый сланец, Большой Кавказ	2,56	—	—	0,5 (20—300° C)	
Базальтовое стекло	2,78	—	—	—	—
Гранулит (лептинит), ГДР	2,68	—	—	—	—
Пироксен-биотитовый гранулит, ГДР	2,81	—	—	—	—

Таблица 2

Относительное изменение объема горных пород ($\Delta V/V_0$) под давлением при 20°C

P, гПа	Глина № 1	Слюдястый сланец	Базальтовое стекло
0	0,0000	0,0000	0,0000
0,1	0,007	0,020	0,003
0,2	0,014	0,030	0,005
0,4	0,025	0,042	0,008
0,6	0,034	0,050	0,012
0,8	0,042	0,058	0,015
1,0	0,049	0,064	0,018
1,2	0,056	0,070	0,021

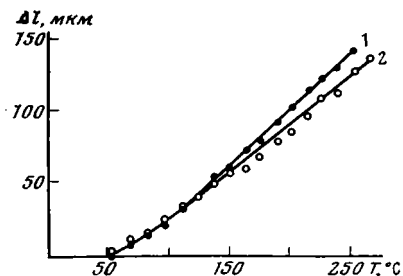


Рис. 3

Рис. 3. Изобарическое расширение глины № 1
Кривые при P , равном: 1 — 0,2, 2 — 0,4 ГПа; ΔL — смещение поршней пьезометра, связанное с расширением только образца

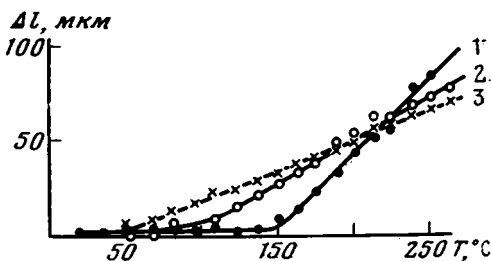


Рис. 4

Рис. 4. Изобарическое расширение глины № 2
Кривые при P , равном: 1 — 0,2, 2 — 0,6, 3 — 1,0 ГПа

Исходное состояние образцов и прежде всего количество и формы вхождения летучих компонентов контролировалось методом термовесового анализа с помощью венгерского прибора «Дериватограф-МОМ». На рис. 2 приведены типичные кривые ДТА и потери веса глинистых образцов при нагреве до 300° С. При близких общих величинах потери веса глины сильно различаются по характеру отделения воды в разных температурных интервалах. Поэтому типы глинистых пород легко устанавливаются по положению пиков ДТА и по соотношению потери воды при нагревании до 100° С и в более высокотемпературной области [5]. Относительно сильное низкотемпературное обезвоживание для глины № 1 указывает на ее преимущественно гидрослюдистый состав. Монтмориллонитовому характеру глины № 2 соответствует большая доля «высокотемпературной» адсорбционной и межслоевой воды. Очевидно, что глина № 3 по составу может быть отнесена к смешанному монтмориллонитово-гидрослюдистому (смешанослоистому) типу. Для всех изученных глин характерны близости температур начала дегидратации (~50° С) и существенные отличия в температурах ее окончания в указанном общем температурном интервале (145—240° С). Потеря массы слюдистого сланца при нагревании до 300° С не превышает 0,5 мас.%. Практически безводными оказываются гранулиты и базальтовое стекло.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Глина № 1 (гидрослюдистый тип). Для образцов этой породы получены значения $\Delta V/V_0$ при температуре 20° С (табл. 2). Было изучено изобарическое расширение образцов при давлениях 0,2 и 0,4 ГПа (рис. 3, а, б). Начало заметного разуплотнения совпадает с температурой начала дегидратации глины при атмосферном давлении. Увеличение давления приводит к незначительному уменьшению объемного эффекта. Так, нагревание до 250° С приводит к увеличению объема образца на 2,27% при 0,2 ГПа и на 2,0% при 0,4 ГПа.

