

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



2

1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н. А. ШИЛО*

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

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

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

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*
Мл. редактор *О. А. Павлова*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Технический редактор *Т. Н. Драгун*
Корректор *В. В. Борисова*

Сдано в набор 11.12.92. Подписано к печати 17.03.93. Формат 70 x 108 1/16. Высокая печать.
Усл. печ. л. 14 + вкл. Усл. кр.-отт. 14,9. Уч.-изд. л. 15. Тираж 337 экз. Заказ № 474.

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

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

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

№ 2, 1993

СОДЕРЖАНИЕ

Сычев П. М., Сеначин В. Н., Лютая Л. М., Соинов В. В., Волкова Н. А. Термоизостазия сводовых океанических поднятий, хребтов и подводных гор: гравитационные модели	3
Косыгин В. Ю. К проблеме регионального гравитационного моделирования тектоносферы Тихого океана и его переходных зон	12
Калягин А. Н., Коварский Н. Я., Родзик И. Г., Кустов В. Н. Современное рудообразование на Восточно-Тихоокеанском поднятии	20
Школьник Э. Л., Мельников М. Е., Сенькова Т. В., Герасимова Г. Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк, Тихий океан	28
Мишин В. В. Тектоника юго-западной части Центрально-Камчатского прогиба	37
Столбов Б. Л. Электроразведка методами ЕП и ВП при оценке перспектив шельфа дальневосточных морей на рудные полезные ископаемые	51
Тарарин И. А., Бадрединов З. Г., Чубаров В. М. Метаморфический комплекс о. Карагинский (Восточная Камчатка)	62
Рождественский В. С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы	76
Каллун В. Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах центральной части Сихотэ-Алиня (Приморье)	88
Раткин В. В., Хетчиков Л. Н., Гнидаш Н. В., Дмитриев В. Е. Палеогидротермальный карст — важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения (Приморье)	97
Изюх Э. П., Андреева Н. В., Трушнин А. В. Формирование магматических пород Северного Приохотья	108
Игнатьев В. А. Строение и генезис кольцевых структур Западной Чукотки	120
Авченко О. В., Лаврик С. Н. Метаморфические породы Верхнеомолонского поднятия	129
Христенко А. И. Акцессорные шпинелиды из включений в кайнозойских щелочных базальтоидах Становой системы (оз. Токи) и их петрохимическое значение	137

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Обжиров А. И., Высоцкий С. В., Сваричевский А. С., Астахов А. С., Карабцов А. А. Гидротермальная минерализация в офиолитовой ассоциации Срединно-Индийского хребта	149
---	-----

ИСТОРИЧЕСКАЯ ХРОНИКА

Кириллов Е. А. Геологические исследования в Русской Америке (конец XVIII в.— 1867 г.)	153
--	-----

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

80-летие Николая Алексеевича Шилю	160
-----------------------------------	-----

PACIFIC GEOLOGY

SCIENTIFIC JOURNAL OF RUSSIA

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

March — April

N 2, 1993

CONTENTS

Syehyov P. M., Senachin V. N., Lyutaya L. M., Soinov V. V., Volkova N. A. Thermoisostasy of arch oceanic rises, ridges and seamounts: gravitation models	3
Kosygin V. Yu. The problem of regional gravitation modelling of tectonosphere of the Pacific Ocean and its transition zones	12
Kalyagin A. N., Kovarsky N. Ya., Rodzik I. G., Kustov V. N. Modern ore formation on the East-Pacific rise	20
Shkolnik E. L., Melnikov M. Ye., Senkova T. V., Gerasimova G. N. Peculiarities of complex mineralization on the seamounts in the central part of the Marcus-Wake system, Pacific Ocean	28
Mishin V. V. Tectonics of the south-western part of the Central-Kamchatka trough	37
Stolov B. L. Electric prospecting by EP and VP methods when estimating the shelf of the Far East seas prospective for ore resources	51
Tararin I. A., Badredinov Z. G., Chubarov V. M. The metamorphic complex of the Karaginsky Island (East Kamchatka)	62
Rozhdestvensky V. S. Geodynamic evolution of the Hokkaido-Sakhalin fold system	76
Kaplun V. B. The results of magnitotelluric sounding within the central part of the Sikhote-Alin (Primorie)	88
Ratkin V. V., Khetchikov L. N., Gnidash N. V., Dmitriev V. Ye. Paleohydrothermal karst — the most important factor in the formation of the Dalnegorsk borosilicate deposit (Primorie)	97
Izokh E. P., Andreeva N. V., Trushnin A. V. The formation of magmatic rocks of North Priokhotie	108
Ignatiyev V. A. Structure and genesis of ring structures of West Chukotka	120
Avchenko O. V., Lavrik S. N. Metamorphic rocks of the Verkhneomolonsk uplift	129
Khristenko A. I. Accessory spinellids from the inclusions in the Cenozoic alkaline basalts of the Stanovaya system (Lake Toki) and their petrochemical implications	137

BRIEF AND PRELIMINARY COMMUNICATIONS

Obzhairov A. I., Vysotsky S. V., Svarichevsky A. S., Astakhov A. S., Karabtsov A. A. Hydrothermal mineralization in the ophiolite assemblage of the Median-Indian Ridge	149
---	-----

HISTORICAL CHRONICLES

Kirillov Ye. A. Geologic investigations in Russian America (end of XVIII century — 1867)	153
--	-----

ANNIVERSARIES

Nikolai Alexeevich Shilo's 80th anniversary	160
---	-----

УДК 551.2(26) + 550.312

*П. М. Сычев, В. Н. Сеначин, Л. М. Лютая,
В. В. Соинов, Н. А. Волкова*

ТЕРМОИЗОСТАЗИЯ СВОДОВЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ, ХРЕБТОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР: ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ

На основе моделей термоизостазии обсуждаются способы изостатической компенсации океанических поднятий, хребтов и подводных гор. Делается вывод, что изгибная жесткость литосферы, по всей видимости, близка к нулю и преобладает локальная изостатическая компенсация, т. е. термоизостазия. С другой стороны, температурные вариации в верхней мантии приводят к соответствующим изменениям плотности, что, в свою очередь, определяет изменение величины гравитационных аномалий во времени. На начальном этапе магматической активности гравитационные аномалии над положительными океаническими структурами максимальны. С течением времени происходит уменьшение их величины. Это обстоятельство позволяет дать качественную характеристику поднятий и подводных гор северо-запада Тихого океана.

В предыдущей статье [13] мы рассмотрели ряд термальных моделей, которые хорошо согласуются с наблюдаемыми амплитудами и скоростью опускания сводовых океанических поднятий, хребтов и подводных гор. Естественно, вариации температуры со временем приводят к изменению плотности соответствующих подкоровых зон и величины гравитационных аномалий. Отсюда возникает возможность оценить формы изостатической компенсации и изменение гравитационного поля во времени.

Современные представления о формах изостатической компенсации.

Еще Стрейндж [14] отметил, что общая корреляция между районами кайнозойской тектонической активности, проявляющейся в форме либо горообразования, либо вулканической деятельности, и положительными аномалиями в свободном воздухе — поразительна. Наглядно такая связь показана на карте, составленной Рабинкамом [33]. Поскольку горообразование и вулканизм не являются привилегией только кайнозоя, то отсутствие корреляции между областями прошлой тектонической активности (более древней, чем кайнозойская) и положительными гравитационными аномалиями может свидетельствовать лишь о том, что изменяется форма компенсации поверхностных структур со временем.

Интенсивность аномалий в свободном воздухе зависит от формы изостатической компенсации, которая при отсутствии подкоровых неоднородностей определяется двумя факторами: локальной изостатической компенсацией, выраженной увеличением мощности земной коры под положительными структурами, и эффективной упругой жесткостью литосферы. Обычно полагается [42, 43], что океаническая литосфера может рассматриваться как тонкий упругий слой, лежащий на жидком полуостранстве, а подводные горы и острова представляют собой приложенную к поверхности слоя нагрузку. Нижняя граница упругого слоя ограничивается изотермой около 450 ± 150 °С. Отсюда следует, что если подводные сооружения формировались вблизи оси срединно-океанического хребта, где мощность упругой литосферы мала, будет преобладать локальная изостатическая компенсация, а интенсивность аномалий в свободном воздухе и геоида над такими сооружениями будет невелика.

Наоборот, если горы сформировались на толстой (скажем, в 30—40 км) упругой литосфере, способной выдержать их нагрузку, локальная изостатическая компенсация практически будет отсутствовать, а преобладающей окажется региональная механическая изостазия. В этом случае при одной и той же высоте гор величина аномалий в свободном воздухе и геоида увеличивается в 2—3 раза по сравнению с условиями локальной изостазии.

Хотя представления о механической изостазии широко распространены, возможная роль этого явления остается все же дискуссионной. Во-первых, только механическая изостазия далеко не всегда позволяет полностью объяснить наблюдающуюся корреляцию между аномалиями геоида и рельефом дна океана, что приводит к предположению о существовании динамической поддержки в результате мелкомасштабной конвекции [44]. Однако это предположение вызывает возражение [35].

Во-вторых, неоднократно отмечалось [19], что литосфера не способна выдерживать длительные нагрузки и что эффективная вязкость литосферы зависит от направления [1]. В вертикальном направлении она на несколько порядков меньше, чем в латеральном. Поэтому эффективная жесткость литосферы для сил, действующих вертикально, оказывается малой величиной, что обеспечивает, как правило, практически локальный характер изостатической компенсации. Примером могут явиться исследования эффекта изостазии в Британии, где оказалось, что мощность упругой плиты должна быть не более 3 км, а локальная изостатическая компенсация преобладает [40]. Этот пример, как и ряд других, ведет к заключению, что литосфера является «мягкой», неспособной долгое время выдерживать существенные нагрузки, возможно, и в связи с наличием разломов.

Наконец, существенным фактором, оказывающим влияние на формы изостатической компенсации, являются подкоровые неоднородности. К сожалению, пределы возможных плотностных вариаций и глубина подкоровых неоднородностей еще очень неопределенны. Допускается, что они могут захватывать обширные области и простираются до внешнего ядра Земли [18].

Термальная изостазия. В предыдущей статье [13] было показано, что внедрение крупных интрузий с образованием обширных горизонтальных и сравнительно узких вертикальных зон высоких температур должно приводить и к заметным соответствующим плотностным вариациям. Зависимость изменения плотности от температуры определяется следующей формулой:

$$\Delta\rho = \rho_m \cdot \alpha \cdot \Delta T,$$

где ρ_m — плотность мантии, α — коэффициент теплового расширения, ΔT — аномальная температура. Уменьшение плотности на $0,1 \text{ г/см}^3$, согласно этой формуле требует увеличения аномальной температуры до 820°C или около 80°C на $0,01 \text{ г/см}^3$. Имеющиеся данные [13] позволяют оценивать диапазон изменения аномальных температур в пределах примерно от 100 до 700°C . Отсюда изменение плотности составит от $0,01$ до $0,09 \text{ г/см}^3$.

Наличие разогретых горизонтальных и вертикальных зон вызовет соответствующее уменьшение плотности и в силу изостазии приведет к топографическому поднятию земной коры, которое явится избыточной положительной массой, равной по величине дефициту масс, обусловленному термальным расширением. Поскольку избыточные массы земной коры расположены гораздо ближе к плоскости наблюдений, их гравитационное влияние будет подавляющим, и такие топографические поднятия будут отражаться интенсивными положительными аномалиями в свободном воздухе. Конечно, эти аномалии, которые могут достигать 250 мГал и более, будут больше связаны с узкими вертикальными, а не горизонтальными зонами разуплотнения в верхней мантии. По мере термального охлаждения компенсирующих зон в верхней мантии топогра-

Фическое поднятие будет опускаться, а величина гравитационных аномалий соответственно уменьшаться и, если предположения об интрузивной природе термальных аномалий правильны, то, по крайней мере, горизонтальные разогретые зоны по мере охлаждения должны превратиться в зоны повышенной плотности. Отсюда ясно, интенсивность аномалии в свободном воздухе должна меняться со временем. Положительные аномалии будут больше на начальном этапе образования топографического поднятия дна океана и будут уменьшаться постепенно по мере увеличения возраста этих структур, хотя изостатическое равновесие будет сохраняться постоянно.

В качестве примера изложенных предположений на рис. 1 (см. вкладку) показан разрез, пересекающий структуры хребта Кюсю-Палау и называемого Центрально-Филиппинского разлома. Хребет Кюсю-Палау в данном районе возвышается над дном Филиппинского моря примерно на 2 км. Активная вулканическая деятельность в его пределах и, видимо, конструктивная фаза происходила на границе среднего и позднего олигоцена, т. е. около 25—30 млн лет назад. После прекращения вулканической деятельности воздымание этого хребта сменилось быстрым погружением [2]. Время образования Центрально-Филиппинского разлома не ясно, но наличие в этом районе отдельных участков высокого теплового потока (до 100 мВт/м² и выше) свидетельствует о недавней магматической активности. Возвышенность, соответствующая Центрально-Филиппинскому разлому, поднимается над дном моря примерно на 500 м. Вулканическая постройка хребта Кюсю-Палау превышает эту возвышенность примерно в 4 раза. Тем не менее, обе эти структуры имеют сходную интенсивность аномалий в свободном воздухе, которая близка к 50 мГал.

Строение земной коры по разрезу известно только частично. Подбор соответствующей плотностной модели показывает, что гравитационные аномалии хребта Кюсю-Палау объясняются в основном наличием относительно низкого по плотности включения в верхней части второго океанического слоя и прогибанием границы Мохо (М), образующим «корень». Что касается возвышенности Центрально-Филиппинского разлома, то здесь возможны два варианта построений. В первом из них границу М можно провести горизонтально и тогда наблюдаемая и расчетная гравитационные аномалии будут близки между собой. Но при этом возвышенность будет являться избыточной нагрузкой, которая должна удерживаться благодаря изгибной жесткости литосферы. Вторая модель, которая показана на рис. 1, предусматривает существование дефицита масс в интервале глубин около 12—22 км при ширине призмы в 10 км. Ее гравитационный эффект является незначительным и составляет всего 5 мГал. Эта модель изостатически уравновешена, так как возвышенность в рельефе дна компенсируется уменьшением плотности вертикальной зоны в верхней мантии на небольшой глубине. Аномальное повышение температуры, соответствующее этому дефициту плотности, составит около 400 °С.

Некоторые подводные горы и хребты ограничиваются отрицательными аномалиями в свободном воздухе. Наличие таких узких полос отрицательных аномалий частично может быть объяснено механизмом термоизостазии, когда со временем под влиянием термального сжатия вулканическая постройка опускается, вызывая и соответствующее опускание дна океана, т. е. происходит изгиб верхней части литосферы под нагрузкой вулканических построек. Но значительная часть отрицательных аномалий не вполне ясна по своей природе. Так, Восточно-Индийский хребет имеет с восточной стороны в своей южной и центральной частях хорошо выраженный желоб, которому соответствует гравитационный минимум до —86 мГал [5]. Гавайско-Императорский хребет почти на всем своем протяжении имеет симметричные (по обеим сторонам хребта) гравитационные минимумы, тогда как в некоторых местах они отсутствуют. А. Б. Ефимов и С. С. Демин [7, 8] утверждают, что отрицательные фор-

мы рельефа земной коры и соответствующие гравитационные аномалии связаны не только с изгибом литосферы, которая, по их мнению, не может выдерживать значительные сдвиговые напряжения, а и с наличием под земной корой этих участков более плотной мантии. Если это так, то потребуются построение более сложной схемы термальной изостазии, в которой по вертикальным каналам поднимается не только основная, но и ультраосновная магма. Последняя не способна из-за своей высокой плотности проникнуть в земную кору и концентрируется под ней на некотором расстоянии от магматических каналов, вызывая в последующем опускание океанического дна. Присутствие такой плотной пикритовой магмы, например под влк. Килауэа, вполне возможно [34].

Изменение интенсивности аномалий в свободном воздухе в зависимости от температурных и, следовательно, плотностных вариаций в верхах мантии представляет возможность оценки возраста соответствующих структур. Более молодые из них будут иметь наиболее интенсивные аномалии, и наоборот. Ниже с этой точки зрения будет обсужден возраст поднятий северо-запада Тихого океана. Вместе с тем, нельзя не сказать о том, что, возможно, значительная часть подводных поднятий изостатически скомпенсирована, в основном, благодаря увеличению мощности земной коры. К ним, например, можно отнести о-ва Лайн, Восточно-Индийский хребет и другие. Это явление вряд ли можно связывать с изгибом литосферы при образовании поднятий в пределах «молодой» литосферы [43], поскольку в известных случаях увеличение мощности земной коры происходит за счет не только второго и третьего океанических слоев, но и появления промежуточных между корой и мантией слоев, что видно на примере Гавайев [44]. То есть, вполне определено, что мощность земной коры увеличивается и это увеличение обусловлено притоком основного материала из мантии. По-видимому, указанное увеличение мощности земной коры может происходить в различных условиях и оно никак не связано с изгибной жесткостью литосферы. Вопрос заключается лишь в том: насколько быстр процесс привноса основных магм в основание земной коры? Преобладающая изостатическая компенсация путем увеличения мощности земной коры наблюдается для довольно древних хребтов, и естественно ожидать, что процесс образования «корней гор» является длительным, что подтверждается и неоднократным повторением магматической активности в одних и тех же вулканических сооружениях.

Имея в виду изложенное выше, сделана попытка чисто качественно оценить возможный возраст поднятий северо-запада Тихого океана на основании изменения интенсивности аномалий в свободном воздухе при термоизостазии и с учетом того предположения, что увеличение мощности земной коры — процесс длительный.

Сравнительная оценка возраста подводных гор и хребтов северо-запада Тихого океана. Имеющиеся гравитационные данные по этому региону далеко не полны, поэтому в основном ниже рассматриваются лишь наиболее крупные структуры. С учетом выше сделанных предположений возрастная оценка может быть сделана пока лишь качественно.

Возвышенности Берингова, Охотского и Японского морей. В окраинных морях (рис. 2, см. вкладку) северо-запада Тихого океана имеется несколько крупных возвышенностей, которые имеют некоторые черты сходства с подводными горами и хребтами океанов.

В Беринговом море выделяются две возвышенности: хребты Широша и Бауэрса. Первый из них является продолжением антиклинария Олюторского полуострова, сложенного породами мел-палеогенового возраста, но на южном окончании хребта драгирован туф среднемиоценового возраста [6]. Хребет Бауэрса рассматривается как выступ Алеутских островов [30], образовавшихся в основном в палеогене [31]. Глубина моря над хребтами колеблется от 600—700 до 2000—3000 м.

По гравиметрической характеристике оба хребта значительно отличаются друг от друга. Если хр. Бауэрса отражается положительными

аномалиями в свободном воздухе до 200 мГал и сопровождается с внешней стороны хорошо выраженным (до —100 мГал) гравитационным минимумом, присущим островным дугам, то хр. Ширшова отмечается более или менее положительной симметричной аномалией с относительными минимумами по краям. Максимальная интенсивность гравитационных аномалий на севере достигает 90 мГал, уменьшаясь к югу до 25 мГал [27].

Меньшая интенсивность гравитационных аномалий на хр. Ширшова предполагает, что он находится в условиях близких к локальной изостатической компенсации и, следовательно, если наши предположения об уменьшении величины гравитационных аномалий с увеличением возраста подводных гор правильны, он образовался гораздо раньше, чем хр. Бауурса. Относительно недавние проявления магматизма на южном окончании хр. Ширшова следует связывать с обычным для многих подводных хребтов повторным проявлением магматической активности.

В пределах Охотского моря можно лишь условно выделить две возвышенности: Академии Наук и Института океанологии, расположенные в центральной части моря. Их основное отличие состоит в том, что они находятся на коре субконтинентального типа, которая, по-видимому, испытала длительное развитие. Об этом свидетельствует и возраст гранодиорита из осевой части поднятия Академии Наук, который составляет 113—122 млн лет [6]. С другой стороны, на обрамлении этих возвышенностей нередки вулканоподобной структуры, образование которых, видимо, началось в палеогене и продолжалось вплоть до недавнего времени (устное сообщение А. В. Журавлева, 1990 г.). Наличие высокого теплового потока, в некоторых местах достигающего 100 мВт/м² и больше, может служить некоторым подтверждением этому предположению.

Вероятные следы субаэральных поверхностей выравнивания на этих возвышенностях, современная глубина вершин которых составляет около 960 м, послужили основанием для предположения об их недавнем погружении под уровень моря [17]. Но аномалии в свободном воздухе очень невелики и лишь для возвышенности Академии Наук они достигают 60 мГал [41]. В целом же вся центральная часть Охотского моря близка к изостатическому состоянию и трудно полагать, что в недавнее время могли быть существенные опускания этих двух возвышенностей. Скорее всего, погружение центральной части Охотского моря произошло в олигоцен-миоценовое [10] или даже в более раннее время.

Крупнейшим морфологическим поднятием в Японском море является возвышенность Ямато. Геологические данные [3] свидетельствуют, что возвышенность имеет древнее происхождение, поскольку в ее пределах известны палеозойские породы. Однако и в последующее время она была ареной бурной магматической деятельности. В частности, последний период интенсивного андезитобазальтового вулканизма связывается с палеогеном — ранним миоценом [3], после чего предполагается опускание возвышенности Ямато. В целом подобное развитие возвышенности может быть согласовано с гравитационными аномалиями, которые достигают здесь 80—100 мГал, но для древнего поднятия интенсивность аномалий все-таки слишком высока. Возможно, здесь мы либо сталкиваемся с сильнейшим возобновлением магматических процессов в палеогене, либо это поднятие не столь уж древнее.

Из обсуждения исключаются поднятия островных дуг, которые требуют специального анализа и где глубинные процессы, видимо, более сложны [38]. Тем не менее, заметим, что, возможно, и здесь общие закономерности могут оказаться сходными. Например, островная дуга Рюкю, где известны палеозойские породы [28], характеризуется в общем гравитационными аномалиями невысокой интенсивности (20—40 мГал), и лишь в отдельных случаях они достигают 100 мГал.

Поднятия северо-запада Тихого океана. В этом обширном регионе могут быть выделены как крупные возвышенности, так и относительно мелкие поднятия или подводные горы. К числу

крупных поднятий следует отнести в первую очередь окраинные валы и возвышенность Шатского.

Окраинные валы выражены в виде пологих и широких поднятий дна океана с внешней стороны островных дуг. Окраинный вал, прилегающий к Курило-Камчатской островной дуге, имеет ширину 300—350 км и возвышается над дном океана на 200—400 м [4]. Несмотря на столь слабую выраженность в рельефе дна, он отчетливо прослеживается в гравитационных аномалиях, которые в среднем составляют 25 мГал, достигая в наиболее возвышенных частях 50 мГал и более. Строение и мощность земной коры в пределах вала и далее на восток на океаническом ложе остаются практически без изменений. Поэтому причины образования вала остаются неясными. Они могут быть связаны либо с изгибом при предполагаемом погружении литосферы под островную дугу, либо с наличием на глубине зоны компенсации, либо с изменением состава и плотности пород верхней мантии.

Возвышенность Шатского представляет собой широкое (в среднем 460 км) воздымание дна, протягивающееся с юго-запада на северо-восток на 1400 км, и разбивается на три массива. Минимальные глубины самого высокого из них, южного, составляют 1962 м, но в среднем превышение рельефа над дном океана составляет около 2000—3000 м [15]. Несмотря на внушительные размеры возвышенности, гравитационные аномалии над наиболее высокими формами рельефа не превышают 50 мГал, а с увеличением глубин более 4000 м они становятся отрицательными [37]. Какие-либо аномалии геоида над возвышенностью отсутствуют. Все это свидетельствует о том, что земная кора находится в состоянии полного изостатического равновесия. Более того, вероятная мощность земной коры достигает здесь 26 км, что должно бы вызвать крупную отрицательную аномалию. Поскольку последняя отсутствует, то предполагается существование переуплотненной мантии [24].

Возраст возвышенности Шатского оценивается как юрский, т. е. порядка 150 млн лет. Имеются также основания полагать, что в меловое время (90—100 млн лет назад) осадки накапливались в относительно мелководных или даже субаэральных условиях [9, 11, 29]. Если это так, то общее погружение со времени образования возвышенности составит 2000—3000 м. Следует также заметить, что возвышенность после своего образования не оставалась пассивной. Деформации осадков до третичного возраста и наличие отдельных высоких значений теплового потока позволяют предполагать, что как в меловое, так и в недавнее время возвышенность испытала тектонические подвижки и, видимо, проявления магматической деятельности.

Для обнаружения возможных плотностных неоднородностей в верхней мантии под возвышенностью Шатского была сделана попытка вычислить остаточные гравитационные аномалии, являющиеся разницей между наблюдаемой аномалией и расчетной, отражающей гравитационный эффект земной коры (рис. 3, см. вкладку). Расчет гравитационного поля производился с использованием известных соотношений между скоростью и плотностью. Если наблюдаемая аномалия в основном находится в области отрицательных значений, то остаточная аномалия положительна, что свидетельствует о наличии избыточных масс на глубине. Сложность строения и недостаточная изученность земной коры не позволяют делать точные оценки подкоровых неоднородностей, и предложенную модель следует рассматривать как предположительную. Хотя зона повышенной плотности в верхней мантии весьма вероятна, ее точная количественная оценка и размеры ориентировочны.

Таким образом, геологическая история возвышенности Шатского и ее гравитационная характеристика вполне согласуются с предположением о наличии в прошлом мощной компенсационной зоны в верхней мантии, образованной в результате внедрения интрузий, которая впоследствии испытала термальное сжатие и уплотнение. Сходную историю развития, по-видимому, испытало плато Онтонг-Ява, где мощность земной ко-

ры достигает 42 км, а гравитационные аномалии близки к +15 мГал, хотя ожидаемые аномалии должны составлять около -200 мГал [22]. То же самое, по-видимому, относится и к возвышенности Хесса, которая за 100 млн лет погрузилась на 2000—3000 м [15].

Помимо крупных возвышенностей северо-западная часть характеризуется наличием большого количества подводных гор и гайотов. Подводные горы, расположенные на окраинном валу с внешней стороны Японского и Бонино-Марианского желобов, со времени своего образования опустились примерно на 2000 м [25]. Возраст этих гор связывается с поздне меловым временем в интервале 63—100 млн лет, большинство из них сформировались на значительном расстоянии от осевой части срединно-океанического хребта [12]. Вообще полагается, что магматизм мезозойского времени в Тихом океане имел огромные масштабы [36]. Предполагаемые эпизоды мелового магматизма происходили в интервалах времени 120—115, 110—95 и 80—65 млн лет назад [32].

К наиболее подробно изученным гайотам северо-запада Тихого океана относится группа подводных гор, известная под названием гайоты Гейша, протягивающаяся полосой примерно от южной оконечности вала Хоккайдо в восточном направлении к южному окончанию возвышенности Шатского [39]. Средняя минимальная глубина вершин этих гайотов составляет 1420 ± 60 м, а излом выровненной поверхности — 1600 ± 120 м. Гайоты поднимаются над уровнем дна на высоту 4,5—4,9 км. Ширина цепи гайотов Гейша около 100 км. Возраст гайотов составляет от 94 млн лет на юго-востоке (г. Макарова) до 104 млн лет на северо-западе (г. Сейко). Возраст океанического ложа оценивается в этом же направлении от 141 до 156 млн лет. Предполагаемое топографическое поднятие дна, на котором были образованы вулканические постройки гайотов, составляет примерно 0,5—1,0 км. Несмотря на внушительный возраст, гайоты отмечаются довольно интенсивными аномалиями в свободном воздухе, которые, например, на гайоте Макарова достигают 125 мГал [43]. Гайот Макарова имеет диаметр основания около 70 км и вершинного плато около 15 км. Расчетный гравитационный эффект, который вызывает эта вулканическая постройка, составляет около 230 мГал. Поэтому частично или полностью гайот является все-таки изостатически скомпенсированным за счет прогибания под влиянием термального сжатия. На это указывает тот факт, что скорость опускания названных гайотов составляет около 0,02 мм/год, что хорошо согласуется с условиями термального охлаждения подводящего магматического канала.

Имеется ряд подводных гор в приэкваториальной части запада Тихого океана, которые характеризуются сравнительно интенсивными гравитационными аномалиями до 100 мГал и более. Некоторые из них, например отдельные горы Каролинских островов, имеют молодой возраст (от ~1 до 14 млн лет) [26]. Интенсивными аномалиями отмечается ряд подводных гор северного продолжения островов Маршалла. Но большинство подводных гор и хребтов мелового возраста, которые, как часто предполагается, образовались в результате воздействия на литосферную плиту той или иной «горячей точки», слабо выражены в гравитационном поле и почти полностью изостатически скомпенсированы. Это замечание касается о-вов Лайн, где магматизм проявлялся неоднократно как в меловое, так и в третичное время, но меловой был чрезвычайно интенсивным [23]. Примерно так же выражены Срединно-Тихоокеанские горы, которые образовались в раннем мелу на океанической коре, возраст которой колеблется от 115 до 150 млн лет. Эти горы расположены на хорошо выраженном топографическом поднятии дна океана в пределах 170° в. д. — 170° з. д. и 10° — 30° с. ш. [45]. Наконец, упомянем горы Музыкантов, расположенные к северо-востоку от Гавайских островов и имеющие возраст от 60 до 90 млн лет, которые почти полностью изостатически уравновешены и отмечаются аномалиями небольшой интенсивности (до 40—60 мГал) [20].

Заключение. Представление о термальной изостазии океанических поднятий, хребтов и подводных гор позволяет по-новому подойти к вопросу об изменении гравитационных аномалий во времени и характере этих изменений. Имеется заметная корреляция между возрастом океанических построек (исключая сводовые океанические поднятия) и интенсивностью аномалий в свободном воздухе. В то же время, бесспорно, что величина этих аномалий в свободном воздухе зависит не только от термальных пертурбаций в верхней мантии, но и степени образования «корней» подводных гор и хребтов в результате внедрения в земную кору магм как основного, так и промежуточного (между корой и мантией) состава. Эти две формы изостатической компенсации для хребтов и подводных гор являются, по всей видимости, определяющими, и в каждом отдельном случае могут наблюдаться их различные соотношения. Изгибная жесткость литосферы, скорее всего, не играет значительной роли и может быть приравнена к нулю.

Термальная изостазия открывает возможность оценки возраста подводных гор, по крайней мере, в качественном виде. Если же известна структура земной коры, то такие оценки могут быть более определенными.

Наконец, следует заметить, что сделанные выводы могут быть использованы не только для океанических областей. Развиваемая концепция «*crustal underplating*» применительно к континентам [16, 21], в сущности, является сходным процессом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев М. Е.* Современное состояние проблемы изостазии // Структура и эволюция тектоносферы/Ред. Ю. С. Генштафт, В. Н. Шелло.— М., 1987.— С. 216—252.
2. *Богданов Н. А., Хаин В. Е.* Основные этапы эволюции земной коры Филиппинского региона // Геология Филиппинского моря/Под ред. А. В. Пейве.— М.: Наука, 1990.— С. 243—250.
3. *Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В.* Структура подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным.— М.: Наука, 1975.
4. *Васильева Б. И., Егорова М. Г., Жильцов Э. Г. и др.* Новые данные о строении вала Зенкевича // Изв. АН СССР. Геол.— 1978.— № 11.— С. 121—142.
5. *Геолого-геофизический атлас Индийского океана/Под ред. Г. Б. Удинцева/АН СССР, ГУГК.— М., 1975.*
6. *Гнибиденко Г. С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
7. *Демин С. С., Ефимов А. Б.* О геодинамических моделях образования Гавайской вулканической структуры // Изв. АН СССР. Физ. Земли.— 1980.— № 10.— С. 3—11.
8. *Ефимов А. Б., Демин С. С.* Длительная сдвиговая прочность и изгиб литосферы у Гавайев // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 2.— С. 324—327.
9. *Кононов М. В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана.— М.: Наука, 1989.
10. *Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П. и др.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— М., 1967. (Тр. ГИН; Вып. 168).
11. *Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана // Геотектоника.— 1981.— № 1.— С. 5—18.
12. *Седов А. П.* Палеогеоморфология подводных гор Тихого океана в позднем мелу // Океанология.— 1981.— Т. XXI, вып. 5.— С. 836—944.
13. *Сычев П. М., Соинов В. В., Веселов О. В., Волкова Н. А.* Термоизостазия сводовых океанических поднятий, хребтов и подводных гор: термальные модели // Тихоокеан. геология.— 1993.— № 1.— С. 3—15.
14. *Стрейндж В.* Сравнение результатов с силой тяжести на поверхности Земли // Стандартная Земля/Ред. К. Лунквист, Г. Вейс.— М.: Мир, 1969.— С. 204—207.
15. *Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника)/* Под ред. Ю. М. Пушаровского, Ю. П. Непрочнова.— М.: Наука, 1984.
16. *Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах.— М.: Мир, 1988.
17. *Удинцев Г. Б.* Рельеф дна Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1957.— Т. 22.— С. 3—76.
18. *Bowin C.* Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoidal undulations and gravity anomalies // Marine Geodesy.— 1983.— V. 7.— N 1—4.— P. 61—100.
19. *Detrick R. S., Crough S. T.* Island subsidence, hot spots, and lithospheric thinning // J. Geophys. Res.— 1978.— V. 83.— P. 1236—1244.

20. *Freedman A. P., Parsons B.* Seasat-derived gravity over the Musicians seamounts // *Ibid.*—1986.—V. 91.—P. 8325—8340.
21. *Furlong K. P., Fountain D. M.* Continental crustal underplating: Thermal consideration and seismic-petrologic consequences // *Ibid.*—1986.—V. 91.—N B8.—P. 8285—8994.
22. *Furumoto A. S., Webb J. P., Odegard M. E., Hussong D. M.* Seismic studies on the Ontong Java Plateau, 1970 // *Tectonophysics.*—1976.—V. 34.—P. 71—90.
23. *Haggerty J. A., Schlanger S. D., Premoli-Silva I.* Late Cretaceous and Eocene volcanism in southern Line Islands and implications for hot spot // *Geology.*—1982.—V. 10.—P. 433—437.
24. *Gettrust J. F., Furukawa K., Kroenke L. W.* Crustal structure of the Shatsky Rise from seismic refraction measurements // *J. Geophys. Res.*—1980.—V. 85.—P. 5411—5415.
25. *Kaneoka I.* Evidence of subsidence of seamounts in the north-western Pacific // *Marine Geophys. Res.*—1972.—V. 1.—P. 412—417.
26. *Keating B. H., Maffey D. P., Helsley C. E. et al.* Evidence for a hot spot origin of the Caroline Islands // *J. Geophys. Res.*—1984.—V. 89.—P. 9937—9948.
27. *Kienle J.* Gravity and magnetic measurement over Bowers ridge and Shirshov ridge, Bering Sea // *Ibid.*—1971.—V. 76.—N 129.—P. 7138—7193.
28. *Konishi K.* Geotectonic framework of the Rykyio Islands (Nanseishoto) // *J. Geol. Soc. Japan.*—1965.—V. 71.—N 840.—P. 437—457.
29. *Larson R. L., Moberly R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.—V. 32, Washington, 1975.
30. *Ludwig W. J., Murauchi S., Den N. et al.* Structure of Bowers Ridge, Bering Sea // *J. Geophys. Res.*—1971.—V. 76.—N 26.—P. 6350—6366.
31. *Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. C., Alpha Tau Pho.* Tectonic history of the Central Aleutian Arc // *Geol. Soc. Amer. Bull.*—1973.—V. 84.—P. 1555—1574.
32. *Rea D. K., Vallier T. L.* Two Cretaceous volcanic episodes in the western Pacific Ocean // *Ibid.*—1984.—V. 94.—P. 1430—1437.
33. *Rubincam D. P.* Postglacial rebound observed by Lageos and the effective viscosity of the lower mantle // *J. Geophys. Res.*—1984.—V. 89, N B2.—P. 1077—1087.
34. *Ryan M. P.* The mechanism and three-dimensional internal structure of active magmatic system: Kilauea Volcano, Hawaii // *Ibid.*—1988.—V. 93, N B5.—P. 4213—4248.
35. *Sandwell D. T., Renkin M. L.* Compensation of swells and plateaus in the North Pacific: no direct evidence for mantle convection // *Ibid.*—P. 2775—2783.
36. *Schlanger S. O., Jenkyns A. C., Premoli-Silva I.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions // *Earth Planet. Sci. Lett.*—1981.—V. 52.—P. 435—449.
37. *Segawa J.* Gravity measurements at sea by use of the T. S. S. G. P. 2. Results of the measurements // *J. Phys. Earth.*—1970.—V. 18.—P. 203—284.
38. *Sychev P. M., Soinov V. V., Veselov O. V.* Heat flow as an indicator of dynamics of deep processes occurring in marginal seas and island arcs of the North-West Pacific // *Heat flow and Lithosphere structure.*—Berlin; Springer Verlag, 1991.—P. 264—282.
39. *Vogt P. R., Smoot N. C.* The Geisha Guyots: multibeam bathymetry and morphometric interpretation // *J. Geophys. Res.*—1984.—V. 89.—P. 11085—11107.
40. *Warner M. R.* Seismic reflection from the Moho—the effect of isostasy // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*—1987.—V. 88.—N 2.—P. 425—435.
41. *Watts A. B., Kogan M. G., Bodine J. H.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kuril Island Arc-Trench system/Lamont-Doherty Geol. Observatory, Palisades.—New York, 1977.
42. *Watts A. B.* An analysis of isostasy in the world's oceans. 1. Hawaiian-Emperor seamount chain // *J. Geophys. Res.*—1978.—V. 83, N B12.—P. 5989—6004.
43. *Watts A. B., Bodin J. H., Ribe N. M.* Observation of flexure and geological evolution of the Pacific basin // *Nature.*—1980.—V. 283, N 5747.—P. 532—537.
44. *Watts A. B., McKenzie D. P., Parsons B. E., Roufousse M.* The relation between gravity and bathymetry in the Pacific Ocean // *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.*—1985.—V. 83.—P. 263—298.
45. *Winterer E. L., Metzler C. V.* Origin and subsidence of guyots in mid-Pacific mountains // *J. Geophys. Res.*—1984.—V. 89.—P. 9969—9979.

К ПРОБЛЕМЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕГО ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Рассматриваются теоретические вопросы, связанные с проблемой регионального гравитационного моделирования тектоносферы Тихого океана, приведением остаточных гравитационных аномалий в так называемый «нормальный» уровень и другими проблемами гравитационного моделирования дна океанов.

Первые сведения о характерном распределении гравитационных аномалий окраинных систем дуга — желоб — океан северо-западной части Тихого океана были получены еще в 30-х гг. маятниковыми приборами на подводных лодках [53]. Выявленная дипольная структура поля — максимум над островной дугой и минимум над желобом — уже тогда привлекала внимание исследователей, пытавшихся объяснить этот феномен. Поскольку сведения о строении земной коры акваторий в то время отсутствовали, для объяснения этого явления была привлечена так называемая модель тектогена [52], согласно которой в районе желобов слой земной коры под действием сжимающих напряжений вдавливается в мантию. Этим явлением пытались объяснить минимум поля над желобом и краевые максимумы над дугой и валом. В 50-х годах появились первые работы по глубинному сейсмическому зондированию земной коры акваторий методами преломленных волн. Наибольший объем таких исследований был выполнен в переходных зонах Тихого океана [39, 48, 56]. В связи с этим проблема объяснения характерного распределения аномального гравитационного поля окраинных систем вошла в новую фазу. Так, Дж. Уорзел [59], анализируя данные МПВ и маятниковой съемки в районе Берингоморской окраинной системы, пришел к выводу, что гравитационные аномалии этой зоны можно объяснить только изменениями мощности земной коры. Однако при этом получается неоправданно тонкая кора под желобом и аномально толстая под островной дугой и окраинным морем. Кроме того, наблюдаемая кривая объясняется гравитационным влиянием такой модели с расхождением 30 мГал. Эту интерпретацию нельзя признать удовлетворительной, потому что неучет таких расхождений по полю вполне может оказаться игнорированием влияния мантийных неоднородностей. Уже первые результаты плотностного моделирования земной коры Курило-Камчатской переходной зоны по материалам ГСЗ и маятниковой гравиметрической съемки [8] показали, что несмотря на редкость пунктов съемки (были пропущены существенные аномалии) нельзя удовлетворительно объяснять наблюдаемое поле гравитационным влиянием структур земной коры даже при существенных вариациях плотности. Таким образом, с необходимостью приходится допускать наличие плотностных неоднородностей и в мантии.

В начале 60-х гг. в связи с появлением набортных гравиметров с непрерывной записью поля совместная интерпретация данных ГСЗ и гравиметрии перешла в качественно новую стадию. Было показано [9, 26, 45], что для удовлетворительного согласования наблюдаемой гравитационной кривой с кривой так называемой остаточной мантийной аномалии необходимо предположить под островным склоном желоба наличие аномально уплотненного блока мантии. Мантийная аномалия была получена за счет исключения гравитационного влияния слоев земной коры из наблюдаемой аномалии Буге. Однако область совмещения наблюдаемой и остаточной мантийной кривых выбрана в области окраинного моря (Охотского), т. е. в регионе, где предполагаются аномальные свойства строения земной коры и верхней мантии. В результате не было вы-

делено разуплотнение верхней мантии под морем, выявленное при более поздних исследованиях [2, 3, 10, 51], где совмещение мантийной и наблюдаемых кривых производилось в океане, тогда как совмещение кривых в районе окраинного моря скорее, указывало на небольшое уплотнение под Курильской котловиной Охотского моря [9].

В конце 60-х, в 70-е гг. в связи с интенсивным развитием идей новой глобальной тектоники для плотностного моделирования переходных зон были привлечены представления о наличии в мантии этих зон наклонного слоя литосферной плиты, погружающегося в районе желобов под континент. Необходимой деталью этих моделей является аномально разуплотненная область мантии над погружающейся плитой, связываемая с разогревом мантии в результате трения [10, 49, 51, 54]. При общем характере этих моделей они различаются степенью сложности. Так, в модели Дж. Сегавы и Ю. Томоды [54] выделяется аномально плотный наклонный слой, погружающийся в мантию постоянной плотности, а в модели Дж. Гроу [49], кроме того, выделяются эклогитовый слой (в верхней фронтальной части погружающейся плиты) и постепенное уплотнение плиты с глубиной в результате фазовых переходов. В мантии также плотность увеличивается с глубиной.

Теоретически было показано, что в рамках моделей зон субдукции можно удовлетворительно объяснить распределение остаточных мантийных аномалий, однако для этого нужно предположить существенные вариации параметров этих моделей и присутствие в мантийной аномалии компоненты линейного регионального фона [4]. Но вместе с тем было показано, что с таким же успехом выделяемую мантийную аномалию можно связать с принципиально иной моделью — моделью локальных плотностных неоднородностей [4]. Детальные сейсмические исследования последних лет по изучению скоростного строения верхней мантии зон перехода, особенно в Курило-Камчатской и Японской зонах, выполненные по невязкам времен пробега сейсмических волн, показали, что наклонный высокоскоростной слой мантии мощностью от 50 до 100 км, отождествляемый с погружающейся литосферной плитой, действительно существует. Непосредственно над плитой (область мантии под островной дугой и окраинным морем) выделяется зона пониженных скоростей — низкоскоростной клин [5, 25, 29, 30, 40, 42, 57]. Эти объективные реальности привели к тому, что таким противником теории тектоники плит, как П. М. Сычев, на основании вышеупомянутых сейсмологических и других геолого-геофизических данных была предложена плотностная модель строения верхней мантии, качественно не отличающаяся от соответствующих моделей зон субдукции [41]. Разница лишь в том, что процессы, приведшие к такой структуре мантии, предполагаются совершенно иными.

Из вышесказанного следует, что, по-видимому, для верхней мантии окраинных систем дуга — желоб — океан северо-запада Тихого океана при моделировании верхней мантии следует включать наклонный высокоскоростной слой, погружающийся в сторону континента и область разуплотнения мантии над ним.