Глина № 2 (монтмориллонитовый тип). Эксперименты проводились при давлениях 0,2, 0,6 и 1,0 ГПа (рис. 4). Обращает на себя внимание резкое изменение темпа разуплотнения при температурах 130, 80 и 60° С при указанных выше давлениях соответственно. Очевидно, что эти температуры соответствуют началу второго этапа дегидратации (см. рис. 2; отделение более «высокотемпературной» воды) и увеличение давления приводит к уменьшению данной температуры. По-видимому, этот барический эффект обуславливает практически близкие величины объемного разуплотнения при нагревании до 250° С в интервале давлений 0,2—1,0 ГПа (~1,16, 1,21 и 1,07% при 0,2, 0,6 и 1,0 ГПа соответственно).

Глина № 3 (смешанослоистый тип). Образец этой глины изучен только при давлении 0,25 ГПа. Объемное разуплотнение при температуре 250° С составляет 2,7%.

Слюдистый сланец. Образцы изучались при давлениях 0,2 и 0,6 ГПа (рис. 5). При давлении 0,6 ГПа получен неожиданный эффект уменьшения объема, начиная с температуры 125° С. В принципе это может быть связано с эффектом определенного упорядочения минералов, обладающих сильной анизотропией теплового расширения, при прессовании образцов. Однако при обоих давлениях изменение объема образцов не превышает $\pm 0,23\%$, что

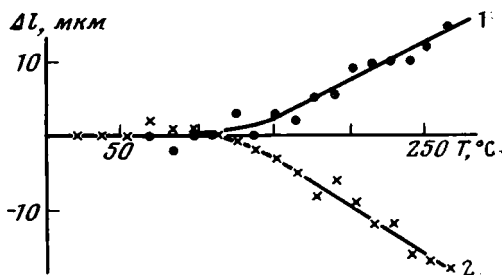


Рис. 5. Изобарическое расширение слюдистого сланца
Кривые при P , равном: 1 — 0,2, 2 — 0,6 ГПа

эквивалентно точности эксперимента. В табл. 2 представлены данные $\Delta V/V_0$ для слюдистого сланца при температуре 20° С до давления 1,2 гПа.

Базальтовое стекло. Изучены сжимаемость образца при 20° С (см. табл. 2) и термообъемный эффект при давлении 0,6 гПа. В пределах точности эксперимента нагревание стекла до 250° С не приводит к изменению объема.

Гранулиты. Для обоих образцов гранулитов изучено изменение объема при нагревании под давлением 0,6 гПа. Получены полностью совпадающие результаты, указывающие на монотонное разуплотнение пород при нагревании, достигающее 0,27% при 250° С.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные эксперименты показали существенные отличия в характере и величинах объемного разуплотнения глинистых и кристаллических метаморфических пород при их нагревании под давлением. При температуре 250° С глины на порядок величины сильнее разуплотняются в интервале давлений 0,2—1,0 гПа (~2% против ~0,2%). При этом важно отметить, что давление не оказывает принципиального влияния на величину термообъемного эффекта.

Разуплотнение гидрослюдистой и монтмориллонитовой глины отличается в ~2 раза, причем больший эффект получен для гидрослюдистой глины. Наибольший термообъемный эффект установлен для глины смешанослоистого типа. Можно предположить, основываясь на этом результате, что основной вклад в разуплотнение вносит не свободная вода, выделяющаяся при нагревании, а вода, заключенная в межслоевом пространстве глинистых минералов. Возможно, общее количество воды, заключенное в этом пространстве, и определяет в значительной мере общий эффект разуплотнения (максимальное количество воды содержится в глине № 3). Необходимо учитывать сильное воздействие давления на уменьшение мольного или удельного объема свободного водяного пара. Так, при давлениях 0,4—0,6 гПа при температурах ~250° С удельный объем воды оказывается таким же, как объем жидкой воды при нормальных условиях.