При интерпретации остаточных мантийных аномалий в зонах перехода большое значение имеет выбор нулевого уровня аномалий. В качестве такого нулевого уровня, как правило, принимается гравитационное влияние стандартной океанической колонки, включающей стратифицированный разрез земной коры и самые верхи однородной мантии. Так, Дж. Сегавы и Ю. Томоды [54] подчеркивают, что их плотностные модели настолько правильны, насколько правильна принятая ими норма в плотностной колонке океанической котловины. Подчеркивается [6] ограниченность способа нормирования только до подошвы земной коры. Так, для северо-западной части Тихого океана существует, по крайней мере, несколько различных колонок [2, 9, 51, 54, 58, 59]. Данный метод приведения мантийной аномалии к нулевому уровню автоматически предполагает тот факт, что верхняя мантия столь стабильной структуры, как

Тихоокеанская плита, существенно однородна. Однако, по-видимому, это не так.

Первые сведения о неоднородности верхних слоев тектоносферы ложа Тихого океана были получены в 50-х годах в связи с проведением здесь первых работ по глубинному сейсмическому зондированию земной коры методом преломленных волн. К настоящему времени усилиями советских, американских (США) и японских исследователей накоплен большой объем работ, выполненных этим методом. Результаты этих работ, в частности, указывают на скоростную (а, следовательно, и на плотностную) разнородность земной коры и подкорового слоя верхней мантии. Сведения о разнородности более глубоких слоев мантии (глубины более 20 км) получены в основном по результатам анализа дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн по трассам, пересекающим океан [12, 60], а также по результатам советских и японских глубинных сейсмических экспериментов с использованием землетрясений и больших взрывов [38, 55]. Исследования по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн указывают на возрастание мощности литосферы с увеличением ее возраста [60]. Отмеченные выше глубинные сейсмические эксперименты дают в основном стратификацию скоростного строения мантии до глубин порядка 150 км. На плотностную разнородность литосферы и астеносферы обращается пристальное внимание в обобщающем исследовании естественных физических полей океана, проведенном Р. М. Деменицкой, С. С. Ивановым и Э. М. Литвиновым [11].

На латеральную разнородность более глубоких областей мантии (глубины от 500 до 900 км) [43] указывают спутниковые данные [50], в соответствии с которыми интенсивность длинноволновых (длина волны более 1000 км) гравитационных аномалий, устойчиво определяемых по отклонениям траекторий спутников, закономерно уменьшается от положительных значений в районе островных дуг и окраинных морей до отрицательных значений в центральных частях океана. Обобщение сейсмологических данных с применением методов сейсмической томографии позволило американским (США) сейсмологам выявить скоростную гетерогенность всего объема мантии как в пределах исследуемого региона, так и всей Земли в целом [47]. Анализ вышеприведенных материалов показывает, что тектоносфера Тихоокеанского талассократона, долгое время считавшегося эталоном стабильности и однородности, при детальном рассмотрении, в свете накопленных за последние десятилетия геофизических данных, обнаруживает признаки существенной разнородности как по латерали, так и по глубине.

Из вышеизложенного следует, что проблема регионального гравитационного моделирования тектоносферы Тихого океана весьма сложна и требует пристального изучения. В особенности же это касается такой важной составной ее части, как приведение остаточного поля в так называемый нулевой уровень. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

До недавнего времени при построении региональных плотностных моделей для приведения модельного поля к так называемому нормальному уровню применялось в основном три способа.

В первом способе в качестве репера используется гравитационный эффект нормального разреза земной коры и однородной верхней мантии. При исследованиях верхней мантии в зоне перехода за нормальный расчетный уровень обычно принимают прямой эффект плотностной колонки океанического ложа [2, 54]. Колонка включает стратифицированный разрез земной коры и соответствующий интервал однородной верхней мантии. Такая колонка принимается за «норму» по отношению к гетерогенной земной коре и аномальной верхней мантии в системе окраинное море — дуга — желоб.

Во втором способе в качестве функции приведения рекомендуются значения силы тяжести планетарной плотностной модели Земли, полученной К. М. Картвелишвили путем модификации сферически-симметричной плотностной модели А. М. Дзевонского [47] в эллипсоидальную

[13]. Здесь основу составляет плотностная колонка вплоть до центра Земли. Причем распределение плотностей в колонке основывается на данных сейсмологии и соответствует нормальному полю Земли (по Гельмерту). Однако колонка, принятая за «норму», построена путем глобального осреднения так, что земная кора фактически не стратифицируется.

Третий способ синтезирует предыдущие, причем объединяет достоинства каждого из них. Здесь модель приведения основана на плотностных колонках глубоководной котловины. Колонки, в свою очередь, привязаны к стандартной модели А. М. Дзевонского [47], отвечающей за реальное распределение плотностей мантии вплоть до центра Земли. Работа эта проведена В. Г. Козленко [15] с использованием способа вариации плотностей [32].

Все три способа предполагают интерпретацию аномалий силы тяжести методом подбора. Однако очевидно, это не есть «истина в последней инстанции», о чем говорят сами исследователи. Так, Дж. Сегави и Ю. Томода [54] подчеркивают, что их результативные плотностные модели настолько правильны, насколько правильно принята норма в плотностной колонке океанической котловины. Здесь допускается возможность принятия иной стратификации земной коры и иной плотности верхней мантии. В. Б. Бурьянов с соавторами [7] подчеркивает ограниченность первого способа нормирования только до подошвы земной коры. По К. М. Картвелишвили [13], расхождение поля силы тяжести плотностной модели Земли от нормального поля реальной Земли (по Гельмерту) для континентальной плотностной колонки достигает 20 мГал, а для океанической — 356 мГал, причем 300 мГал — это систематическое расхождение. Очевидно, что здесь не исчерпаны возможности согласования модельного поля и нормального поля по Гельмерту, а следовательно и дальнейшего уточнения параметров плотностной модели К. М. Картвелишвили. С. С. Красовский с соавторами [24] указывают на возможность большой погрешности в определении параметров нормированной плотностной колонки и на необходимость весьма осторожного отношения к «стандартным» моделям, основанным на трехзвенных и многозвенных вариациях плотностей. С. С. Красовский справедливо указывает на значительные технологические трудности использования «стандартных» плотностных моделей среды, особенно в переходных зонах от континента к океану. На это обращает внимание и М. А. Алексидзе [1].

Несмотря на существенные возражения, реализация способа приведения модельного поля по В. Г. Козленко, основанная на параметризованных по геофизическим данным и согласованных с гравитационным полем (решением прямой задачи) плотностных колонках, представляется наиболее очевидной и целостной. Поэтому рекомендация В. И. Старостенко [34] использовать для приведения модельного поля нормальные распределения плотности, построенные В. Г. Козленко [14] обоснована.

В. Г. Козленко и Э. Л. Шен [15] обращают внимание, что при работе со сложными плотностными моделями проявляются два вида неоднозначности: принцип эквивалентности в классическом понимании и неоднозначность, связанная с конструированием интерпретационных схем. Второй вид неоднозначности определяется неконтролируемостью модели и произвольным выбором уровня отнесения расчетных аномалий [14].

По мнению В. Г. Козленко, ни одна из строящихся ныне гравитационных моделей по существу не сопровождается оценкой достоверности. Однако с этим утверждением нельзя согласиться. В настоящее время вопрос о получении контролируемого решения успешно разрабатывается А. Н. Тихоновым [44], В. Н. Страховым [37], В. И. Старостенко [31] и др. Надежность интерпретационных расчетов оценивается с помощью квазиреального эксперимента, имитационного моделирования, вычислительных экспериментов на модельных примерах. По мнению В. Н. Страхова, результаты, получаемые на модельных примерах (имитационных моделях), в целом, подтверждаются [36].

Решение обратной задачи гравиметрии в линейной постановке позволяет неоднозначность, связанную с выбором уровня расчетных аномалий, отнести к первому виду неоднозначности — принципу эквивалентности в классическом понимании, т. е. к той неоднозначности, которая аналогична неоднозначности восстановления по полю распределения масс в замкнутой гравитационной модели. И действительно, региональный фон, параметризованный алгебраическим полиномом, включен наряду с плотностным распределением в вектор параметров, подлежащих определению (уточнению) путем решения обратной задачи. Теоретическое обоснование такого подхода и конструктивные рекомендации по реализации этой идеи даны в монографии В. И. Старостенко [31]. Автором же данной статьи на десятках вариантов модельных примеров, при отладке машинного алгоритма, была показана возможность устойчивого определения и автоматического учета параметров регионального фона [18].

Параметризация регионального фона выполняется линейным полиномом

$$p_i = B\varnothing + B1 \times X_i, \quad (1)$$

где X_i — координата расчетной точки (гравиметрической станции) на профиле; $B\varnothing$, $B1$ — коэффициенты полинома. $B\varnothing$ — это тот параметр, который связывается с расчетным уровнем модельного поля. Однако $B\varnothing$ не есть собственно расчетный уровень. Предварительная оценка расчетного уровня поля определяется прямым гравитационным эффектом от полной массы априорного плотностного разреза, который строится на основе всех имеющихся геолого-геофизических данных (МОВ, КМПВ, ГСЗ, сейсмология, геотермия, геоэлектрика и т. п.). Таким образом, априорные модели не в меньшей мере отвечают принципу оптимальности, чем перечисленные выше модели приведения. Очевидно, что детальные априорные модели включают соответствующие объемы осредненных «стандартных» моделей. $B\varnothing$, в свою очередь, является тем общим «довеском» (с соответствующим знаком), который обусловлен, например, погрешности определения сейсмических скоростей в разрезе и пересечением скорости в плотность, не находит объяснения в плотностном распределении моделируемых масс и подлежит определению и автоматическому учету в процессе решения обратной задачи. В этом и заключается физико-геологическое толкование $B\varnothing$.

Теоретическое обоснование единственности решения обратной задачи в принятом нами классе параметризованных моделей сделано В. Н. Страховым. Теория устойчивых методов решения такой задачи обоснована и предложена В. И. Старостенко [31].

Если удастся в рамках принятой методики определенным образом решать вопросы, находящие свое разрешение в способе, предложенном В. Г. Козленко, то, очевидно, что модели естественным образом «вкладываются» в глобальную плотностную модель Земли и все результаты интерпретации всегда сопоставимы между собой, т. е. нет проблемы их «сбивки». В этом смысле очень удобен используемый прием работы с абсолютными плотностями. В таком случае даже машинный листинг несет определенную смысловую геологическую нагрузку, плотностные разрезы сопоставляются и геологически интерпретируются без промежуточных пересчетов. Кроме того, отказ от приема работы в избыточных плотностях значительно упрощает параметризацию плотностных разрезов.

Разумеется, что «сбивка» должна осуществляться по плотностным параметрам среды с учетом оценок достоверности решения в каждой региональной модели, для каждого плотностного параметра (аппроксимирующего элемента). Не следует ожидать стыковки моделей по параметру $B\varnothing$, так как последний является функцией общей моделируемой массы и линейных масштабов каждой конкретной модели. Эти модели, к тому же, могут отличаться точностью исходной параметризации.

Что же касается $B1$, то этот параметр всегда определяется устойчиво. Если допустить латеральную гетерогенность ниже моделируемых масс, которая естественно находит отражение в интерпретируемом поле, то лучше ее грубо учитывать с помощью $B1$ чем вообще не учитывать. Кроме того, $B1$ играет определенную роль компенсатора ошибок, вносимых грубостью «краевого наращивания».

Опыт работы с океаническими геотраверсами [16—21, 33, 35] показал невозможность устойчивого восстановления параметра $B\emptyset$. Возможной причиной неустойчивого определения (уточнения) параметра регионального фона $B\emptyset$ для плотностной модели океанического геотраверса, в отличие от результатов геоплотностного моделирования переходных зон [22, 23], является определяющая горизонтальная слоистость плотностного разреза. Как следует из работы Т. В. Романюк и В. Н. Страхова [27], чем менее «проработанным» является разрез (чем меньшие колебания имеют линии горизонтальных границ раздела, выявляемых по сейсмическим данным), тем более устойчивой и трудной становится обратная задача гравиметрии. Особенно это касается надежности определения и учета длинноволновой помехи, которой, по сути дела, является региональный фон.

Таким образом, для плотностной структуры, характеризующейся определяющей горизонтальной слоистостью, не обеспечивается надежный автоматизированный подбор $B\emptyset$, т. е. «формальное» уточнение уровня отнесения расчетных значений поля не гарантировано. В данном варианте моделирования определяющим (и фактически фиксированным) «репером» оказывается априорный плотностный разрез. В варианте же приведения по В. Г. Козленко [14] фактическим «репером» для уровня отнесения расчетных значений поля оказывается нормальный плотностный разрез. Поэтому при моделировании океанических геотраверсов следует ограничиться, в смысле использования полинома, аппроксимирующего региональный фон ($B\emptyset + B1 \times X$), только вторым его членом $B1 \times X$, а в качестве уровня отнесения расчетных значений поля взять не $B\emptyset$, а V^n , т. е. гравитационное влияние нормального плотностного разреза глубоководной котловины по В. Г. Козленко [14].

Таким образом, для океанических геотраверсов вышеприведенная математическая модель (1) может быть представлена в виде:

$$\sum_{j=1}^N A_{ij} \sigma_j + B1 \times X_i^1 = V_{\xi i}^n + V_{\xi i}^n, \quad (2)$$

где

$$V_{\xi i}^n = \sum_{j=1}^N A_{ij} \sigma_j^n. \quad (3)$$

Здесь $V_{\xi i}^n$ — гравитационное влияние в i -й точке нормальной плотностной модели глубоководной котловины по В. Г. Козленко [14]; σ_j — плотность в j -м блоке разбиения нормальной модели, остальные обозначения те же, что и для модели (1). В этом случае получаемые решения следует рассматривать как решения в рамках модельных представлений о нормальном распределении плотности внутри Земли [14].

При работе в рамках соотношения (2) — (3) не представляет технологических трудностей применить при необходимости сколь угодно сложные нормальные плотностные разрезы, V^n легко предварительно вычисляется, а априорный разрез не требуется переводить в избыточные плотности. Примером сложного нормального разреза может служить ряд нормальных плотностных колонок [28], использованных ранее [46]. Приведенный способ моделирования тектоносферы синтезирует качество предыдущих способов, имеет развернутое физико-геологическое обоснование, обеспечивает непосредственное получение плотностного распределения в абсолютных значениях и возможность «сбивки» результатов интерпретации в рамках модельных представлений о нормальном распределении плотности внутри Земли, прост в технологии моделирования, дает возможность учитывать распределение аномальных геоплотностей во внешней области.

Интересными и полезными для практики регионального геоплотностного моделирования являются результаты, полученные автором ранее [20], указывающие на возможные изменения в модельных построениях в зависимости от разных уровней отнесения расчетных значений поля. Следствием разных уровней, при которых выполнено численное решение обратной задачи гравиметрии, могут быть разные абсолютные значения рассчитанных плотностей геоблоков отдельных слоев, что приводит к перестройке контуров зон разуплотнения (особенно в глубоких частях разреза верхней мантии), и сопряженные перераспределения уплотненных и разуплотненных блоков литосферы, астеносферы и подастеносферного слоя в вертикальных плотностных колонках, что также приводит к перестройке контуров зон разуплотнения. В связи с этими данными, крайность точки зрения В. Г. Козленко [14] становится понятной. Вопрос определения и учета фоновой компоненты (и прежде всего нормального уровня поля) требует пристального внимания при проведении региональных построений геоплотностных моделей [20].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексидзе М. А.* Алгоритм региональной интерпретации гравиметрических данных // Геологическое истолкование потенциальных полей.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 3—9.
2. *Артемьев М. Е., Бодин Дж.* Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1978.— № 2.— С. 3—17.
3. *Артемьев М. Е.* Структура гравитационного поля // Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.— Киев: Наук. думка, 1979.— С. 20—27.
4. *Артемьев М. Е., Стразов В. Н., Лапина М. И., Токарь Л. М.* Плотностные неоднородности под системой островных дуг // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1982.— № 1.— С. 3—24.
5. *Болдырев С. А., Кац С. А.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология.— 1982.— № 2.— С. 80—95.
6. *Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М.* Комплексное изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наук. думка, 1983.
7. *Бурьянов В. Б., Козленко В. Г., Русаков О. М., Соловьев В. Д.* Методика и результаты интерпретации гравитационного поля основных структур Мирового океана // Геологическое истолкование потенциальных полей.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 33—45.
8. *Гайнанов А. Г., Ушаков С. А.* Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 158, № 3.— С. 594—597.
9. *Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А. и др.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
10. *Гайнанов А. Г.* Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 5.— С. 21—30.
11. *Деменицкая Р. М., Иванов С. С., Литвинов Э. М.* Естественные физические поля океана.— Л.: Недра, 1981.
12. *Дорман Д.* Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 215—222.
13. *Картвелишвили К. М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли.— М.: Наука, 1983.
14. *Козленко В. Г.* Применение системного подхода к интерпретации данных гравиметрии // Геологическое истолкование потенциальных полей.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 210—229.
15. *Козленко В. Г., Шен Э. Л.* К построению и детализации глобальной плотностной модели // Там же.— С. 118—121.
16. *Косыгин В. Ю.* Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Тихий океан — Берингово море // III Тихоокеан. школа по морской геологии, геофизике и геохимии: Тез. докл. Ч. 2/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 14—16.
17. *Косыгин В. Ю.* Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Филиппинское море — Тихий океан // Там же.— С. 13—14.
18. *Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 5.— С. 27—38.
19. *Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Японии — Гавайи // Там же.— 1986.— № 5.— С. 3—22.
20. *Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Многовариантный анализ плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы // III Тихоокеан. школа по морской геологии,

- геофизике и геохимии: Тез. докл. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 3—24.
21. *Косыгин В. Ю., Лютая Л. М., Сеначин В. Н.* Гравитационное поле и плотностное строение тектоносферы центрального звена Северо-Западной котловины Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 4—11.
 22. *Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан // Там же.— 1985.— № 1.— С. 72—84.
 23. *Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса остров Сахалин — остров Итуруп — Тихий океан // Там же.— 1985.— № 6.— С. 36—48.
 24. *Красовский С. С., Курприенко П. Я., Литвиненко П. Е.* Об эквивалентности плотностных моделей глубинных структур // Геологическое истолкование потенциальных полей.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 194—210.
 25. *Кузин И. П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки.— М.: Наука, 1974.
 26. *Лившиц М. Х.* К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца // Геология и геофизика.— № 1.— 1965.— С. 11—20.
 27. *Романюк Т. В., Страхов В. Н.* Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1984.— № 7.— С. 64—80.
 28. *Русаков О. М.* Новый способ привязки расчетных аномалий при гравитационном моделировании океанических структур // Докл. АН УССР.— 1983.— № 2.— С. 23—26.
 29. *Сергеев К. Ф.* О механизме образования Курильской островной системы // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.— С. 62—71.
 30. *Сергеев К. Ф., Ромашова О. Н.* Изостазия Охотоморско-Япономорского региона // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 283, № 4.— С. 968—972.
 31. *Старостенко В. И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наук. думка, 1978.
 32. *Старостенко В. И., Шен Э. Л.* Способ вариации плотностей при построении системы гравитационных моделей // Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей.— Киев: Наук. думка, 1981.— С. 373—379.
 33. *Старостенко В. И., Манукян А. Г.* Решение прямой задачи гравиметрии на шарообразной Земле // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 12.— С. 34—49.
 34. *Старостенко В. И.* О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.— С. 120—122.
 35. *Старостенко В. И., Исаев В. И., Сидоренко О. В., Васильева П. Б.* Опыт применения нелинейного программирования для решения обратной задачи гравиметрии // Геофиз. журн.— 1985.— № 3.— С. 13—22.
 36. *Страхов В. Н.* Важная веха // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1984.— № 1.— С. 108—111.
 37. *Страхов В. Н.* Перспективы и пути развития теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 4.— С. 60—70.
 38. *Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника)* // Под ред. Ю. М. Пушаровского, Ю. П. Непрочного.— М.: Наука, 1984.
 39. *Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану* // Под ред. Е. И. Гальперина, И. П. Космической.— М.: Наука, 1984.
 40. *Судзуки С.* Латеральные вариации скорости Р-волн в верхней мантии Северной Японии, установленные по данным времен пробега от землетрясений // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1978.— С. 127—137.
 41. *Сычев П. М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
 42. *Тараканов Р. З., Ким Чун Ун.* Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона по сейсмическим данным // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 27—42.
 43. *Тараканов Ю. А., Черевко Т. Н.* Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1979.— № 4.— С. 25—41.
 44. *Тихонов А. Н.* О математических методах автоматизации обработки наблюдений // Проблемы вычислительной математики.— М.: Изд-во МГУ, 1980.— С. 3—17.
 45. *Тузев И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
 46. *Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И. и др.* Строение земной коры и мантии в зоне планетарного Индийского минимума геопотенциала // Геотектоника.— 1984.— № 1.— С. 24—33.
 47. *Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R.* Parametrically simple earth model consistent with geophysical data // Phys. Earth and Planet. Inter.— 1975.— N 10.— P. 12—48.
 48. *Ewing M., Ludwig W., Ewing J.* Oceanic crustal history of the Bering Sea // J. Geophys. Res.— 1965.— V. 70.— N 18.— P. 4593—4600.
 49. *Grow J. A.* Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian arc // Bull. Seismol. Soc. Amer.— 1973.— V. 84.— P. 2169—2190.

50. Khan M. A. Accuracy of the Earth's gravity field model // Phys. Earth and Planet. Inter.— 1983.— V. 31.— P. 231—240.
51. Kogan M. G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere // J. Geophys. Res.— 1975.— V. 80, N 11.— P. 1381—1390.
52. Kuenen P. H. The negative isostatic anomalies in the East Indies, with experiments // Leidsche Geol. Meded.— 1936.— N 8.— P. 169—214.
53. Matuyama M. Distribution of gravity over Nippon and related areas // Proc. Imp. Acad. Japan.— 1936.— N 12.— P. 93—98.
54. Segawa J., Tomoda Y. Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath oceanic trench-margin/sea transitional zones // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin/Amer. Geophys. Union.— Washington, 1976.— P. 35—52. (Geophys. Managr.; N 19).
55. Shimamura H., Asada T., Inatati H. et al. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the Northwestern Pacific // Phys. Earth and Planet. Inter.— 1983.— N 31.— P. 348—362.
56. Shor G. G. Structure of the Bering Sea and the Gulf of Alaska // Marine Geology.— 1964.— V. 1.— P. 213—229.
57. Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arc with special reference to the Japan region // Rev. Geophys. Space Phys.— 1971.— V. 9.— P. 839—890.
58. Worzel J. L., Schubert G. L. Gravity interpretation from standart oceanic and continental sections // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.— 1955.— N 62.— P. 87—100.
59. Worzel J. L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959.— N. Y., 1965.
60. Yoshii T. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1975.— N 25.— P. 305—312.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
26 июня 1992 г.