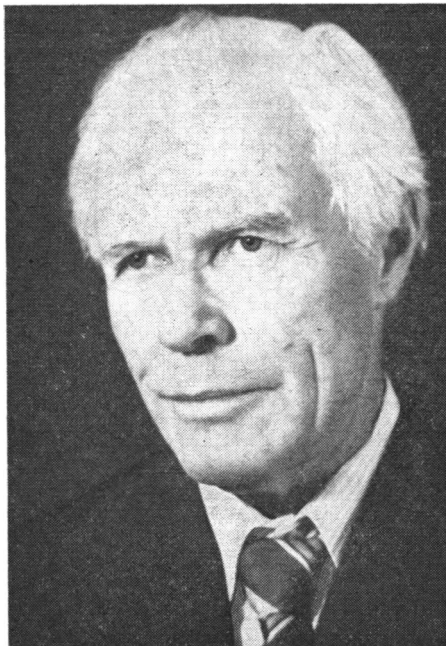
Если стекло рассматривать как вещество, модифицирующее поведение эффузивных пород, а глины — осадочных пород седиментационных бассейнов, то результаты экспериментов показывают, что при погружении осадочно-вулканогенных толщ на стадии геосинклинального прогибания основной вклад в объемное разуплотнение в процессе прогревания толщ должны внести глинистые осадки. Это должно привести к возникновению неоднородных напряжений в геосинклинальной толще, обуславливающих протекание деформационных процессов.

Результаты экспериментов авторы рассматривают как принципиальное подтверждение представлений о возможности внутрикорового разуплотнения осадочного субстрата [4, 6, 8], т. е. литостатическое давление не является фактором, препятствующим протеканию этого процесса. Заданные в экспериментах *PT*-условия не исчерпывают всех условий эволюции геосинклинальных толщ, например не учитывается возможность притока воды, иного соотношения *PT*-параметров. Поэтому полученные величины разуплотнения (~2%) не должны рассматриваться как предельные значения, определяющие развитие адвективного течения масс. Будущие эксперименты должны установить величины термообъемного эффекта для глинистых пород в широких пределах вариаций физико-химических условий.

Авторы приносят искреннюю благодарность В. В. Белоусову и В. Н. Шолло за инициативу в постановке данного исследования, постоянный интерес и плодотворное обсуждение результатов.

Литература

1. Геншафт Ю. С., Борзунов В. А. Экспресс-метод определения сжимаемости твердых тел при высоких давлениях и температурах//Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Ереван, 1985. 30 с.
2. Геншафт Ю. С., Борзунов В. А., Вайнер Д. И., Салтыковский А. Я. Плотность и объемные изменения при высоких давлениях и температурах ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии//Геофиз. журн. 1983. Т. 5. № 6. С. 39—45.
3. Геншафт Ю. С., Лившиц Л. Д., Рябинин Ю. Н. Определение параметров состояния твердых тел при высоких давлениях методом смещения поршня//Журн. прикл. механики и техн. физики. 1962. № 5. С. 107—116.
4. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
5. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
6. Кириллова И. В. О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40. Вып. 3. С. 17—33.
7. Лившиц Л. Д., Геншафт Ю. С., Марков В. К., Рябинин Ю. Н. Сжимаемость и фазовая диаграмма политетрафторэтилена при высоком давлении//Высокомолекуляр. соединения. 1961. Т. 3. Вып. 4. С. 624—629.
8. Шолло В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.



ПАМЯТИ СЕРГЕЯ АКИМОВИЧА ЗАХАРОВА

1 февраля 1987 г. из Душанбе пришла скорбная весть о кончине видного советского геолога-тектониста академика АН Таджикской ССР Сергея Акимовича Захарова. Имя С. А. Захарова широко известно в кругах советских, и не только советских, тектонистов как одного из лучших знатоков тектоники Средней и Центральной Азии, автора оригинальных разработок в области теоретической тектоники.

С. А. Захаров родился в Ленинграде в 1910 г. В 1938 г. он окончил Ленинградский горный институт. Здесь он учился под руководством многих знаменитых ученых, но наибольшее влияние на его формирование как геолога оказал Д. В. Наливкин. Дмитрий Васильевич и привил Сергею Акимовичу интерес к изучению Средней Азии, куда он отправился в 1936 г. на практику. Там же С. А. Захаров проходил свою преддипломную практику, а по окончании института распределился в Таджикскую базу АН СССР. С тех пор, с небольшими перерывами, приходившимися на работу в Ленинграде, опять-таки над среднеазиатскими картами, и в Ташкенте, а с 1943 г. непрерывно, научная деятельность С. А. Захарова была связана с Таджикистаном, с Таджикским филиалом АН СССР, а с 1951 г. — с Институтом геологии АН ТаджССР, где он с того же года заведывал отделом общей геологии. В центре научных интересов С. А. Захарова с 1946 г. оказалась Таджикская депрессия — структурная область, весьма примечательная во многих отношениях, и прежде всего по происхождению своей складчатости.