УДК 550.84

А. Н. Калягин, Н. Я. Коварский, И. Г. Родзик,
В. Н. Кустов

СОВРЕМЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОМ ПОДНЯТИИ

Изучено пространственное распределение взвешенной и растворенной форм Hg, Se и Zn в придонных океанских водах в районе действующих «черных курильщиков». При излиянии флюидов из труб источников в окружающих водах образуются своеобразные аномальные зоны грибообразной формы, достигающие 1000 м от дна, обогащенные растворенными цинком и церием и обедненные растворенной ртутью. Аномальные зоны взвешенных форм металлов достигают более низких горизонтов (150 м), на которых скорость подъема вод становится близкой или меньшей скорости оседания частиц взвеси. Отчетливо наблюдается процесс трансформации взвешенных форм в растворенные по мере перехода к более высоким горизонтам.

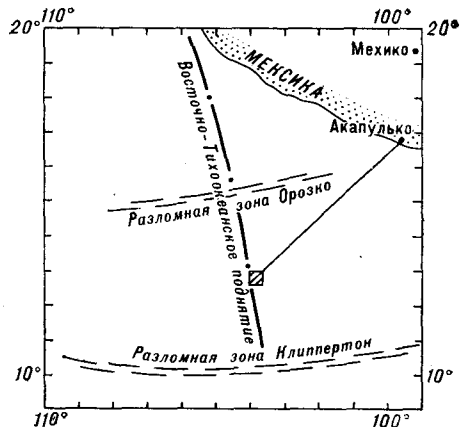
На основании полученных данных по концентрации и распределению Се в аномальных водах сделан вывод, что флюиды поступают в морскую воду не только из труб «курильщиков», но и из пор и трещин дна, причем природа и состав этих вод, поступающих из различных источников, могут резко различаться.

Открытие на морском дне гидротермальных источников, приуроченных к срединно-океаническим хребтам [11, 24], подтвердило их важную роль в качестве поставщиков металлоносных растворов в океанскую воду с образованием различных гидрохимических аномалий [1, 6, 17, 18].

Такие аномалии могут быть различными по размерам, форме и контрастности, в зависимости от мощности и периода пульсаций выбросов флюида из источников [7]. Как правило, характер выбросов по интенсивности, периодичности и составу достаточно устойчив на протяжении многих лет [8], что облегчает расчет баланса веществ, поступающих из источников и трансформирующихся в зонах их действия. Однако детальная картина гидрохимического и микроэлементного состава этих аномалий остается пока слабо изученной, что не позволяет осуществлять надежный прогноз стадий развития тектономагматической системы и облегчить поиск наиболее перспективных районов формирования подводных полиметаллических руд. В данной работе рассматриваются особенности пространственного распределения в водах, прилегающих к источ-

© А. Н. Калягин, Н. Я. Коварский, И. Г. Родзик, В. Н. Кустов, 1993

Рис. 1. Схема расположения полигона (штриховой контур).



никам, взвешенных и растворенных форм ртути, церия, европия и цинка, поведение которых наиболее ярко характеризует основные варианты геохимического поведения микроэлементов в подобных аномалиях.

Полигоном для исследования был выбран район подводных сульфидопроявлений Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) вблизи 13° с. ш. Здесь наиболее полно представлены и достаточно подробно описаны различные морфогенетические типы «курильщиков», а также плащеобразные залежи более ранних полиметаллических руд на подводных горах [9, 12—14, 19, 21], что позволяет, сопоставляя химический состав аномальных вод и руд, делать более обоснованные выводы о возможном механизме образования последних.

В течение 10 дней ноября 1988 г. (13-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов») были отобраны пробы по профилю, ориентированному перпендикулярно оси рифта (рис. 1). Пробоотбор проводили пластиковыми батометрами с горизонтов 10, 20, 75, 150, 400, 1000 и 2000 м от дна. В пробах определялось содержание рудных микроэлементов отдельно в растворенной и взвешенной форме. Для этого взвесь предварительно отделялась ультрафильтрацией (диаметр пор 0,45 мкм), после чего концентрирование микроэлементов из фильтрованной пробы проводили методом соосаждения их в гидроксид магния, выделяющуюся из морской воды при ее электрохимическом подщелачивании. Методика и устройство для электрохимического концентрирования не отличались от описанных ранее [2]. Взвесь и электроосажденный концентрат анализировали далее нейтронно-активационным методом [4].

Как следует из полученных нами данных, смешение гидротермального раствора с водами придонного горизонта приводит к заметному повышению их температуры (рис. 2). Максимальная температура (8,92 °C)

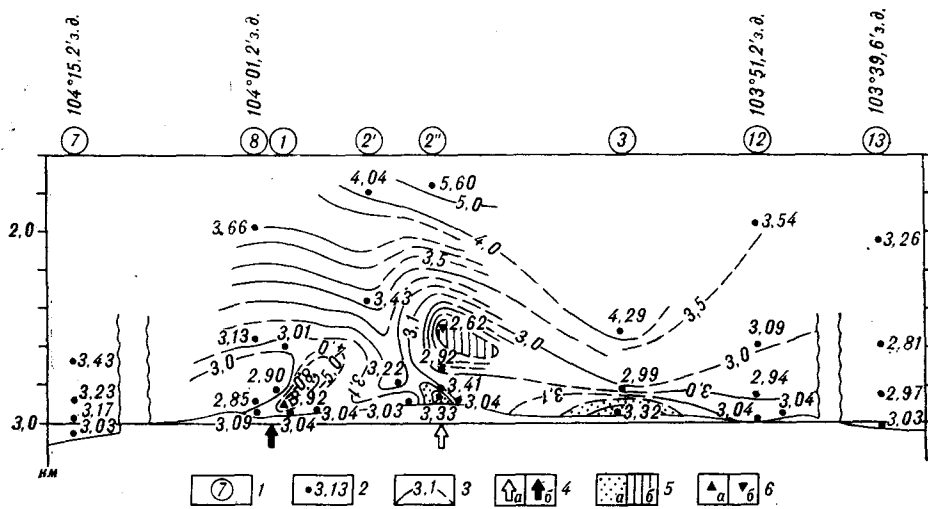


Рис. 2. Распределение температур в придонном слое морской воды на разрезе по 13° с. ш. (в градусах С).

1 — станции и их номера; 2 — места измерения температур и их величины; 3 — изотермы установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); 4 — осевой (а) и внеосевой (б) грабены; 5 — температурные аномалии положительные (а) и отрицательные (б); 6 — температурный максимум (а) и минимум (б).

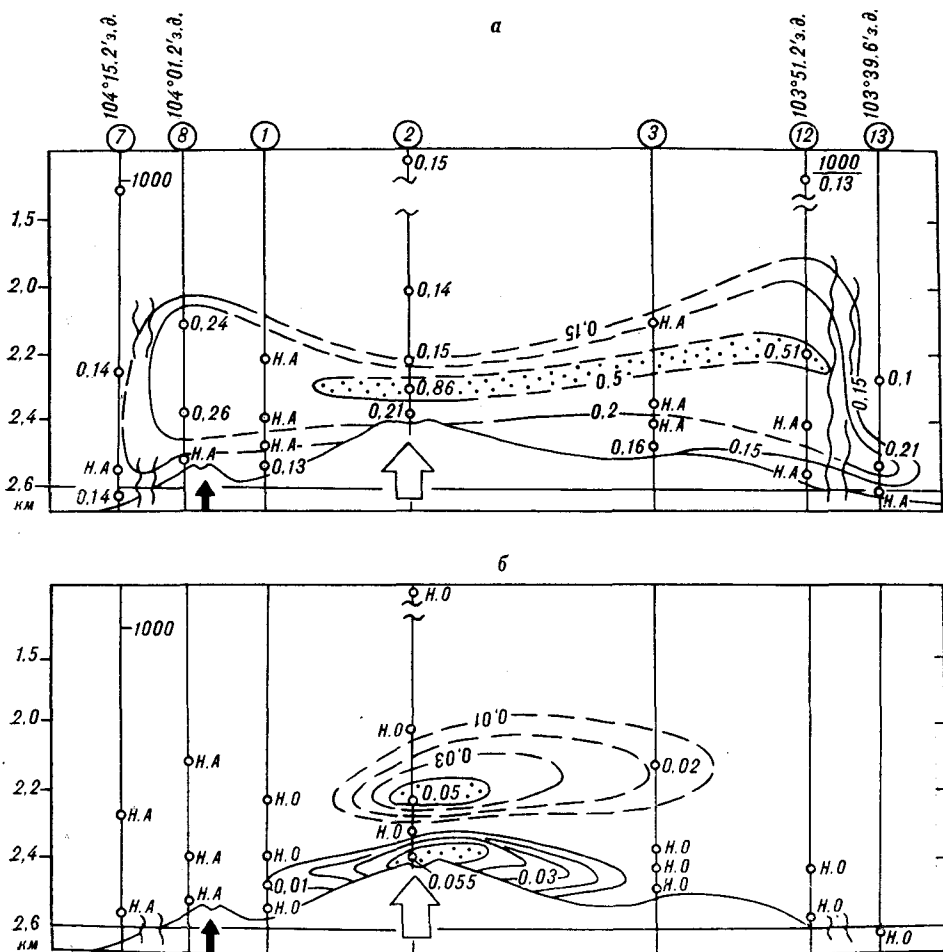


Рис. 4. Распределение в морской воде концентрации церия во взвешенной (а) и растворенной (б) формах. Усл. обозн. см. на рис. 3.

зывают и данные, полученные недавно в других активных по гидротермальной деятельности регионах Мирового океана с использованием подводных аппаратов А. П. Лисицыным с сотрудниками [5].

Особенно ярко геометрия аномальной области обрисовывается концентрационными особенностями распределения растворенных и взвешенных форм Hg, Ce, Eu, Zn (рис. 3—5), а также Fe, Co, Ni и Mn, характер распределения которых был описан ранее [3, 15]. При этом микроэлементы можно подразделить по поведению на две группы — на элементы, содержание которых в аномалии оказывается повышенным как во взвешенной, так и в растворенной форме, и на элементы, чье содержание в аномальных водах оказывается резко пониженным в растворенной форме, но повышенным во взвеси.

Для растворенных форм размер и общий рисунок аномалии сохраняется подобным практически для всех исследованных рудных микроэлементов, причем сохраняется даже общее подобие изоконцентрационного строения, независимо от того, обогащается (Ce, Mn, Zn) или обедняется (Hg, Co, Eu) придонная морская вода водами гидротермального источника. Это позволяет достаточно точно оконтурить область аномальных вод и описать ее. Как следует из общего характера распределения растворенных форм исследованных элементов в аномалии, картина изоконцентрационных линий имеет здесь как бы слоистое строение со слоями, практически параллельными морскому дну. При этом в придонной осевой части хребта, в непосредственной близости от источников флюи-

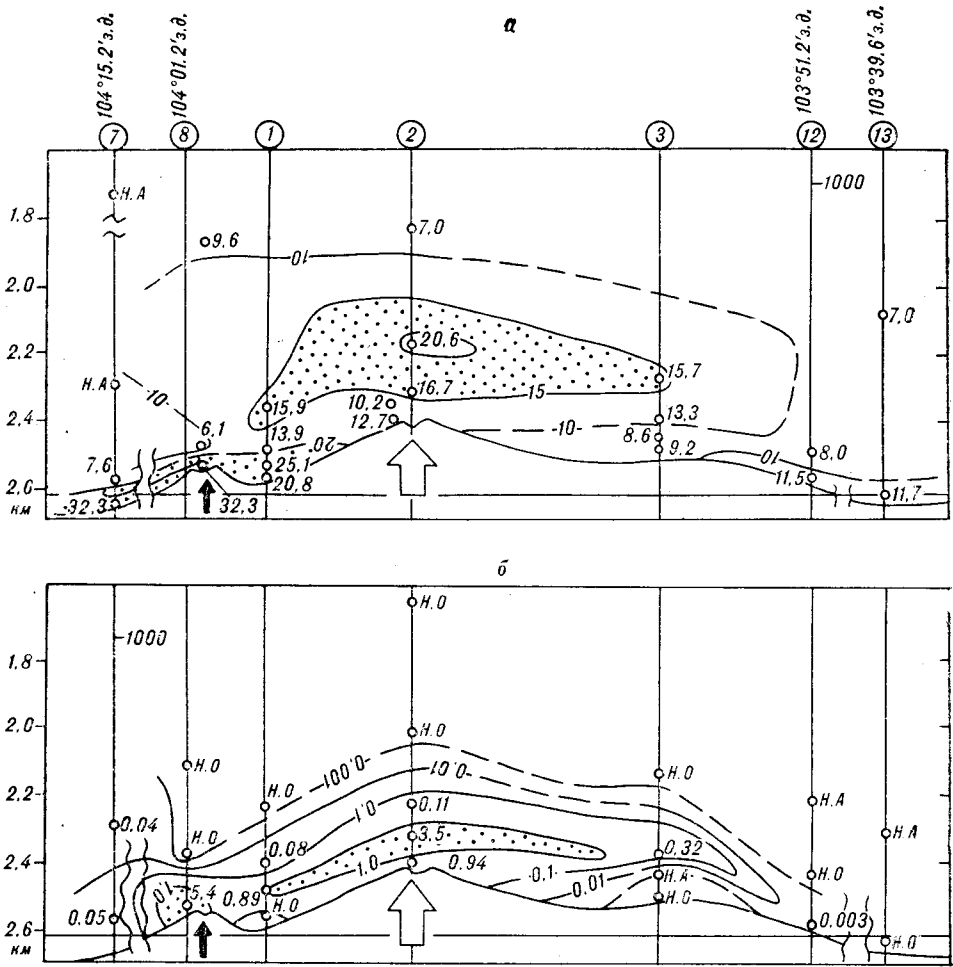


Рис. 5. Распределение в морской воде концентрации цинка во взвешенной (а) и растворенной (б) формах. Усл. обозн. см. на рис. 3.

да, где из-за резкого перепада плотности и температуры вод флюида должен наблюдаться его быстрый подъем, аномалия имеет очень узкое поперечное сечение. Поэтому водные массы непосредственно у дна (до 10—15 м) на расстояниях свыше 50—100 м от источника практически не подвергаются изменениям. Однако уже на высоте 50 м и более от дна, в результате растекания флюида под действием течений, а также резкого уменьшения скорости его подъема, по обе стороны хребта образуется своеобразная «линза» аномальных по концентрациям вод, достигающая 1000 м высотой и 20—30 км в поперечнике.

Что же касается взвешенных форм элементов, то для них аномалия, хотя также сохраняет подобие практически для всех рассмотренных элементов, по форме и размерам резко отличается от аномалии растворенных форм. Она имеет менее размытую, вертикально вытянутую форму, слегка расширяющуюся кверху и простирающуюся для большинства элементов до высоты 75—150 м от дна. Для элементов, наиболее интенсивно поставляемых источниками, высота аномалии достигает иногда 200—400 м (Zn, Se). Поперечное сечение аномалии взвесей в придонных слоях очень узкое, что не позволило его зафиксировать достоверно, однако на высоте 75 м от дна оно уже заметно расширяется, достигая свыше 200 м.

Вышеуказанные общие признаки формы аномалий для растворенной и взвешенной форм в целом согласуются с моделью гидротермальных

плюмов [23], что не устраняет своеобразия в распределении и особенностях поведения различных элементов, обнаруживающихся через количественные концентрационные оценки. Ниже эти особенности рассматриваются для Zn, Se и Hg более подробно.

Расчет, выполненный на основании картин распределения этих элементов, показывает, что содержание растворенных Zn и Se в аномальных водах в 2—3 раза выше, а ртути — более чем на порядок ниже, чем фоновое содержание их в водах региона. В то же время во взвеси достигается превышение более чем на два порядка цинка, более чем на порядок — ртути и пятикратное превышение для церия. Несмотря на повышение содержания ртути во взвеси, ее общее содержание вблизи зон разгрузки гидротермальных флюидов уменьшается — суммарное содержание взвешенной и растворенной формы ртути вблизи осевой части грабена и ближайших флангов составляет не более 0,07 мкг/л, тогда как для фоновых вод — свыше 0,1 мкг/л (см. рис. 3). Поэтому очевидно, что имеет место разбавление океанских вод флюидом, содержащим повышенные концентрации цинка и церия, и в то же время, практически не содержащим ртути. Одновременно происходит захват содержащейся в морских придонных водах ртути твердофазными частицами оксигидратов, выбрасываемыми гидротермами.

Распределение церия совершенно противоположно распределению ртути (см. рис. 4). Над осевым грабеном и внеосевым хребтом наблюдается сильное обогащение океанских вод растворенным церием до 0,2—0,86 мкг/л (фоновое содержание 0,13—0,15 мкг/л). Одновременно фиксируется яркий факел повышенных концентраций церия во взвеси непосредственно в осевой части хребта. Наиболее вероятно, что обогащение вод церием происходит за счет выщелачивания неглубоко погруженного базальта на ранней стадии развития гидротермального процесса. Подобный же факт выноса церия из околорудного пространства был установлен недавно для минерализованных зон Куроко [22].

Распределение цинка в аномальных водах также своеобразно (см. рис. 5). Вследствие особенно высокой продуктивности источников по цинку он образует наиболее обширную по размеру и наиболее ярко выраженную концентрационную аномалию. Максимальные концентрации растворенного цинка приходятся, как и для прочих элементов первой группы, на внеосевой и осевой грабены. Содержание цинка в нижней, придонной, и в верхней частях аномалии выше, чем в ее центре, что делает ее концентрационное строение как бы слоистым. Первый слой (наибольших концентраций) приурочен к температурному максимуму и пониженной части хребта и содержит до 33 мкг/л цинка. Второй слой, с немного меньшими концентрациями, как бы отжат от дна на горизонт 250—300 м и образует в сечении гигантскую грибообразную линзу. Изолинии концентраций наследуют структурный рисунок рельефа морского дна, а максимум содержания цинка (15,7—20,6 мкг/л) приурочен к водам с наиболее низкими температурами. Аномалия цинка во взвеси существенно меньше по размерам аномалии растворенной формы. При этом отчетливо наблюдается локализация взвеси у придонных горизонтов. Аномальные концентрации цинка во взвеси фиксируются до высот 400 м от дна, что на 400 м ниже верхней границы аномалии растворенных форм. По-видимому, именно на этой высоте скорость подъема аномальных вод становится равной скорости оседания наиболее диспергированных частиц взвеси.

Интересно отметить, что аномальные воды обогащены растворенными цинком и некоторыми другими рудными элементами (в том числе Mn, Fe, Cu, Ni), тогда как непосредственно истекающий из гидротермальных труб «курильщиков» флюид эти элементы в растворенном виде практически не содержит [5]. Это может указывать на то, что выбрасываемые трубами твердофазные частицы оксигидратов, захватывающие растворенные во флюиде рудные металлы и переводящие их во взвесь, достаточно быстро отдают их назад снова в растворенном виде. Анализ

полученных данных подтверждает это предположение. В частности, внутри аномалии отмечается обратная зависимость между содержанием цинка во взвешенной и растворенной форме, что можно объяснить лишь постепенным растворением цинка из взвеси по мере ее подъема к верхним горизонтам. На это же указывает факт сглаживания изоконцентраций суммы растворенных и взвешенных форм в центральной области аномалии и преобладание повышенных содержаний растворенной формы в вышерасположенных водах.

Особенности распределения, концентрации и соотношения растворенной и взвешенной форм характеризуют не только особенности миграции элементов, продолжительность жизни различных форм и связь их с первоисточником. Они могут использоваться и при решении генетических задач. Например, ярко выраженные положительные концентрационные аномалии одновременно растворенной и взвешенной форм указывают на основной тип рудной минерализации (цинк); а положительные аномалии растворенной формы (при более вяло выраженной положительной аномалии во взвеси или при ее отсутствии) являются признаком выноса соответствующего химического элемента из околорудного базальта (церий). Наконец, отрицательные концентрационные аномалии растворенных форм могут свидетельствовать о вторичном изменении околорудных пород и о обогащении руд соответствующим элементом (ртуть).