Туткаульский тектонический узел в районе строительства будущей Нурекской ГЭС, одним из инициаторов которого был С. А. Захаров, явился предметом его кандидатской диссертации, защищенной в 1950 г. Позже, в 1961 г., в ГИНе АН СССР им была защищена докторская диссертация на тему «Тектоническое развитие Таджикской депрессии в мезозое и палеогене». В этом труде им была выдвинута существенно новая по тому времени концепция строения и развития этой впадины. Тремя ее главными положениями были: 1) структурный план впадины в мезозое резко отличался от современного, сложившегося в кайнозое, и подчинялся широтной, тьянь-шаньской ориентировке; 2) складчатость мел-кайнозойского этажа резко дисгармонична по отношению к складчатости более древних отложений и сорвана по верхнеюрской соленосной толще; 3) эта складчатость возникла в условиях общего горизонтального сжатия и сопровождалась образованием надвигов. Из этих положений следовал и важный практический вывод: нефть следует искать в подсольевых отложениях с более спокойной складчатой структурой.

Продолжая свои исследования, С. А. Захаров обосновал существование крупных сдвиговых перемещений по северному, гиссарскому, и восточному, дарвазскому, ее ограничениям. Дарвазский сдвиг, намеченный С. А. Захаровым, в дальнейшем оказался лишь северным звеном крупнейшей сдвиговой зоны, пересекающей Афганистан и Пакистан и выходящей к Индийскому океану. Таким образом, С. А. Захаров был одним из первых советских геологов послевоенного периода, правильно оценившим роль горизонтальных движений и тангенциального сжатия в тектогенезе. Получили подтвер-

ждение и выводы работ С. А. Захарова по неотектонике и сейсмотектонике, в частности вывод об ускорении темпа деформаций к голоцену.

Продолжая размышлять над генезисом складчатости Таджикской впадины, С. А. Захаров пришел к оригинальной концепции «автономной складчатости». В этой концепции превышение длины пластов чехла по сравнению с длиной поверхности фундамента связывается с увеличением объема пород, особенно глинистых, вследствие привноса вещества глубинными флюидами.

Расширяя круг своих научных интересов, С. А. Захаров на Международных геологических конгрессах в Дели (1964) и в Москве (1984) и на Среднеазиатском тектоническом совещании (1981) выступает с обобщающими работами по тектонике Средней Азии на фоне структуры всей Юго-Западной Азии в целом. Анализ развития этого региона приводит С. А. Захарова к заключению о том, что процессы повторного орогенеза складчатых систем являются не чем-то наложенным и не вытекающим из предыдущего развития, а вполне закономерно проявляются в тылу более молодых, расположенных ближе к океану складчатых горных систем. Такой орогенез он называет тергалльным, т. е. тыловым, не подозревая, что он независимо переоткрыл закономерность, выявленную Г. Штилле, применившим, что любопытно, тот же термин. Однако С. А. Захаров пошел дальше Штилле и, развивая свои взгляды, предложил оригинальный вариант мобилизма — гипотезу, названную им гипотезой зонного тектогенеза. Здесь не место излагать содержание этой довольно сложной модели тектогенеза, но стоит подчеркнуть два ее несомненно прогрессивных элемента — представления о неоднородности мезосферы (400—900 км) и о большой роли в тектогенезе горячих мантийных флюидов. Постулируемая в данной гипотезе неоднородность мантии требовала объяснения, и это заставило С. А. Захарова обратиться к происхождению Земли и Солнечной системы в целом. Он создал свою космогоническую гипотезу двухступенчатого (сначала внешние, затем внутренние планеты) образования Солнечной системы и высказал, в частности, предположение, что через 1 млрд лет после рождения Земли в ее Тихоокеанском сегменте упал «планетонд», обусловив дальнейшие особенности его развития. Эта идея перекликается с некоторыми современными представлениями о происхождении Тихого океана и Луны.

Способность к оригинальным теоретическим разработкам сочеталась у С. А. Захарова с острым критическим умом, причем нередко Сергей Акимович оказывался сильнее в критике чужих представлений, чем в формулировке своих. С. А. Захаров опубликовал, в том числе в журнале «Геотектоника», ряд критических рецензий, особенно по вопросам механизма складчатости. Все эти способности сочетались у С. А. Захарова с большой терпимостью к чуждым ему воззрениям, с неизменной доброжелательностью и скромностью.

Научная и организаторская деятельность С. А. Захарова нашли должную оценку. В 1968 г. он был избран членом-корреспондентом, а в 1978 г. — действительным членом Академии наук ТаджССР. В 1980 г. ему было присвоено звание заслуженного деятеля науки ТаджССР. Он был награжден орденом «Знак почета», медалями и почетными грамотами Президиума Верховного Совета ТаджССР. С. А. Захаров являлся активным членом Межведомственного тектонического комитета и Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР. Память о Сергее Акимовиче Захарове навсегда останется в сердцах знавших его и в летописи советской геотектоники.

*Межведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1987 г.

К 70-летию Великой Октябрьской социалистической революции	5
Алексеев Э. С. Геодинамика зоны перехода океан — континент на примере поздне-мезозойской — кайнозойской истории южного сектора Корьякского нагорья	4
Бабенко К. М., Шлезингер А. Е. Строение осадочного чехла севера Аравийского моря по сейсмическим данным (МОГТ)	2
Баржицкий В. В. Тектонические черты северо-восточной части Балтийского щита по космогеологическим данным	6
Бобринский В. М., Макареску В. С., Морару К. Е. Тектонические факторы, определяющие строение гелиевого, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии	2
Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. Офиолиты Калифорнии и Орегона	5
Бочарова Н. Ю. О закономерностях конфигурации границ раздвижения океанических плит литосферы	1
Бямба Ж. Основные этапы развития тектонических структур Монголии в позднем рифее — раннем палеозое	4
Гавриш В. К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта	2
Гайдук В. В. Виллюйская среднепалеозойская рифтовая система	3
Гарецкий Р. Г., Нагорный М. А. Классификация синеклиз древних платформ	2
Егоркина Г. В. Трещиноватость верхней части земной коры по данным сейсмических исследований	4
Жуланова И. Л. Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойд Северо-Востока СССР	1
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое	3
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Наталов Л. М. Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР	6
Казьмин В. Г., Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вержбицкая А. И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы	5
Кейльман Г. А., Пучков В. Н. Метаморфизм и геодинамика	6
Кележинский К. Б. Структурно-матеморфическая эволюция земной коры Монголии в докембрии — кембрии	1
Коган Л. И. Внутренняя структура и деформации океанической кристаллической коры (по данным многоканального сейсмического профилирования МОВ)	5
Короновский Н. В. Региональная тектоника СССР за десять лет. Достижения и проблемы	5
Корчемагин В. А., Емец В. С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья	3
Красный Л. И. О клиновидных структурах и граничных углах	4
Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика	1
Кропоткин П. Н., Мацкив Б. В., Ковалев Ю. В., Макеев В. М. Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты)	6
Кутейникова Н. С., Кутейников Е. С. Шарьяжи на космических снимках	3
Леонтьев А. Н. Гранитоидный магматизм и эндогенные режимы Центрально-Азиатского пояса в позднем палеозое	5
Ломизе М. Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте	2
Макаров В. И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Статья вторая. Орогенческая система Сьерра-Маэстра. Общие выводы	2
Малушин И. И. Каспийско-Туранский палеомегасвод и связанная с ним Южная континентальная рифтовая система	
Миллер Ю. В. Структура архейских трогов Карельской гранит-зеленокаменной области	4