Полученные нами данные по содержанию церия в аномальной зоне противоречат ранее полученным в [13] данным о химическом составе непосредственно истекающего из труб рассматриваемых источников флюидов, согласно которым Се во флюидах отсутствует как в растворенной, так и во взвешенной форме. Если избыточное содержание Се во взвеси еще можно объяснить его сорбцией из окружающих морских вод, подобно тому, как это имеет место вблизи гидротерм в Японском море [20], то пятикратный избыток концентрации растворенного церия в аномальных придонных водах по сравнению с внешними водами не объясним вовсе, если считать, что трубы «курильщиков» являются единственным поставщиком элементов в морскую воду. Не может быть объяснен этот факт и застойным характером вод вблизи «курильщика», который мог бы приводить к постепенному накоплению определенных элементов в застойной зоне, так как в изучаемом районе скорости придонных течений достигают 10 м/мин. Это позволяет высказать предположение, что гидротермальные трубы являются лишь некоторой частью общего потенциала гидротермальных систем срединноокеанических хребтов и не характеризуют их общую металлоносную производительность. В таком случае, флюиды поступают в морскую воду не только из труб «курильщиков», но и из пор и трещин дна, причем природа и состав этих вод могут резко различаться. На принципиальную возможность подобного явления и его важную роль для объяснения металлогенической специализации локальных и глобальных рудоконцентрирующих структур морского дна указывают также теоретические оценки, представленные в [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордеев В. В., Демина Л. Л. Прямые наблюдения за гидротермами на дне Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса) // Геохимия.— 1979.— № 6.— С. 902—917.
2. Жмака В. И., Коварский Н. Я., Беленький В. С., Анисимов Р. И. Определение железа и цинка в морской воде методом их предварительного концентрирования в электроосажденном оксигидрате магнезия // Океанология.— 1984.— Т. 24, № 2.— С. 342.
3. Калыгин А. Н., Коварский Н. Я., Родзик И. Г. Гидрохимические аномалии Восточно-Тихоокеанского хребта над рудным полем вблизи 13° с. ш. // Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окранных морей Тихого океана: III советско-китайский симпозиум.— Владивосток, 1989.— С. 224—227.
4. Коварский Н. Я., Иваненко В. В., Кустов В. Н. Комплексное определение микроэлементного состава морских вод с использованием электроосажденного гидро-

- кюида магния // Журн. аналит. химии.— 1987.— Т. 42, вып. 12.— С. 2176—2179.
5. Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Черкашев Г. А., Шашков Н. Л. Изучение гидротермального источника в Атлантическом океане из аппаратов «Мир» // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 311, № 6.— С. 1462—1467.
 6. Судариков С. М., Ашадзе А. М. Распределение металлов в ореолах рассеяния рудообразующих гидротерм Атлантического океана по данным плазменной спектроскопии // Там же.— 1989.— Т. 308, № 2.— С. 452—456.
 7. Baker E. T., Lavelle J. W., et al. Episodic venting of hydrothermal fluids from the Juan de Fuca ridge // J. Geophys. Res. B.— 1989.— V. 94.— N 7.— P. 9237—9250.
 8. Campbell A. C., Bowers T. S., Measures C. I. A time series of vent fluid compositions from 21° N, east Pacific Rise (1979, 1981, 1985) // Ibid.— 1988.— V. 93.— N 5.— P. 4537—4549.
 9. Choukroune P., Francheteau J., Hekinian R. Carte geologique de la ride Est Pacifique a 12°50' N // Bull. Soc. Geol. Fr.— 1985.— V. 1, N 1.— P. 141—148.
 10. Crane K. The distribution of geothermal fields along the mid-ocean ridge // Biological Soc. Bull.— 1985.— N 6.— P. 3—18.
 11. Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P. et al. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise // Nature.— 1979.— V. 277, N 5497.— P. 523—528.
 12. Hekinian R., Feorier M., Needham H. D. et al. Sulfide deposits, East Pacific Rise near 13° N // EOS.— 1981.— V. 62.— P. 913.
 13. Hekinian R., Francheteau J., Renard V. et al. Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near 13° N // Marine Geophys. Res.— 1983.— V. 6, N 1.— P. 1—14.
 14. Hekinian R., Fouquet Y. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13° N // Econ. Geol.— 1985.— V. 80, N 2.— P. 221—255.
 15. Kalyagin A. N., Kovarsky N. Ya., Rodzic I. G. The dissolved metals in sea water of active black smokers areas // Тихоокеанский ежегодник. 1989—1990. Ч. 3.— Владивосток: ПОИ-ФЕВ USSR AS (ТОИ ДВО АН СССР).— P. 96—108.
 16. Kawahata H. Chemical properties and evolution of mid-ocean ridge hydrothermal systems: flow system approach // Geochem. J.— 1989.— V. 23, N 5.— P. 255—268.
 17. Klinkhammer G., Rona P., Greaves M., Elderfield H. Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge rift valley // Nature.— 1985.— V. 314, N 6013.— P. 727—731.
 18. Koski R. A., Normark W. R., Morton J. L. Massive sulfide deposits on the southern Juan de Fuca Ridge: results of investigation in the USGS study area. 1980—1983 // Marine Mining.— 1985.— V. 5, N 2.— P. 147—163.
 19. Laffite M., Manry R., Perseil E. A. Analyse Mineralogique de Cheminees a sulfures de la Dorsale Est Pacifique (13° N) // Mineralium Deposita.— 1984.— V. 19.— P. 274—282.
 20. Masuzawa T., Koyama M. Settling particles with positive Ce anomalies from the Japan Sea // Geophys. Res. Letters.— 1989.— V. 16, N 6.— P. 503—506.
 21. Michard G., Albaredo F., Michard A. et al. Chemistry of solutions from the 13° N East Pacific Rise hydrothermal site // Earth Planet. Science Letters.— 1984.— V. 67.— P. 297—307.
 22. Shikazono N., Matsumoto R. Rare earth element geochemistry and evolution of submarine geothermal system accompanied by Kuroko sulfide-sulfate mineralisation in Japan // Water Rock Interact: Proc. 6th Int. Sympos., Malvern, 1989; WR 1—6.— Rotterdam; Brookfield, 1989.— P. 145.
 23. Speer K., Rona P. A. A model of an Atlantic and Pacific hydrothermal plume // J. Geophys. Res. C.— 1989.— V. 94, N 5.— P. 6213—6220.
 24. Spiess F. N., Macdonald K. C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments // Science.— 1980.— V. 207, N 4438.— P. 1421—1438.

Э. Л. Школьник, М. Е. Мельников, Т. В. Сенькова,
Г. Н. Герасимова

ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПОДВОДНЫХ ГОРАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИСТЕМЫ МАРКУС-УЭЙК, ТИХИЙ ОКЕАН

Рассмотрены результаты широкомасштабного изучения рудных корок и фосфоритов подводных гор в центральной части системы Маркус-Уэйк, которые позволили получить ряд совершенно новых данных. Впервые установлены интрузивные слабо литифицированные фосфориты, залегающие на склонах подводных гор в толще рыхлых осадков, как и следовало ожидать, представленные нанопилом раннеолигоценового возраста. Наибольшее развитие получили, впервые в практике изучения подводных гор, фосфатизированные базальтоиды, в которых фосфат выполняет поры, каверны, трещины, замещая наннотраминиферовый ил. Стенки пор и каверн часто выполнены различными цеолитами, что создает своеобразную ситуацию, практически неизвестную на континенте, — сочетание цеолитной и фосфатной минерализации. Широко развитые рудные корки покрывают и фосфатизированные разности (5% P_2O_5 и выше), в том числе с цеолитами, причем до 40% рудных корок имеет такой субстрат.

Сопоставление характера комплексной минерализации с геологическим строением подводных гор позволяет прогнозировать типы комплексной минерализации.

Кальциевые фосфаты, железомарганцевые корки и конкреции давно известны на подводных горах Мирового океана, но обычно они описываются и оцениваются раздельно, а приводимые сведения чаще основываются на изучении сравнительно немногих данных драгирования, особенно в том, что касается фосфоритов. Осуществлявшиеся Мингео СССР региональные исследования позволяют рассмотреть и непосредственно сопоставить весь спектр оруденения на многих подводных горах, определить его некоторые закономерные совокупные черты, выполнить анализ на более широком уровне.

В 1990 г. в процессе проведения таких региональных работ исследовательским судном «Геолог Петр Андропов» была изучена довольно значительная площадь в западной Пацифике, в центральной части подводных гор Маркус-Уэйк (рис. 1). Настоящая статья посвящена предварительному рассмотрению некоторых общих закономерностей, характера и особенностей, главным образом, фосфатной минерализации, но в ее соотношении с другими минеральными проявлениями.

Изучены более двухсот дночерпательных проб, около четырех десятков дражных проб, керн двух десятков трубок, а также проведено фототелевизионное профилирование. Геофизической основой служат данные НСП, сейсмоакустического зондирования. Из поднятого дночерпателями и драгами материала отбирались для химических анализов валовые пробы, адекватные материалу драги, что обеспечивало более полную характеристику минеральных компонентов, чем обычно — по отдельным образцам. В результате обработки собранного материала стало возможным установить основные черты геологического строения полигона (рис. 2).

В пределах этой площади сосредоточено более полутора десятков подводных гор и гайотов, в том числе ряд крупных — Ламонт, Скрипс и другие. Абиссальные равнины подходят к ним с северо-востока,

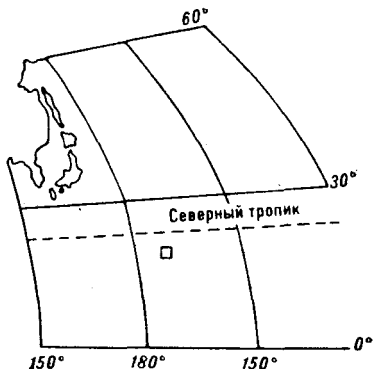
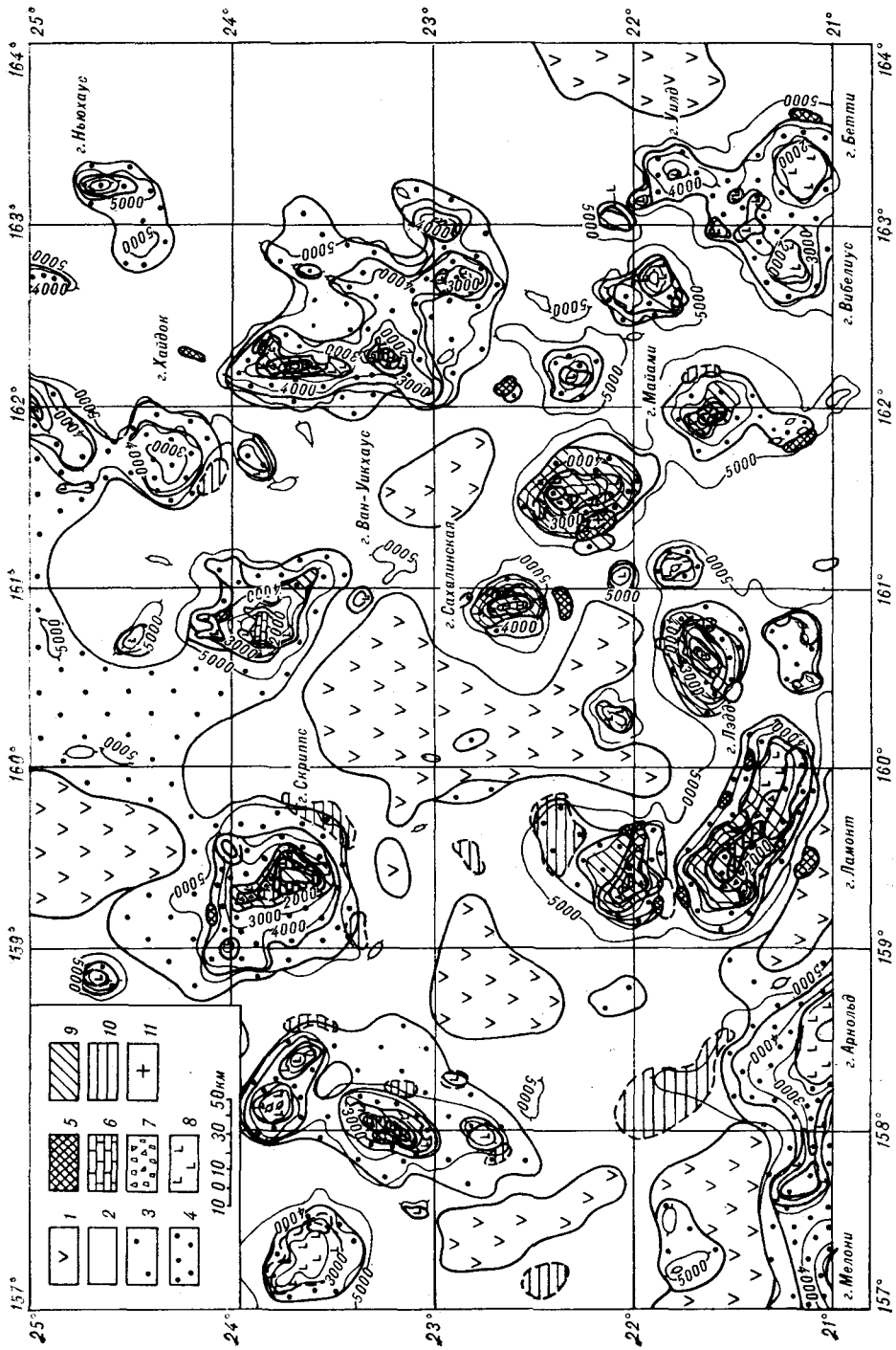


Рис. 1. Район исследований (обозначен прямоугольником).

Рис. 2. Схема геологического строения полигона с данными по распределению рудных образований. Составили Т. В. Сенькова, М. Е. Мельников, с изменениями Э. Л. Школьника, И. Н. Говорова.

1—5 — рыхлые осадки: 1 — кремнисто-глинистые (10—20 % SiO₂ аморфного), 2 — глины монтмориллонит-гидрослюдистые, однокристаллические, 3 — глины монтмориллонит-гидрослюдистые, слабитапные, отчасти цеолитосодержащие (5—20 % цеолитов), 4 — глины слабокарбонатные (1—15 % CaCO₃), карбонатно-глинистые (15—40 % CaCO₃), 5 — реликтовые цеолит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые (15—40 % цеолитов); 6—8 — коренные породы: 6 — карбонатные органические, 7 — вулканогенно-осадочные, 8 — вулканические; 9 — площади преимущественного распространения фосфоритов и железомарганцевых корок; 10 — площади преимущественного распространения железомарганцевых корок; 11 — станция Т-718.



отчасти северо-запада. Рельеф полигона, таким образом, достаточно контрастный — наряду с выровненными поверхностями межгорных впадин резко выделяются крупные вулканотектонические постройки — ареалы подводных гор площадью в десятки тысяч квадратных километров.

Геологическое строение района достаточно сложное. Межгорные впадины ниже глубин 4,0—4,5 км выполнены с поверхности современными глинами, преимущественно монтмориллонит-гидрослюдистыми, цеолитовыми и другими. Выше склоны и местами привершинные части гор покрыты чехлом уже существенно карбонатных илов с той или иной примесью глинистого и иного материала. Участками из-под покрова современных осадков на небольших площадях обнажаются рыхлые, слаболитифицированные более древние (по полученным данным, миоценовые и древнее) отложения цеолитовых глин с фосфоритами.

Вершинные поверхности подводных гор покрыты часто незначительной мощности рыхлыми карбонатными осадками, под ними залегают, обнажаясь в эрозионных окнах, различные вулканиты, включая изменчивые по составу лавы, их пирокласты; меньшие площади занимают плотные, литоидные органогенные известняки, лишь отчасти, видимо, рифогенные, преимущественно же планктоногенные (наннофораминиферовые). Во многих случаях в привершинных частях мощность наносов весьма невелика, трубки, дочерпатели достигают разрушенных коренных пород на значительных расстояниях от участков их непосредственных выходов. Серия тектонических нарушений, фиксируемых геофизическими методами, разделяет площадь полигона на ряд блоков.

Таким образом, рассматриваемый полигон с геологических позиций представляется как достаточно обычный в этом районе Пацифики, а подводные горы его четко разделяются на две группы: имеющие «шапки» из комплекса органогенных карбонатных отложений, включая отложения, формирующиеся во время нахождения подводной горы вблизи уровня океана, а также и во время ее погружения, и неимеющие или почти неимеющие такой «шапки». С этой обстановкой связаны как железомарганцевые корки и конкреции, так и комплексные рудные образования.

Общее распространение корок на полигоне изображено на рис. 2. Там же показаны участки, где вместе с Fe—Mn выявлена и фосфатная минерализация (более 5 % P_2O_5 по данным анализа валовых проб), включая площади ее предполагаемого распространения.

Первые находки фосфоритов в районе полигона были сделаны в 48-м рейсе НИС «Витязь» под руководством П. Л. Безрукова [2]. Они, в соответствии с существовавшими в те годы представлениями [1], считались метасоматическими. Поскольку во многих случаях фосфориты наследовали органогенную структуру известняков, предполагалась многоэтапность фосфатизации. В дальнейшем, уже в последние годы, изучение части собранного материала было проведено Э. Л. Школьниковым и Г. Н. Батуриным [7]. Фосфориты с гайота Ламонт были драгированы во время рейса на НИС «Каллисто» в 1978 г. и позднее [6]. Во всех случаях это были сборы отдельными драгами. Сейчас мы уже можем составить более полную картину фосфатности полигона и определить некоторые общие закономерности. Прежде всего, нужно отметить, что фосфатность в районе связана не только с твердыми коренными породами, но и с рыхлыми или слабо литифицированными осадками, что установлено впервые.

Слабоконсолидированные фосфориты установлены в одном случае (ст. 718 т, рис. 2). Здесь трубкой поднята колонка цеолитовых глин, мощностью около 10 см, ниже которых с четким, резким и неровным контактом залегает слой карбонатного фосфорита вскрытой мощностью 14 см (истинная осталась неопределенной).

Фосфориты весьма слабо литифицированные, массивные, белого цвета, с серовато-коричневыми, зеленоватыми и охристо-коричневыми разводами (рис. 3). Некоторые физические свойства: плотность 1,68 г/см³ (плотность перекрывающих цеолитовых глин — 1,49 г/см³), плотность



скелета $1,06 \text{ г/см}^3$, естественная влажность — 59%, пластическая прочность 8360 г/см^3 (у цеолитовых глин — 268 г/см^3). Высокие значения пластической прочности, как известно, характерны для рыхлых фосфатов кальция как минеральной формы.

Фосфориты переполнены фосфатизированными остатками кокколитофорид (т. е. отвечают изначально нанноилу); по заключению М. Г. Ушаковой, они предположительно позднеэоценовые-раннеолигоценовые. По этому определению, должно считать, что положение относительно уровня океана во время седиментации было иным, чем настоящее батиметрическое положение фосфоритов (глубина более 3 км). Из химического анализа керна (см. таблицу) следует, что мы имеем дело с типичным карбонатным фосфоритом, но с относительно пониженным содержанием фтора. Значительное обогащение РЗЭ и другими элементами по данным рентгенометрического анализа не фиксировано, но все же их концентрации (в г/т) следующие: рубидия — 23, стронция — 1726, иттрия — 123, бария — 1095, лантана — 115, церия — 14, неодимия — 48. Повышенных концентраций урана не установлено. В целом же данные анализов вполне согласуются с имеющимися характеристиками карбонатных фосфоритов подводных гор Мирового океана.

Возраст цеолитовых глин, перекрывающих фосфориты, по редким остаткам радиолярий, предположительно миоценовый. Отсюда можно сделать вывод, что в районе станции 718 т (как и в ряде других пунктов) из-под чехла новейших отложений выходят более древние осадки.

В рассматриваемом случае мы, очевидно, имеем дело с вполне обычной формой фосфатизации на подводных горах Мирового океана — фосфатизацией нанноилов, наиболее распространенной вне прибрежных зон океана. Но в данном конкретном случае фосфатизацией охвачены слои илов (или части их, что обычнее), а не заполнившие поры, пустоты, каверны в базальтах, известняках [7, 8] такие же илы. Важно еще подчеркнуть, что современное батиметрическое положение фосфоритов не могло быть таким же во время седиментации нанноилов, испытавших фосфатизацию. Они должны были тогда находиться на глубинах не более 450—500 м. Таким образом, если охарактеризованные фосфориты находятся *in situ*, то с начала олигоцена уровень океана относительно повысился более, чем на 3000 м (вследствие опускания дна?).

Положение станции 718 т на склоне подводной горы, примерно в ее средней части, где нет выходов коренных пород, позволяет предположить, что под слоем миоценовых и новейших осадков могут быть достаточно широко развиты такие слабо литифицированные фосфориты. И, естественно, такая ситуация может быть и на других подводных горах, поэтому при проведении соответствующих исследований необходимо изучение и такой фосфатоносности. Видимо, слабая литификация таких фосфоритов есть результат быстрого перекрытия их молодыми осадками, что сильно задерживает процесс их отвердения вследствие незначительного развития окислительных процессов в этих условиях. Как только же они попадают непосредственно на поверхность морского дна в окислительные обстановки, то достаточно быстро твердеют, покрыва-

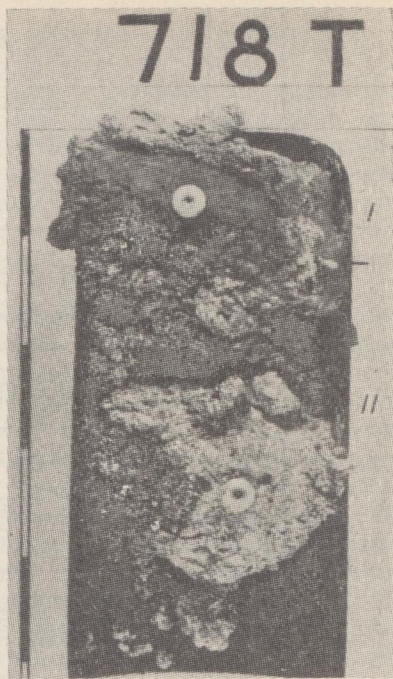
скелета $1,06 \text{ г/см}^3$, естественная влажность — 59%, пластическая прочность 8360 г/см^3 (у цеолитовых глин — 268 г/см^3). Высокие значения пластической прочности, как известно, характерны для рыхлых фосфатов кальция как минеральной формы.

Фосфориты переполнены фосфатизированными остатками кокколитофорид (т. е. отвечают изначально нанноилу); по заключению М. Г. Ушаковой, они предположительно позднеэоценовые-раннеолигоценовые. По этому определению, должно считать, что положение относительно уровня океана во время седиментации было иным, чем настоящее батиметрическое положение фосфоритов (глубина более 3 км). Из химического анализа керна (см. таблицу) следует, что мы имеем дело с типичным карбонатным фосфоритом, но с относительно пониженным содержанием фтора. Значительное обогащение РЗЭ и другими элементами по данным рентгенометрического анализа не фиксировано, но все же их концентрации (в г/т) следующие: рубидия — 23, стронция — 1726, иттрия — 123, бария — 1095, лантана — 115, церия — 14, неодимия — 48. Повышенных концентраций урана не установлено. В целом же данные анализов вполне согласуются с имеющимися характеристиками карбонатных фосфоритов подводных гор Мирового океана.

Возраст цеолитовых глин, перекрывающих фосфориты, по редким остаткам радиолярий, предположительно миоценовый. Отсюда можно сделать вывод, что в районе станции 718 т (как и в ряде других пунктов) из-под чехла новейших отложений выходят более древние осадки.

В рассматриваемом случае мы, очевидно, имеем дело с вполне обычной формой фосфатизации на подводных горах Мирового океана — фосфатизацией нанноилов, наиболее распространенной вне прибрежных зон океана. Но в данном конкретном случае фосфатизацией охвачены слои илов (или части их, что обычнее), а не заполнившие поры, пустоты, каверны в базальтах, известняках [7, 8] такие же илы. Важно еще подчеркнуть, что современное батиметрическое положение фосфоритов не могло быть таким же во время седиментации нанноилов, испытавших фосфатизацию. Они должны были тогда находиться на глубинах не более 450—500 м. Таким образом, если охарактеризованные фосфориты находятся *in situ*, то с начала олигоцена уровень океана относительно повысился более, чем на 3000 м (вследствие опускания дна?).

Положение станции 718 т на склоне подводной горы, примерно в ее средней части, где нет выходов коренных пород, позволяет предположить, что под слоем миоценовых и новейших осадков могут быть достаточно широко развиты такие слабо литифицированные фосфориты. И, естественно, такая ситуация может быть и на других подводных горах, поэтому при проведении соответствующих исследований необходимо изучение и такой фосфатонности. Видимо, слабая литификация таких фосфоритов есть результат быстрого перекрытия их молодыми осадками, что сильно задерживает процесс их отвердения вследствие незначительного развития окислительных процессов в этих условиях. Как только же они попадают непосредственно на поверхность морского дна в окислительные обстановки, то достаточно быстро твердеют, покры-



Химические анализы проб

Номера станций	Характеристика проб	Компоненты, %											Сумма
		P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	П.п.п.	
<i>Валовые пробы (Др — дражные)</i>													
633 Др	Включает рудные корки и цеолиты Дночерпательная	6,84	13,56	3,14	2,24	1,25	19,52	6,85	2,03	16,72	15,10	—	87,30
703 Др		5,45	12,16	2,16	2,50	1,35	22,63	4,55	1,39	18,92	15,09	—	87,20
729 Др		11,56	22,17	2,05	2,12	0,39	8,30	2,00	1,13	20,42	14,49	—	84,63
708 Др		13,21	24,46	1,86	1,95	1,17	14,21	2,91	0,98	13,76	13,31	—	87,82
710 Др		8,78	17,59	2,61	2,25	1,23	20,42	5,93	1,80	11,93	15,67	—	88,21
720		16,90	—	—	1,14	—	—	—	1,61	4,68	8,86	—	—
<i>Штуфные пробы</i>													
711	Фосфатизированный пористый ба- зальт	32,12	47,08	1,55	1,02	0,21	6,28	2,07	0,84	0,13	2,12	5,98	99,40
703	Фосфатная брекчия слабо сцементи- рованная, разнородная	30,74	45,36	2,75	1,29	0,15	5,44	1,77	0,44	1,47	2,30	7,67	99,27
786	Карбонатный фосфорит	29,08	58,20	1,79	1,17	0,95	0,97	0,15	0,02	0,06	0,15	7,31	99,85
797	Фосфатизированная пористая туфо- вая порода с рудной коркой	19,30	30,60	3,21	0,58	1,55	12,42	2,88	0,67	9,58	10,34	7,98	99,07
718 т	Карбонатный фосфо рит (с примесью цеолитов)	27,07	39,32	2,37	2,45	1,10	13,38	3,63	0,49	0,26	2,98	6,22	99,27

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены в лаборатории ИГО Прикоргология.

ваются корками гидроксидов Fe и Mn как, например, это происходит в Японском море [3].

Возможно, такие слабо консолидированные фосфориты, если они действительно широко распространены (а это кажется достаточно разумным предположением), могут быть более благоприятными объектами для разработки (даже и на значительных глубинах) из-за возможности применения нестандартных методов (например, без снятия покрова глин с помощью отсасывающих устройств и т. д.). А это может быть экологически более оптимальным, чем разработка фосфоритов на вершинах подводных гор грейзерами и т. п.

Исходя из факта присутствия фосфоритов эоцен-раннеолигоценного возраста в рыхлых осадках, следовало бы ожидать подобных фосфоритов и в более молодых осадках, например, в миоценовых отложениях, если, конечно, они отлагались на меньших глубинах, чем находятся сейчас. Поэтому были проанализированы все типы осадков. Хотя собственно фосфоритов встречено не было, тем не менее, в целом ряде случаев была установлена их заметно повышенная фосфатность (более 0,5 % P_2O_5): в цеолитовых (существенно филлипситовых) глинах — в 13% изученных проб; в монтмориллонит-гидрослюдистых однородных глинах — в 5%; в слабокарбонатных монтмориллонит-гидрослюдистых, карбонатно-глинистых — в 33%; глинисто-карбонатных — в 6%. Соответственно средние содержания (в % P_2O_5) следующие: в глинах цеолитовых гидрослюдисто-монтмориллонитовых — 1,9; цеолитовых песках — 2,6; песках вулканомиктовых — 2,75; в глинах цеолитосодержащих монтмориллонит-гидрослюдистых — 1,21. Отчасти такая фосфатность, несомненно, обусловлена присутствием обломков фосфатизированных вулканитов и, вероятно, известняков, но частично, по-видимому, и слабо проявленным процессом собственной фосфатизации. О малой роли современной фосфатизации в карбонатных (наннофораминиферовых) илах говорят весьма низкие содержания фосфора, мало превышающие кларковые (до 0,5 % P_2O_5).

Несмотря на относительно значительное распространение карбонатных пород на изученном полигоне, в драгированном материале они весьма редки и представлены двумя разностями — планктоногенными (наннофораминиферовыми) и ракушечными известняками. Первые отчетливо отвечают карбонатным осадкам стадии относительного погружения подводных гор ниже уровня океана, а вторые — положению вершин подводных гор вблизи уровня океана, т. е., хотя относительно несколько более геологически молодым, но, главное, принадлежащим фациально отличным обстановкам.

Ракушняки — желтовато-коричневые, кремевые, плитчатые (плитки до 6 см толщиной), образованы крупными раковинами и детритом предположительно двустворчатых моллюсков в карбонатной матрице.

Наннофораминиферовые известняки кроме алевроитовых раковин фораминифер, отчасти их детрита, включают тонкий матрикс. Они массивные, иногда тонкослоистые (мощность слоев 2—5 мм).

Обе разновидности известняков, по результатам анализа нескольких проб, не фосфатные. Однако, это, видимо, неадекватные всей гамме карбонатных пород данные, ибо в рассматриваемом районе известны фосфатизированные наннофораминиферовые известняки [6]. Возраст известняков не ясен, но вряд ли они моложе фосфоритов станции 718 т.

Фосфатизация, напротив, весьма широко проявлена в связи с вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями, среди которых оказалось наибольшее количество фосфатосодержащих пород. Большая часть их представлена скоплениями обломков, гравием, дресвой как нецементированными, так и отчасти цементированными, преимущественно Fe—Mn-гидроксидами. Главным образом такие детритные фрагменты представлены обломками эффузивных, но отчасти и вулканогенно-осадочных пород. Лишь в некоторых случаях можно установить, что обломки оторваны драгой. В основном же это эдафогенный материал —

продукт разрушения выходов коренных пород. Именно в виде таких фрагментов и присутствуют фосфатные породы (примерно в 40 % отобранных проб).

Некоторые сведения о вулканитах полигона. Они преимущественно относятся к широкой гамме пород группы щелочных базальтоидов, но встречены разности, близкие к семейству ультраосновных фойдитов, при отчетливом преобладании щелочных базальтов, трахибазальтов и трахиандезитобазальтов. В целом на полигоне наиболее распространены трахибазальты, менее фойдиты и реже щелочные базальты. Для нашего анализа наиболее важны пористые разности вулканитов. Их много среди лимбургитов, щелочных базальтов, которые часто имеют и шлаковую текстуру, субщелочных оливиновых базальтов; иногда пористы субщелочные клинопироксеновые базальты.

В собственно эффузивных породах фосфатизация проявлена специфично — в виде фосфатного заполнения пор, каверн, трещин и других пустот типа описанных в [8]. При детальном изучении обычно удается установить, что фосфатизация прошла по наннофораминиферovým илам, заполнившим эти пустоты, но степень замещения не всегда полная и отчасти сохраняется начальная карбонатная масса; не выявлена лишь вторая генерация фосфата. Важно другое, прежде всего, исключительно широкое распространение такого типа фосфатных пород на изученном полигоне. Они присутствуют во многих отобранных драгами пробах на большинстве подводных гор и являются доминирующими, в том числе и на подводных горах с карбонатной «шапкой».

Таким образом, можно уверенно считать, что подобная фосфатизация совершенно не редкость на подводных горах соответствующих широт и глубин, и с этим явлением следует считаться с практических позиций.

Другим открывшимся обстоятельством стало частое присутствие в таких фосфатоносных базальтоидах — отчасти в основной массе, отчасти в тех же заполненных фосфатом порах, кавернах и т. п. — значительных количеств цеолитов. Последние часто присутствуют либо в виде выполнения краевых частей пор, каверн, либо в виде рассеянных, игольчатых, розетковидных агрегатов и индивидуумов в фосфатной массе, либо в самих базальтоидах. Пока нет достаточно точных количественных оценок, но факт довольно широкого распространения цеолитов устанавливается вполне определенно.

В вулканических породах рентгенофазовым анализом установлена высокая частота встречаемости филлипсита, реже анальцима, иногда отмечаются гармотом и гейландит.

Анальцим, как правило, выделяется в виде белых полупрозрачных натечных агрегатов, имеющих радиально-лучистое строение и покрывающих стенки полостей и трещин, нередко выполняет миндалины. Отмечены также мелкие кристаллы изометричного облика, образующие друзы на стенках трещин.

Филлипсит также преимущественно развит по стенкам полостей и трещин и выделяется в виде агатовидного агрегата тонкополосчатого строения различных оттенков желтого цвета. Нередко такие прослойки филлипсита развиты на контакте измененных вулканитов и рудных корок или фосфатов. Часто полости, достигающие в объеме нескольких десятков кубических сантиметров, заполнены пизолитовыми агрегатами агатовидного филлипсита, что может свидетельствовать о высокой динамической активности исходных растворов. В единичных случаях на стенках трещин были отмечены щетки светло-желтых полупрозрачных кристаллов филлипсита призматического габитуса.

Интересно, что в фосфатсодержащих гидрослюдисто-монтмориллонитовых цеолитовых глинах филлипсит также присутствует в виде сферолитовых сростков диаметром до 1,5—2 мм, а также призматических кристаллов и крестообразных двойников, окрашенных в желтые тона. Цеолитовых выделений в таких глинах 25—40 %, иногда до 50 % объема.

В этих же глинах иногда уверенно диагностируется еще один цеолитовый минерал — клиноптилолит, выделяющийся, по-видимому, в виде тонкодисперсных частиц.

Весьма характерной для фосфатизированных вулканогенных пород является ассоциация цеолитов с фосфатом. Помимо сочетания фосфатов с патечными цеолитовыми выделениями, отмечен и биминеральный тонкополосчатый агрегат, рентгенофазовый анализ которого установил присутствие филлипсита и апатита примерно в равных количествах. Этот агрегат также имеет агатовидный облик, окрашен в бледно-желтые цвета, но у него не стеклянный, а матовый блеск.

Субстратом рудных корок в исследованном районе наиболее часто служат вулканические породы, в их основной массе не реже чем в 50 % случаев идентифицируется филлипсит. Другие цеолиты встречаются реже. Чаще всего цеолиты являются не основными минералами субстрата, а примесью полиминерального агрегата, в котором в зависимости от интенсивности гальмиролитических изменений преобладают плагноклазы или монтмориллонит.

При общей еще недостаточной изученности тем не менее обращает на себя внимание широкое распространение цеолитов совместно с фосфатными образованиями, что создает оригинальную минеральную ассоциацию, практически отсутствующую на континентах. Можно себе представить, что при определенных условиях будут получены цеолит-фосфатные продукты. По-видимому, к таким продуктам могут относиться, прежде всего, сильно фосфатизированные базальтоиды. По сути, это силикатные фосфориты, требующие, однако, специального изучения с точки зрения их агрохимического воздействия, имея в виду не только присутствие цеолитов, но и базальтовую составляющую, которая может выступать в определенной степени почвенным мелиорантом [4]. При дальнейших исследованиях подводных гор океана следует учитывать открывающиеся новые возможности.

Другой разновидностью фосфатных пород полигона являются сцементированные обломочные накопления брекчий (до конглобрекчий), включающие как обломки фосфатизированных базальтов, подобных отмеченным выше, так и иногда обломки фосфоритов по карбонатным породам (наннофораминиферовым и подобным илам), а также включения глин. Определенная часть имеет цемент из гидроксидов железа и марганца. Несомненно, что обломочные фрагменты — продукты разрушения коренных выходов как базальтоидов, так и карбонатных пород, включавшие фосфатизированные разности. Последние подобны уже достаточно хорошо известным на подводных горах, в частности, на плато Огасавара [5], Магеллановых горах, разновидностям, главным образом, представляющим собой фосфатизированные органогенные илы. В общем они аналогичны фосфоритам станции 718 т, но в отличие от них это литифицированные, твердые породы, сравнительно тонкослоистые до массивных, литоидного облика. В основной микритовой массе включены редкие фораминиферы мелкоалевритовой размерности. Фосфатизация обычно сплошная, редко сохраняются реликты незамещенного карбоната. В этих разностях цеолиты встречаются крайне редко.

Наличие продуктов разрушения на вершинах и склонах подводных гор — явление вполне понятное. В соответствующих обстановках происходит и образование на них рудных корок, отчасти и цементация рядом лежащих обломков: это не что иное как сцементированный эдафогенный материал.

Соответственно на обломках фосфатизированных (как и не фосфатизированных) базальтоидов и на охарактеризованных брекчиях развиты рудные корки. В результате создается вполне определенное сочетание рудных корок с фосфатизированными базальтоидами (редко карбонатными фосфоритами), включающими также заметные количества цеолитов. Важно было установить, сколь широко распространена такая ассоциация. По результатам анализа валовых проб выяснилось, что в 40 %

таких проб содержания пятиоксида фосфора составляют 5 % и более (см. таблицу); соответственно в этих же пробах имеются вполне обычные содержания компонентов рудных корок. Они часто составляют до 30 % в сумме оксидов железа и марганца, учитывая, конечно, что частично оксиды Fe входят в состав базальтоидного субстрата и производных по нему. Подавляющая часть этих проб отобрана на вершинных частях гайотов и соответствует на рис. 2 областям развития фосфатных пород. Вместе с тем на этих же участках отмечены и области высоких концентраций рудных корок, но обычно не занимающие большие площади.

При наличии полного трехслойного разреза рудных корок, в так называемом антрацитоподобном «слое» содержания фосфора по целому ряду анализов высокие (7—8 % P_2O_5), а выше по разрезу постепенно убывают до 1 % P_2O_5 .

Из изложенного можно заключить, что определенная (до 40 % общего объема) часть рудно-корковых образований, реально поднимаемых драгой, представляет, по сути, комплексную руду, включающую собственно рудные корки (с Co, Ni, Mn, Mo, TR и т. п.), фосфаты и цеолиты. Как отмечалось, учитывались валовые пробы, содержащие 5 % P_2O_5 и более, но если рудная корка составляет 20 % объема, то в субстрате, даже с учетом присутствия фосфатов в самой корке, содержания фосфора должны быть заметно выше принятого ограничения.

Химические анализы ряда валовых проб, а также отдельных образцов, приведенные в таблице, позволяют определить существенные особенности этих комплексных руд. Почти во всех пробах значительны количества оксидов кремния, алюминия, натрия и калия (характеризующие как собственно фосфатизированные базальтоиды, так и брекчии). Разительно от них отличается анализ пробы 718 т, который характеризует собственно карбонатные фосфориты. Поэтому логично считать первые силикатными фосфатными породами (если рассматривать их с позиций фосфатной руды). При этом часть их составляют цеолиты и какая-то часть приходится на собственно измененный базальтоидный материал, который также, возможно, может иметь определенное значение, как мелиорант. Отсюда подтверждается представление о комплексном характере оруденения части драгированного материала. Насколько известно из доступной нам литературы, подобным образом еще не рассматривалось оруденение на подводных горах. Очевидно, что окончательно ценность подобного комплексного оруденения во многом определяется разработкой технологических схем, которые позволят селективно отделять полезные компоненты из исходного материала, но уже сейчас ясно, что применение кислотного выщелачивания для выделения тяжелых металлов вряд ли рационально, так как вызовет переход в раствор фосфатов, увеличивая расход реагентов.

Содержания растворимого в 2 % лимонной кислоты диоксида фосфора колеблется в пределах 32—46 % отн., но, видимо, средние значения в пределах 34—38 % отн. (в том числе и для фосфоритов станции 718 т). Такие значения заставляют предполагать, что агрохимические свойства подобных фосфоритов могут позволить использовать их в виде фосфатной муки на уровне, соответствующем фосмуке Егорьевского, Вятско-Камского месторождений.

Содержания фтора несколько понижены, отношение F/ P_2O_5 постоянно в пределах 0,08—0,1. Характерны низкие содержания кадмия в пределах не более 0,0004 %.

Интересно отметить, что карбонатные фосфориты ст. 718 т содержанием редких и рассеянных элементов по данным рентгенорадиометрического анализа не отличаются от новейших осадков, хотя содержания бария, стронция, менее лантана, иттрия относительно повышены.

Приведенные данные позволяют сделать некоторые важные заключения, наметить общие закономерности.

На подводных горах, гайотах с привершинными частями, существенно сложенными высокопористыми вулканитами, широкая фосфатизация

связана преимущественно с фосфатизацией заполняющего пустоты, коры, каверны наннофораминиферового ила, и такая фосфатизация имеет региональное значение. Она может ассоциировать с региональной же цеолитизацией указанных базальтоидов и, что общеизвестно, с процессом формирования рудных корок. В результате, как продукт совмещения этих трех разнородных процессов, может формироваться комплексное оруденение. Экономическая ценность его определится после обработки технологической схемы, позволяющей утилизировать все полезные компоненты.

Напротив, на подводных горах, где в привершинной части широко развита «шапка» коренных карбонатных пород, преобладают карбонатные фосфориты, лишь изредка включающие фрагменты вулканического материала (например, плато Огасавара и др.). Таким образом, исходя из особенностей геологического строения, можно прогнозировать тип возможных фосфоритов и ассоциирующей минерализации.

Открываются и новые возможности выявления кроме вышеуказанных твердых литифицированных карбонатных фосфоритов и описанных комплексных руд также слабо консолидированных фосфоритов. В привершинных частях подводных гор они могут залегать *in situ* под чехлом новейших карбонатных и иных осадков, которые изолируют их от окисления. Эта форма проявления фосфоритов на подводных горах, которая могла предполагаться, уверенно установлена только сейчас. Она, возможно, наиболее привлекательна с эксплуатационных позиций, но требует еще значительного изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978.
2. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 185, № 4.— С. 913—916.
3. Берснев И. И., Школьник Э. Л., Гусев В. В. Фосфориты дна Японского моря // Фосфориты Востока Азии и прилегающих морей.— Владивосток, 1984.— С. 397—491.
4. Блисковский В. З., Минеев Д. А. Камни плодородия.— М.: Недра, 1986.
5. Воложин Ю. Г., Васильев Б. И., Говоров И. Н. Фосфориты подводного плато Огасавара (северо-западная часть Тихого океана) // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 302, № 4.— С. 909—914.
6. Ковалов Ю. И., Мартынов Ю. А., Гусев В. В., Шаранов В. П. Новые данные по геологии гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Там же.— 1988.— Т. 300, № 1.— С. 172—175.
7. Школьник Э. Л., Багурин Г. Н. О строении и происхождении фосфоритов подводных гор Мид-Пасифик, Тихий океан // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 1.— С. 22—26.
8. Школьник Э. Л., Багурин Г. Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана // Там же.— 1987.— № 4.— С. 30—34.

ДВГИ ДВО РАН
ПГО Дальморгеология
Владивосток

Поступила в редакцию
14 мая 1992 г.

УДК 551.243(571.66)

В. В. Мишин

ТЕКТОНИКА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОГО ПРОГИБА

Новый подход к интерпретации гравиметрических материалов позволил рассмотреть строение площади с позиции тектоники плит. Изучена выделенная здесь ранее палеозона Беньюффа. Установлена гетерогенность основания прогиба. В нижней части чехла выделен глубоководный палеожелоб палеоценового возраста. При этом в Козыревском грабене заполнение палеожелоба сохранило близкую к первоначальной структуру. В Долинском блоке значительная часть заполнения палео-

желоба в результате последующего сжатия была выдвинута на его внутренний склон. С сокращением объема осадочного бассейна при этом сжатии связываются встреченные в скважинах АВПД. Полученные данные позволяют отнести прогиб к субдукционным междуговым НГБ и уточнить перспективы его нефтегазоносности.

Изученная территория занимает часть Центрально-Камчатской межгорной депрессии между г. Ключи и с. Мильково. По наиболее распространенным вариантам тектонического районирования Камчатки [4, 8] эта площадь относится к юго-западной части Центрально-Камчатского прогиба. Некоторые исследователи [5] выделяют здесь самостоятельный Козыревский или Мильковско-Козыревский прогиб. Глубоким бурением (три скважины на двух площадях) в прогибе вскрыты мощная (1000—1300 м) неоген-четвертичная молассовая толща и верхняя часть глубоководных палеогеновых отложений континентального склона (данные А. И. Никишкина и Е. И. Свистунова). Проходка всех трех скважин была остановлена из-за встреченных в палеогеновой части разреза аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Сложные сейсмологические условия не позволили изучить внутреннюю структуру выполняющих прогиб отложений.

В пределах прогиба выделяется палеозона Беньоффа, положение которой на изученной площади примерно соответствует течению р. Камчатка. А. А. Розенкранц и В. В. Ковалева [12] реконструировали положение этой палеозоны на основе петрохимических анализов вулканитов сопредельного Срединного хребта, С. Е. Апрельков, Л. М. Смирнов и О. Н. Ольшанская [3] независимо пришли к выделению данной палеозоны при интерпретации известного здесь интенсивного линейного максимума силы тяжести. По их данным, максимум обусловлен погребенным блоком ультраосновных пород, который является выражением палеозоны Беньоффа. Эти же авторы поставили вопрос о времени формирования выделенной палеозоны Беньоффа и характере взаимоотношения с ней Центрально-Камчатского прогиба.