Миц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины)	5
Морозов Ю. А. О роли разрывных нарушений в структуре метаморфических толщ (на примере Западного Прибайкалья)	1
Мурдмаа И. О. Связь океанских геологических формаций с тектоническими структурами	2
Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Имаев В. С., Савостин Л. А. Тектоническая природа Олекмо-Становой зоны	6
Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Ельников Е. Н., Каледа К. Г., Коган Л. И. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в экваториальной Атлантике	6
Попов П. Н. Тектоника позднемелового Банат-Среднегорского рифта	2
Прозоров Ю. И., Шеменда А. И. Геодинамика Эгейского региона	6
Пучков В. Н., Иванов К. С. Новые данные по тектонике Урала	2
Пушаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналиях в связи с развитием мобилизма	2
Пушаровский Ю. М. Развитие тектонических исследований в СССР в перспективе до 2000 года	5
Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы (на примере Кавказского и Карпатского регионов)	4
Родыгин А. И., Негрей Л. Я. Динамика образования кливажа осевой плоскости в складках аллохтона (Восточная Тува)	3
Рундквист Д. В., Волчанская И. К. Неотектоника и металлогения	3
Сигачев С. П. О роли альпийских деформаций в структуре Язгулемского хребта (Центральный Памир)	2
Такранов Р. А. Анализ трещиноватости юрских оглождений Иркутского угольного бассейна	3
Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции	1
Уфимцев Г. Ф. О структуре Байкальской рифтовой зоны	1
Филатова Н. И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса	4
Халилов Э. Н., Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизонное происхождение Большого Кавказа	2
Цуканов Н. В., Зинкевич В. П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка)	6
Чекунов А. В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга европейской части СССР	5
Черноморский М. А. К вопросу о соотношении мигматизации и деформации	5
Шаров В. И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры	4
Щипанский А. А. Гранитогнейсовые купола в структуре раннего докембрия района Курской магнитной аномалии	6
Яковлев Ф. Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)	4
Ярмолюк В. В., Гордиенко И. В., Дуранте М. В., Болд Д. Строение Идэрской зоны каледонид Северной Монголии	3

Краткие сообщения

Борзунов В. А., Милютин С. А., Геншафт Ю. С. Разуплотнение глинистых пород при их нагревании под давлением	6
Гарбар Д. И. Две концепции ротационного происхождения регматической сети	1
Илюхин С. Р., Кара В. И., Мамошина К. Н., Шлезингер А. Е. Тектонические деформации осадочного чехла Западно-Австралийского (Брокен) подводного хребта и желоба Оби (Индийский океан)	3
Мазукабзов А. М., Сизых В. И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья	3

Дискуссии

Хаин В. Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф. Л. Яковлева «Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)»)	4
Яковлев Ф. Л. К вопросу о факторах складкообразования	4

Рецензии

Павловский Е. В., Николаев В. Г. Проблема аркогенеза 3.

Хроника

Гарецкий Р. Г., Колчанов В. П. Юго-западный край Восточно-Европейской платформы (итоги проекта МПГК № 89) 3.

Добржинская Л. Ф., Молчанова Т. В. Первая сессия Всесоюзной школы по структурной геологии кристаллических образований (14—18 апреля 1986 г.) 3.

Короновский Н. В., Перфильев А. С., Разницын Ю. Н. Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности полезных ископаемых 3.

Леонов Ю. Г., Хаин В. Е. Проекты составления новых международных тектонических карт (по материалам Пленарной ассамблеи Комиссии геологической карты мира, Париж, 8—13 февраля 1987 г.) 5.

Сатнан М. А., Белов А. А., Адамия Ш. А. III Семинар-школа «Геодинамика Кавказа» 3.

Трифонов В. Г. Актуальные проблемы современной геодинамики и изучения глубинного строения территории СССР 3.

Чекунов А. В., Глушко В. В., Галецкий Л. С. Совещание по рифтовым структурам Украины 4.

Академик Юрий Михайлович Пушаровский (к 70-летию со дня рождения) 1.

Владимир Владимирович Белоусов (к 80-летию со дня рождения) 5.

Памяти Сергея Акимовича Захарова 6.

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

.109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пр., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 07.09.87	Подписано к печати 22.10.87	Т-18631	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отт. 19,1 тыс.	Уч.-изд. л. 12,6 Бум. л. 4,0
		Тираж 1682 экз.	Зак. 4289

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

В-437
ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116
ВОДУНВ А С
70228

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

М