Примененный нами новый подход к интерпретации гравитационного поля позволил изучить палеозону Беньоффа и в связи с ней главные черты строения осадочного чехла прогиба. Этот подход заключается в представлении результатов решения обратной линейной задачи гравиметрии в виде геоплотностных разрезов в изоденсах с их последующей геологической интерпретацией. Такие разрезы обладают значительной геологической информативностью, поскольку они отражают реальные изменения плотности с глубиной и по латерали. В формальном смысле геоплотностный разрез в изоденсах является аналогом временного сейсмического разреза. В результате выполненного по методике В. И. Исаева [10] геоплотностного моделирования геоплотностные разрезы в изоденсах построены по двенадцати взаимоувязанным профилям в пределах изученной площади. По каждому из этих профилей выполнена геологическая интерпретация на основе полученного распределения плотности с учетом данных КМПВ, бурения и общих геологических представлений. В итоге построены геолого-геофизические разрезы, отражающие строение площади на изученных моделированием глубинах до 8 км (рис. 1).

В основе тектонических построений лежит выделение в разрезе возрастных структурных подразделений. В «классической» тектонике такими подразделениями обычно являются структурные этажи и структурные ярусы. При геодинамических реконструкциях обычно используют понятие «комплекс», вкладывая в него скорее генетический, чем структурный смысл. Несмотря на очевидное здесь противоречие, мы предпочитаем использовать «классическую» терминологию, имея в виду, что она более разработана и имеет общепринятую иерархию. При этом не исключается использование термина «комплекс» для характеристики различных по геодинамическим обстановкам их образования частей того или иного структурного этажа. Анализ геолого-геофизических материалов по изученной площади позволяет выделить в ее разрезе три структурных этажа, при этом третий этаж делится на три струк-

турных яруса. Каждое из этих подразделений находит свое отражение на геоплотностных разрезах как в абсолютных значениях плотности, так и в характере рисунка изоденс.

Первый структурный этаж объединяет породы кристаллического фундамента. По геодинамическим обстановкам образования фундамента в его составе можно выделить два комплекса: фундамент континентальной плиты и фундамент океанической плиты. Последний тип фундамента, как по результатам решения обратной задачи гравиметрии ($\sigma = 2,80 \div 3,30 \text{ г/см}^3$), так и по прямым геологическим данным (выходы ультраосновных пород на Хавывенской возвышенности, состав ксенолитов Ключевской группы вулканов [4]), представлен породами основного и ультраосновного состава, очевидно относящимися к офиолитовым сериям. На изученных моделированием глубинах преобладают, если судить по плотности $2,80 \div 3,00 \text{ г/см}^3$, основные породы. Гипербазиты либо слагают нижнюю часть изученного разреза, либо образуют внутри фундамента штокообразные тела весьма высокой ($3,10 \div 3,30 \text{ г/см}^3$) плотности размерами в первые километры.

Фундамент континентальной плиты по значениям плотности можно разделить на две формации: преимущественно кислого ($\sigma = 2,60 \div 2,70 \text{ г/см}^3$) и преимущественно среднего ($\sigma = 2,70 \div 2,80 \text{ г/см}^3$) состава. В его внутренней структуре субвертикальные плотностные (и, видимо, формационные) границы преобладают над субгоризонтальными. На ряде профилей в нижней части разреза встречены отдельные, иногда довольно значительные по размерам, уходящие на глубину тела с плотностью $2,80 \div 2,90 \text{ г/см}^3$. Возможно, это включения пород основного состава в фундамент континентальной плиты. Впрочем, все эти тела пространственно связаны с погружением шва, разделяющего два комплекса фундамента, под фундамент континентальной плиты. Можно полагать, что изоденсы $2,80 \div 2,90 \text{ г/см}^3$ отражают здесь отдельные ундуляции этого шва в вертикальной плоскости.

Шов, разделяющий фундамент океанической плиты и фундамент плиты континентальной, ярко выражен в поведении изоденс (обычно $2,75$ и $2,80 \text{ г/см}^3$) на разрезах. Он круто погружается под фундамент континентальной плиты и разделяет различные как по значениям плотности, так и по рисунку изоденс комплексы первого структурного этажа. На неортогональных к простиранию шва профилях видно выполаживание крутого падения шва с глубиной.

Второй структурный этаж является промежуточным между фундаментом и чехлом и имеет мезозойский возраст. Его выходы широко развиты на обрамлениях прогиба. На западном обрамлении они представлены главным образом метаморфическими образованиями мелового возраста, которые характеризуются довольно выдержанными значениями плотности ($2,60 \div 2,72 \text{ г/см}^3$ при моде $2,67 \text{ г/см}^3$). На восточном обрамлении развиты мощные вулканогенно-осадочные толщи, возраст которых от верхнеюрского до плиоценового, их плотность составляет $2,60 \div 2,85 \text{ г/см}^3$. Обе толщи сильно дислоцированы, в первом случае преобладают складчатые дислокации, а во втором — чешуйчато-надвиговые [8]. Попытки фациального сопоставления разрезов мела Западной Камчатки и Восточных хребтов не привели к удовлетворительному результату.

Эти различия становятся понятными при реконструкции развития региона с позиции тектоники плит. Очевидно, что Западно-Камчатский тип разреза мела представляет собой складчатое основание континентальной плиты. При этом мезозойские образования Восточной Камчатки являются образованиями второго океанического (надбазальтового) слоя. При погружении на глубину эти вулканогенно-осадочные породы, вероятно, были подвергнуты метаморфизму.

На геоплотностных разрезах складчатое основание континентальной плиты отображается изоденсами $2,60 \div 2,70 \text{ г/см}^3$, иногда, кроме того, и изоденсами $2,55$ и $2,75 \text{ г/см}^3$. Они образуют слоистую структуру,

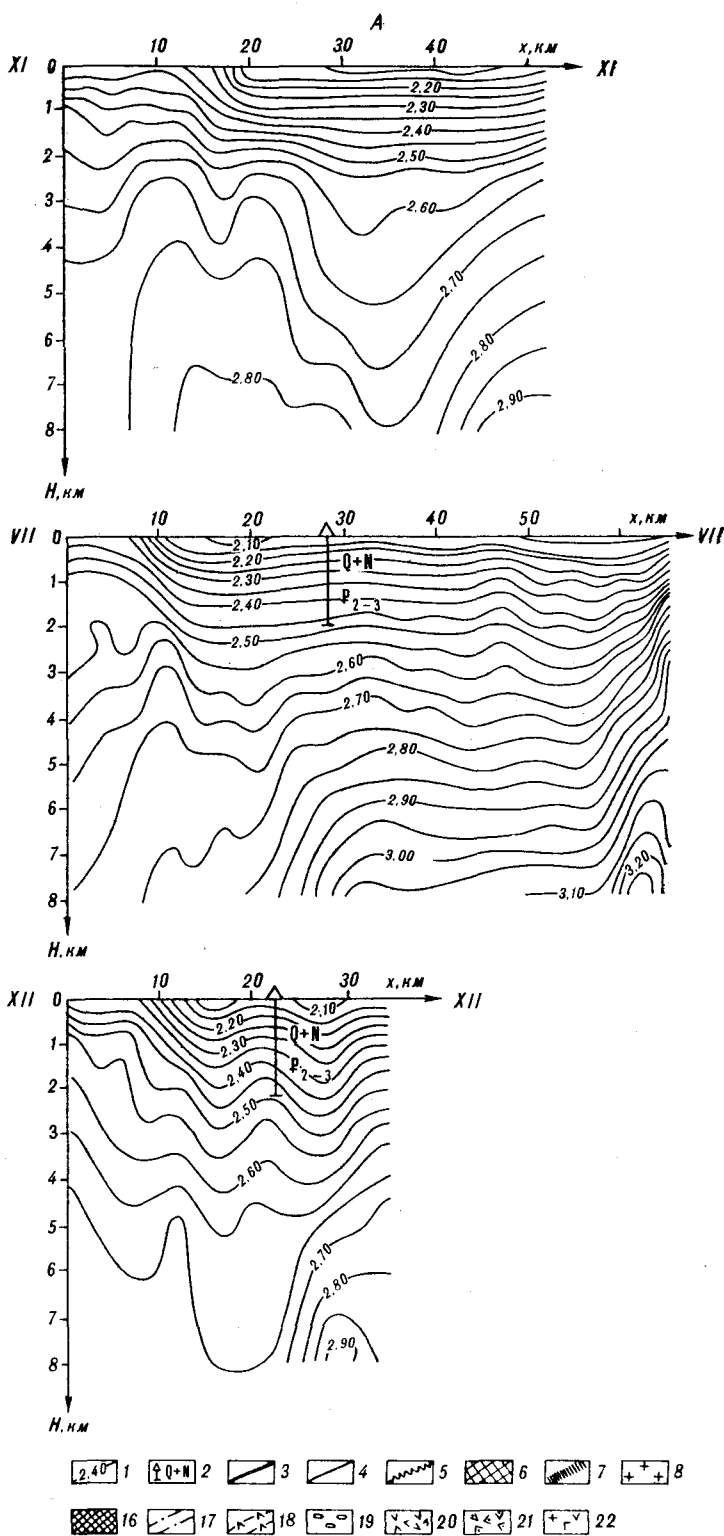
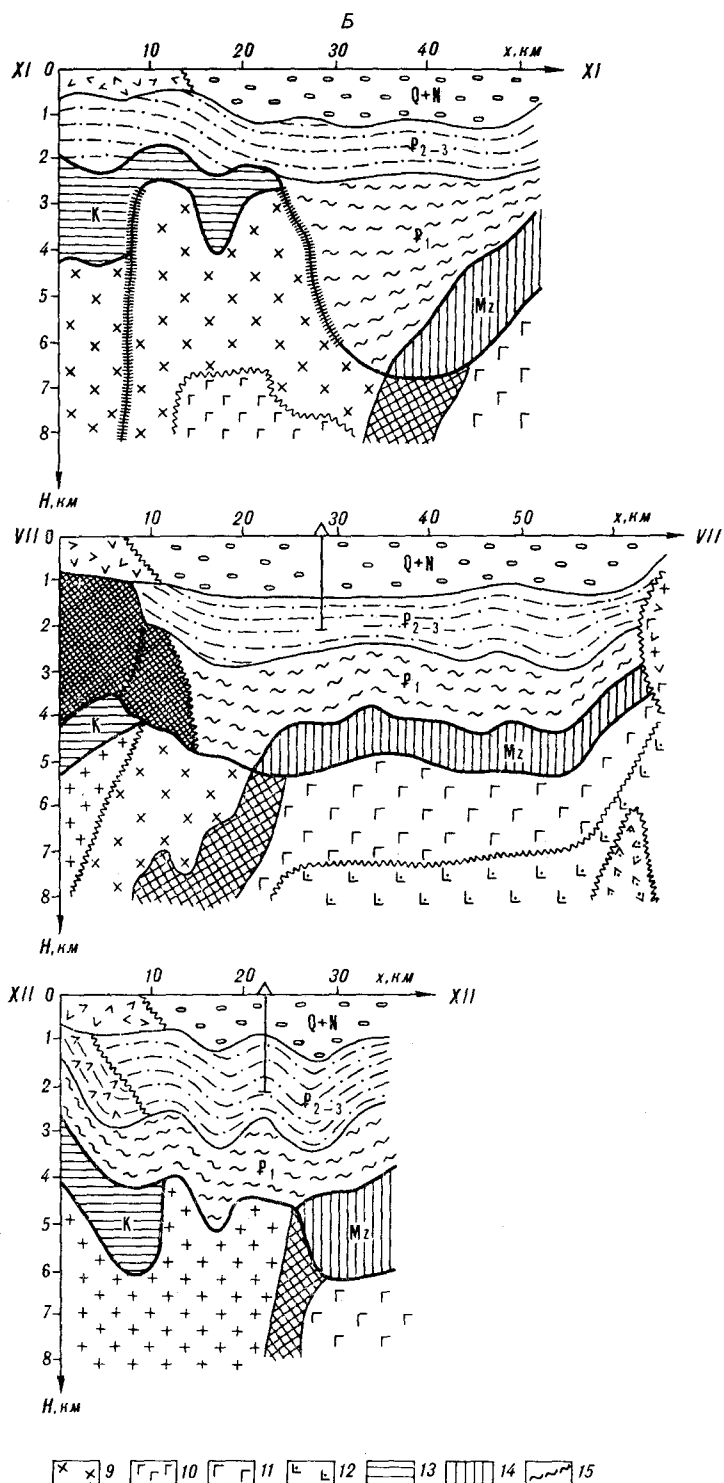


Рис. 1. Характерные разрезы: А — геоплотностные разрезы в изоденсах, Б — геолого-геофизические разрезы.

1 — изоденсы, г/см; 2 — параметрические скважины и вскрытый ими разрез; 3—5 — границы: 3 — структурных этажей, 4 — структурных ярусов, 5 — фациальные и формационные; 6 — шов-индикатор палеозоны Беньюффа; 7 — разломы; 8—10 — фундамент континентальной плиты: 8 — преимущественно кислого состава, 9 — преимущественно среднего состава, 10 — породы



основного состава; 11, 12 — фундамент океанической плиты: 11 — основного состава, 12 — ультраосновного состава; 13 — складчатое основание континентальной плиты; 14 — надбазальтовый слой океанической плиты; 15, 16 — заполнение глубоководного палеождоба; 15 — в нормальном залегании, 16 — в аккреционных призмах и областях скучивания; 17, 18 — отложения континентального склона; 17 — преимущественно терригенного состава, 18 — преимущественно вулканогенного состава; 19 — молассовые отложения; 20 — вулканиты; 21, 22 — интрузии: 21 — ультраосновного состава, 22 — разнообразного состава.

облегающую фундамент континентальной плиты в западной части площади. Мощность складчатого основания в северной части площади составляет $1,0 \div 1,5$ км, увеличиваясь до 2,0 км при заполнении депрессий по поверхности фундамента. На юге площади мощность возрастает до $2,0 \div 2,5$ км. В центральной и восточной частях субширотных профилей, по данным моделирования, породы складчатого основания отсутствуют. Хотя соответствующие изоденсы отмечаются обычно по всему профилю, их рисунок не соответствует структуре складчатого основания. Попытки протрассировать далее к востоку поверхность складчатого основания по соответствующим изоденсам приводят к неустрашимым противоречиям при построении геолого-геофизических разрезов. Характер выпадения из разреза пород складчатого основания по площади различен: наблюдаются простое выклинивание слоя, выклинивание по разлому, срезание выступом фундамента. Но на большинстве профилей при прекращении прослеживания складчатого основания наблюдаются выраженные положительные структурные формы как соответствующих складчатому основанию, так и несколько вышележащих изоденс. С некоторой долей условности эти положительные структурные формы отнесены к третьему структурному этажу.

Образования второго океанического слоя отображаются изоденсами $2,65 \div 2,80$ г/см³, образующими расположенный над фундаментом океанической плиты слой мощности $1 \div 3$ км. При смене фундамента океанической плиты на континентальный этот слой выклинивается, указанные изоденсы круто меняют свое простирание, погружаясь в первый структурный этаж, где они образуют разделяющий два комплекса шов. К указанному шву обычно приурочены разрастания мощности описываемого слоя или его волнообразные изгибы.

Третий структурный этаж представляет собой кайнозойский вулканогенно-осадочный чехол. В его составе выделяются три структурных яруса. При этом два последних яруса могут быть выделены по результатам предыдущих исследований и, кроме того, находят свое отображение в результате нашей интерпретации (на геоплотностных разрезах). Первый же структурный ярус выделен нами исключительно по результатам интерпретации и на основе общих геологических соображений. Конкретные, априорные по отношению к гравиметрии, данные по этой части разреза почти отсутствуют.

Первый структурный ярус, по нашему мнению, представляет собой палеоценовое заполнение глубоководного желоба. Такая трактовка обусловлена следующими доводами:

1. Палеозоны Беньоффа сами по себе являются индикаторами глубоководного палеожелоба и соответствуют, как правило, его осевой части [7].

2. На некоторых из геоплотностных разрезов, пересекающих палеозону Беньоффа, четко видна желобообразная структура, образованная изоденсами $2,60$ ($2,55 \div 2,70$) г/см³. Рисунок этих изоденс разительно отличаются и от ниже-, и от вышележащих. Как уже отмечалось, попытки отнесения данной части разреза ко второму структурному этажу приводят к существенным противоречиям при построении геолого-геофизического разреза. На этих разрезах четко видно асимметричное строение желоба с крутым ограниченным разломом внутренним бортом и довольно пологим бортом внешним. При этом наибольшее погружение приурочено к шву-индикатору палеозоны Беньоффа и расположено с его внутренней стороны. Такое строение согласуется с данными [9] о структуре современных глубоководных желобов Тихого океана.

Выделение данного структурного яруса наполняет реальным содержанием известную ранее [3, 12] и подтвержденную нашей интерпретацией палеозону Беньоффа. При изучении тектоники осадочных бассейнов палеозона Беньоффа представляет интерес не только сама по себе, но более как основа палеосистемы желоб — островная дуга и ее индикатор.

Возраст первого структурного яруса принят палеоценовым по его положению в разрезе между мезозойскими образованиями второго структурного этажа и стратифицированной по данным бурения олигоцен-эоценовой толщей. По литологическому составу яруса прямых желобов широко развиты турбидиты и олистостромы. Характерными для желобов формациями являются туффитобиогенно-терригенная сероцветная гемипелагическая и туффитоглинисто-кремнисто-эдафогенная, преимущественно красноватая. Судя по достаточно высоким значениям плотности ($2,55 \div 2,70 \text{ г/см}^3$), эти породы испытали значительные катагенетические изменения и, возможно, частично затронуты метаморфизмом.

В южной половине площади палеожелоб на геоплотностных разрезах не выражен, а соответствующие ему изоденсы образуют слоистую структуру относительно небольшой мощности в нижней части третьего структурного этажа. Несомненно, что связанный с палеозоной Беньоффа глубоководный желоб существовал и здесь, а мощности первого структурного яруса были значительно больше современных, по крайней мере, на прилегающих к шву-индикатору палеозоны Беньоффа участках. В геодинамике известны [7] различные механизмы преобразований (уничтожения) заполнения глубоководного палеожелоба. Осадки желоба могут быть в результате последующего (за субдукцией) изостатического выравнивания выведены над уровнем моря и впоследствии эродированы. С другой стороны, заполнение палеожелоба может быть гранитизировано и причленено к фундаменту континентальной плиты. Однако, применительно к данному району такие процессы маловероятны, потому что они требуют определенного промежутка времени между заполнением желоба и образованием перекрывающих отложений. В нашем случае такого промежутка времени нет, так как палеоценовое заполнение желоба перекрывают эоцен-олигоценовые осадки.

На наш взгляд, заполнение глубоководного палеожелоба в той части площади, где оно отсутствует или имеет резко сокращенную мощность, было выдавлено из палеожелоба и скучилось на его внутреннем склоне. Такому выводу соответствуют как общие региональные геодинамические предпосылки, так и конкретные отображения скучивания на геоплотностных разрезах. По С. Е. Апрелькову с соавторами [2, 4], по окончании субдукции в рассматриваемом районе зона Беньоффа переместилась восточнее, на территорию современного Тюшевского прогиба. Очевидно, что при субдукции в новой зоне Беньоффа на изучаемой нами площади существовала обстановка горизонтального сжатия, которая и привела к выдавливанию заполнения палеожелоба.

Проявления скучивания на геоплотностных разрезах устанавливаются в западных частях всех профилей, где современная желобообразная структура отложений первого структурного яруса отсутствует. Эти проявления выражены в куполообразном воздымании и раздуве изоденс $2,55 \div 2,65 \text{ г/см}^3$. Образования второго структурного этажа в пределах этих воздыманий обычно отсутствуют, хотя западнее они повсеместно четко следятся. Можно предположить, что породы складчатого основания были здесь вовлечены в скучивание осадков на краю палеожелоба. На ряде геоплотностных разрезов с внутренней стороны к областям скучивания примыкают раздувы изоденс $2,50 \div 2,60 \text{ г/см}^3$. Рисунок изоденс внутри этих раздувов указывает на отсутствие здесь слоистой структуры. Под ними легко распознаются образования складчатого основания. Возможно, что указанные раздувы отражают образовавшиеся на краю желоба при его заполнении аккреционные призмы. С другой стороны, характерным признаком аккреционных призм является их чешуйчатое строение с уменьшением возраста чешуй в сторону желоба. Тогда за аккреционную призму можно принять обе описанные выше неоднородности вместе, считая воздымание изоденс и их раздув отдельными чешуями этой призмы. В дальнейшем мы объединяем эти образования в один объект, тем более, что в любом случае их геодинамическое значение

одинаково — и аккреционная призма, и область скупивания являются индикаторами внутреннего склона глубоководного желоба.

Второй структурный ярус имеет олигоцен-эоценовый возраст. Его верхняя часть изучена бурением, что позволяет дать однозначную возрастную и фациальную характеристику яруса. Изучение вскрытого скважинами разреза показало, что ярус сложен глубоководными отложениями континентального склона. Очевидно, что образование второго яруса соответствует тому этапу тектонического развития, когда зона Беньоффа мигрировала на территорию современного Тюшевского прогиба, а в Центрально-Камчатском прогибе на месте мигрировавшей палеозоны Беньоффа уже существовал континентальный склон.

Плотность отложений яруса, по данным геоплотностного моделирования, меняется от 2,30 до 2,55 г/см³. Поведение изоденс свидетельствует о градиентном нарастании плотности с глубиной. Сказанное хорошо согласуется с полученной по скважинам плотностной характеристикой разреза. При этом местами наблюдается слабая зависимость плотности от глубины, что выражается в аномальном возрастании расстояния между соседними изоденсами. Наиболее вероятным объяснением этих неоднородностей представляется существенно вулканогенный состав яруса в их пределах. Известно, что вулканогенные породы гораздо менее осадочных подвержены изменению с глубиной. На большей части площади отложения второго структурного яруса имеют довольно простую слоистую структуру, что указывает на их относительно слабую деформированность.

Третий структурный ярус объединяет отложения неогена — квартера. По данным бурения, эти отложения относятся к верхней континентальной (квартер) и мелководной морской (неоген) молассе. При сопоставлении с вскрытыми скважинами разрезами подошва третьего структурного яруса отображается изоденсами 2,30 ÷ 2,35 г/см³. Толща с характерной для этого яруса плотностью 2,10 ÷ 2,30 (2,35) г/см³ на большинстве профилей к западу выклинивается. Далее здесь на соответствующие глубины воздымаются изоденсы 2,40 ÷ 2,45 г/см³. При сопоставлении с данными геологической съемки на западном обрамлении прогиба эта часть яруса отнесена к вулканитам аллейской серии неогена, имеющим соответствующую плотность. Таким образом, третий структурный ярус по составу делится на молассовые отложения и вулканиты, сменяющие друг друга по латерали.

Главным содержанием построенной тектонической карты (рис. 2) является пространственное и временное соотношение описанных структурных подразделений, а также важнейших особенностей внутреннего строения этих подразделений. При применении принципов тектоники плит важное значение имеет показ на карте индикаторов геодинамических обстановок. К ним относятся:

1. Шов, разделяющий фундаменты континентальной и океанической плит, — индикатор палеозоны Беньоффа и оси глубоководного палеожелоба. На карте показано место выхода этого шва на кровлю первого структурного этажа.

2. Скупивание пород первого структурного яруса и складчатого основания, а также и образования аккреционных призм — индикатор внутреннего склона глубоководного желоба.

Комплексы кристаллического фундамента (океанической или континентальной плит), а также его формационный состав показаны на карте крупным крапом, а также его обозначениями, но мелким беспорядочным крапом даны выявленные на профилях интрузии. Разным обозначением их контура интрузии разделены на невыходящие за пределы первого структурного этажа и на прорывающие второй структурный этаж и низы третьего.

Второй структурный этаж показан штриховкой: горизонтальная штриховка соответствует складчатому основанию континентальной плиты, а вертикальная — надбазальтовому слою плиты океанической. Часто

та штриховки отражает мощность данного этажа. Отсутствие штриховки означает выпадение второго структурного этажа из разреза.

Строение третьего структурного этажа дано на карте более детально (см. рис. 2, при использовании цвета построения по всем этажам совмещены). Вулканогенно-осадочный чехол залегает на гетерогенном основании — на складчатом основании континентальной плиты, надбазальтовом слое океанической плиты и непосредственно на кристаллическом фундаменте. Поэтому на тектонической карте показан рельеф подошвы чехла, а не кровли складчатого основания.

Так как отложения неогена — квартера плащеобразно перекрывают основной разрез и слабо связаны с его внутренней структурой, главное внимание уделено палеогеновой части разреза, т. е. первому и второму структурным ярусам. При этом применен принцип [1] показа пространственного соотношения структурных подразделений с выделением из них доминирующего по мощности. Каждому из этих двух ярусов присвоена своя штриховка, и доминирующий ярус показан сплошной штриховкой, а распространение недоминирующего яруса — пунктирной штриховкой. На значительной части площади первый и второй ярусы имеют примерно равное развитие (40—60 % от суммарной мощности), это показано комбинацией соответствующих штриховок. В условных обозначениях первого структурного яруса различаются его нормальное залегание и залегание при скучивании в аккреционных призмах. Во втором структурном ярусе отображен его состав (существенно терригенный или существенно вулканогенный). Для покровного третьего яруса мелким крапом показан его состав — молассовые отложения или вулканы.

На геоплотностных разрезах на ряде профилей установлены разрывные нарушения. Один из этих разломов характеризуется только смещением по подошве третьего структурного этажа, другие, кроме того, контролируют распространение второго структурного этажа и смену доминирующих ярусов в третьем. С соответствующим разделением эти разломы показаны на тектонической карте. Свообразным глубинным разломом является описанный выше как индикатор палеозоны Беньоффа шов.

Изложенное содержание легенды тектонической карты позволяет отобразить мощность осадочного чехла, соотношение структурных ярусов в его разрезе, возраст основного этапа формирования структур осадочного чехла и в обобщенном виде вещественный состав его ярусов. Кроме того, представлена информация о плитнотектонической принадлежности промежуточного этажа и его мощности, а также плитнотектонической принадлежности и формационном составе кристаллического фундамента.

Тектоническое районирование площади выполнено по структурному составу вулканогенно-осадочного чехла (третьего структурного этажа) т. е. по соотношению ярусов в его разрезе; при этом учитывались мощности чехла и рельеф его основания. По выделенным структурам и их границам наше районирование мало отличается от районирования С. Е. Априлкова и О. Н. Ольшанской [4], но при этом ранее известным структурам придается новое содержание.

Изученная площадь включает фрагменты двух тектонических структур первого порядка — Центрально-Камчатского прогиба и Центрально-Камчатского вулканического пояса. Так как вулканический пояс является наложенной структурой, проведение его границы с прогибом затруднено. Одним из признаков такой границы, по нашему мнению, является обращенный в сторону пояса край области скучивания осадков или аккреционных призм. За этим краем, если исходить из плитнотектонической концепции формирования прогиба, наличие мощных осадочных толщ маловероятно. По указанному признаку выделены фрагменты вулканического пояса, наиболее значительный из которых расположен в юго-западной части площади. В основании разреза здесь залегает кислый по составу фундамент континентальной плиты. Его перекрывает меловое складчатое основание, выше по разрезу залегает вулканогенно-оса-

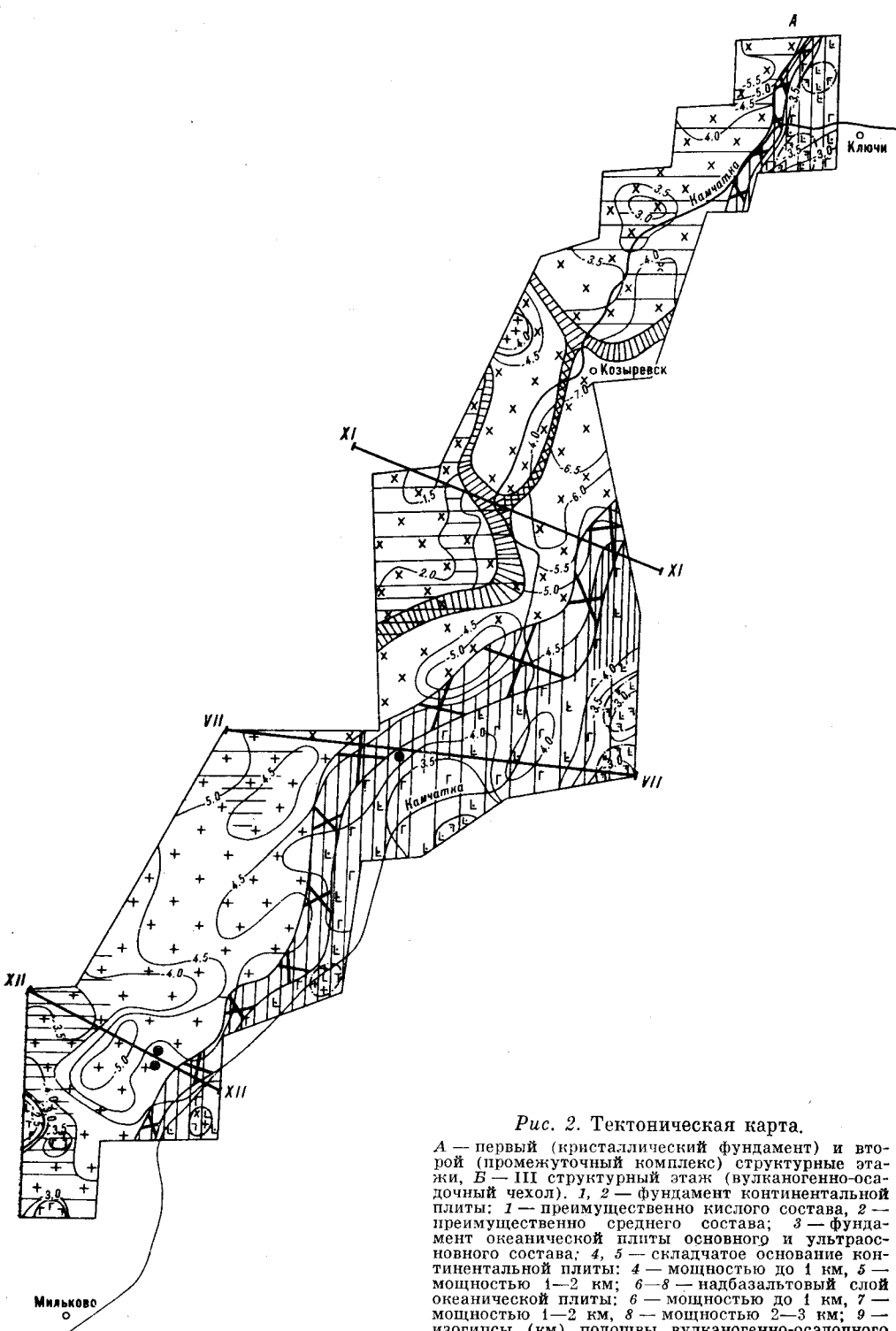


Рис. 2. Тектоническая карта.

А — первый (кристаллический фундамент) и второй (промежуточный комплекс) структурные этажи, Б — III структурный этаж (вулканогенно-осадочный чехол). 1, 2 — фундамент континентальной плиты: 1 — преимущественно кислого состава, 2 — преимущественно среднего состава; 3 — фундамент океанической плиты основного и ультраосновного состава; 4, 5 — складчатое основание континентальной плиты: 4 — мощностью до 1 км, 5 — мощностью 1—2 км; 6—8 — надбазальтовый слой океанической плиты: 6 — мощностью до 1 км, 7 — мощностью 1—2 км, 8 — мощностью 2—3 км; 9 — изогипсы (км) подошвы вулканогенно-осадочного чехла; 10, 11 — первый структурный ярус (заполнение глубоководного желоба): 10 — доминирующее

в палеогеновом разрезе, 11 — недоминирующий; 12—14 — второй структурный ярус (отложения континентального склона): 12 — преимущественно терригенного состава, доминирующий в палеогеновом разрезе, 13 — то же, недоминирующий, 14 — существенно вулканогенного состава, доминирующий в палеогеновом разрезе, 15 — равное развитие в палеогеновом разрезе отложений первого и второго структурных ярусов; 16—17 — третий структурный ярус (континентальные и мелководные осадки, вулканиты); 16 — вулканиты, 17 — молассовые отложения; 18, 19 — индикаторы геодинамических обстановок: 18 — шов, разделяющий фундаменты континентальной и океанических плит, — индикатор палеозоны Бенъефа и оси глубоководного желоба, 19 — сучивание пород первого структурного яруса и образование аккреционных призм — индикатор внутреннего склона глубоководного желоба; 20, 21 — разломы:

Ключи

Долиновский

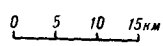
Козыревск

XI

XI

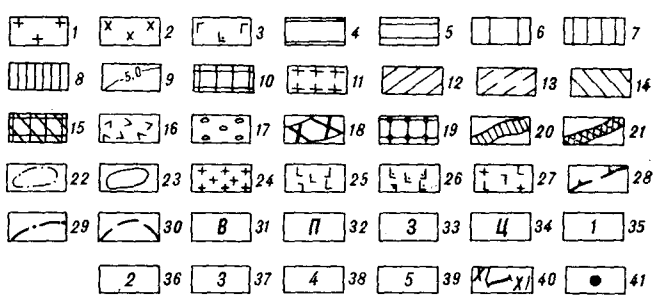
VII

VII



XII

XII



Миляково

20 — контролирующие распространение складчатого основания и смену доминирующих в палеогеновом разрезе ярусов, 21 — прочие; 22, 23 — контуры интрузий: 22 — не выходящих за пределы первого структурного этажа, 23 — прорывающие второй структурный этаж и низы третьего структурного этажа; 24—27 — состав интрузий: 24 — кислый, 25 — основной, 26 — ультраосновной, 27 — разнообразный; 28, 30 — границы тектонических структур: 28 — первого, 29 — второго, 30 — третьего порядка; 31—39 — тектонические структуры: 31, 32 — первого порядка (31 — Центрально-Камчатский вулканический пояс, 32 — Центрально-Камчатский прогиб), 33—35 — второго порядка (33 — Западная структурная зона, 34 — Центральная структурная зона, 35—39 — третьего порядка (35 — Белореченский блок, 36 — Киреунский блок, 37 — Козыревский грабен, 38 — Крапивинский выступ, 39 — Долиновский блок); 40 — профили геоплотностного моделирования; 41 — параметрические скважины.

дочный чехол мощностью $2,5 \div 3,0$ км. В чехле доминирует второй структурный ярус при его существенно вулканогенном составе, в верхней части разреза развиты вулканиты третьего структурного яруса. По разрезу развиты проникающие в чехол интрузии.

Центрально-Камчатский прогиб в поперечном к его простиранию направлении четко делится на три структурных зоны: Западную, Центральную и Восточную, эти зоны можно считать тектоническими структурами второго порядка. Изученная площадь охватывает Западную зону и прилегающий склон Центральной.

Центральная структурная зона, в общем, соответствует выделенному С. Е. Апрельковым с соавторами [3, 4] Хавывенскому погребенному поднятию. Смена названия обусловлена тем, что в изученной части зоны она выражена не столько морфологически, сколько своим внутренним строением. В основании разреза залегает кристаллический фундамент океанической плиты основного и ультраосновного состава. Граница распространения этого комплекса и является западной границей Центральной зоны, приуроченной к шву-индикатору палеозоны Беньоффа. В пределах зоны развиты довольно многочисленные интрузии основного и ультраосновного состава, как выходящие за пределы первого структурного этажа, так и прорывающие второй этаж и низы третьего. Вторым структурным этажом представлен надбазальтовым слоем океанической плиты мощностью 1—2 км. В третьем структурном этаже первый и второй структурные ярусы имеют примерно равное развитие, второй ярус имеет существенно вулканогенный состав. Завершают разрез молассовые отложения третьего структурного яруса. Общая мощность чехла составляет 3—4 км, уменьшаясь в восточном направлении; очевидно, нами изучен лишь западный склон зоны. Рельеф подошвы чехла на севере площади сглажен, а в южной части осложнен мелкими изометричными формами.

Западная структурная зона занимает большую часть изученной площади. В основании разреза Западной зоны лежит фундамент континентальной плиты, причем в северной части состав фундамента преимущественно средний, в южной — преимущественно кислый. На западе площади второй структурный этаж представлен складчатым основанием континентальной плиты. Вблизи восточной границы зоны в пределах шва-индикатора палеозоны Беньоффа наблюдается выклинивание надбазальтового слоя океанической плиты. В центральной части зоны второй структурный этаж обычно отсутствует. Это своеобразное тектоническое окно можно рассматривать как выражение палеозоны Беньоффа. С севера на юг в пределах Западной структурной зоны в качестве структур третьего порядка выделяется Белореченский блок, Киреунский блок, Козыревский грабен, Крапивненский выступ, Долиновский блок (см. рис. 2).

Белореченский блок входит в изученную площадь своим небольшим фрагментом. В основании разреза фундамент континентальной плиты преимущественно кислого состава. Вторым структурным этажом в пределах блока отсутствует. Рельеф подошвы вулканогенно-осадочного чехла резко понижен по сравнению с сопредельными структурами ($5 \div 6$ км против $3 \div 4$ км). Вулканогенно-осадочный чехол представлен, главным образом, отложениями второго структурного яруса при их существенно вулканогенном составе и скучивании осадков. Область скучивания (возможно, совместно с аккреционной призмой) имеет здесь значительную видимую мощность. Это единственная на площади область скучивания, расположенная в непосредственной близости к шву-индикатору палеозоны Беньоффа. Так как образования первого структурного яруса отсутствуют, можно предположить, что все они выжаты в область скучивания. Завершают разрез вулканиты третьего структурного яруса.

Киреунский блок характеризуется доминированием в разрезе второго структурного яруса при его преимущественно терригенном составе. Отложения первого структурного яруса образуют незначительную по

мощности толщ в нижней части чехла. Частично они выдавлены в область скупивания на юго-западе блока. Верхи разреза слагаются моласовыми отложениями третьего структурного яруса. Рельеф подошвы чехла относительно сглаженный с отметками 3,5 ÷ 4,0 км. Гипсометрически Киреунский блок представляет собой поднятую относительно сопредельных Белореченского блока и Козыревского грабена и опущенную относительно Центральной зоны прогиба структуру. Второй структурный этаж представлен складчатым основанием континентальной плиты мощностью 1,0 ÷ 1,5 км с возрастанием до 2,5 км при заполнении депрессий по поверхности фундамента. Кристаллический фундамент имеет преимущественно средний состав. Размеры блока 42 × 16 км.

Козыревский грабен представляет собой наиболее опущенную в пределах площади тектоническую структуру. Заполнение глубоководного палеожелоба (первый структурный ярус) здесь сохранилось, вероятно, в первозданном виде и доминирует в разрезе осадочного чехла. Второй структурный ярус по мощности имеет подчиненное значение и характеризуется преимущественно терригенным составом, третий ярус представлен молассой. На большей части грабена осадочный чехол залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте континентальной плиты среднего состава. По гипсометрии рельефа подошвы чехла Козыревский грабен разделяется на три части. Центральная часть (38 × 12 ÷ 16 км) имеет ярко выраженную грабенообразную структуру, глубины подошвы чехла меняются от 5,5 км на юге до 7,0 км на севере. Северо-западная часть грабена отделена от центральной разломом и представляет собой относительно поднятый блок размерами 29 × 5 ÷ 9 км со сглаженным на уровне около 4,0 км рельефом указанной границы. Юго-западная часть Козыревского грабена сообразно с изменением простирания шва-индикатора палеозоны Беньоффа имеет не субмеридиональное, как остальные части, а северо-восточное простирание своей длинной оси. Размеры этой части грабена 44 × 15 км, отметки подошвы чехла 4,0 ÷ 5,0 км. Северная и западная границы грабена разломные, восточная совпадает с границей структурных зон прогиба, южная проведена по смене доминирующего в третьем структурном этаже яруса. Вытянутая форма и разломные ограничения описанной структуры побудили отказаться от названия Козыревская «впадина» [4] в пользу термина «грабен».

Крапивненский выступ является наиболее поднятой частью Западной структурной зоны, мощности осадочного чехла в его пределах не превышают 1,5 ÷ 2,0 км. Термин «блок» [4] заменен нами на «выступ», чтобы подчеркнуть его поднятое положение, так как блоками в данной структурной зоне названы относительно глубоко погруженные структуры. Общие размеры Крапивненского выступа 45 × 35 км, в изученную площадь входит его восточная половина. От сопредельных структур выступ отделен разломами значительной (2,0 ÷ 3,5 км) амплитуды. В основании разреза выступа средний по составу кристаллический фундамент. На нем залегает складчатое основание континентальной плиты, заполняя с увеличением своей мощности локальные депрессии поверхности фундамента. В осадочном чехле первый структурный ярус отсутствует, доминирует второй структурный ярус преимущественно терригенного состава. Третий структурный ярус на большей части выступа представлен вулканитами, а ближе к его восточной границе они сменяются моласовыми отложениями.

Долиновский блок занимает значительную территорию (80 × 36 км) на юге площади. Блок залегает на преимущественно кислом по составу кристаллическом фундаменте. Второй структурный этаж в виде складчатого основания континентальной плиты распространен лишь в западной окраине блока. Детальное изучение не подтверждает наличия здесь известной под названием Долиновская впадина [4] крупной изометричной отрицательной структуры довольно простого строения. Вместо этого наблюдается сложный рисунок изогипс подошвы чехла, глубины кото-

рых в пределах блока меняются от 3,5 до 5,0 км. На фоне этой мозаики выделяются две узкие отрицательные формы, которые как бы являются продолжением юго-западной части Козыревского грабена. Долиновский блок гетерогенен по структурному составу третьего этажа. В упомянутых выше отрицательных формах доминирует первый структурный ярус. На их периферии первый и второй ярусы имеют равное развитие, местами доминирует второй структурный ярус. Юго-западную и западную части блока занимают образования скучивания осадков и аккреционных призм, которые имеют здесь наибольшее площадное распространение. Завершают разрез отложения третьего структурного яруса, на большей части блока представленные молассой, а в его юго-западной части — вулканитами. Приведенные данные позволяют предположить, что в палеоцене Долиновский блок имел близкую к Козыревскому грабену структуру, т. е. представлял собой глубоководный палеожелоб. При последующих процессах сжатия, связанных с субдукцией в мигрировавшей восточнее палеозоне Беньоффа, палеожелоб был деформирован, а основная часть его заполнения была выжата на внутренний край, где, причленившись к аккреционным призмам, образовала обширные области скучивания. Отрицательные формы рельефа подошвы осадочного чехла, где доминирует первый структурный ярус, представляют собой уцелевшие реликты глубоководного палеожелоба.

Изученные особенности строения и эволюции юго-западной части Центрально-Камчатского прогиба позволяют уточнить перспективы ее нефтегазоносности. В последние годы внедряется плитнотектоническая классификация осадочных бассейнов [6]. Приведенные выше данные позволяют отнести Центрально-Камчатский прогиб к субдукционным междугорным нефтегазоносным бассейнам (НГБ). Такие бассейны характеризуются средними перспективами. Любопытно, что такая же оценка перспектив прогиба дана А. В. Кондаковым [11], который рассматривает Центрально-Камчатский прогиб как постинверсионный молассовый НГБ «угнетенной» стадии эволюции. Наиболее перспективной частью разреза следует считать глубоководные отложения второго структурного яруса, образовавшиеся в условиях континентального склона. Для поисковых работ большое значение имеет прогнозирование АВПД. Предложенный плитнотектонический механизм развития прогиба позволяет связать АВПД с сокращением объема осадочного бассейна при вызванном послепалеоценовой субдукцией сжатии, приведшем к выдавливанию заполнения глубоководного палеожелоба. С этой точки зрения, в Козыревском грабене, где палеожелоб сохранился, наличие АВПД маловероятно. Исходя из максимальных мощностей осадочного чехла и относительно простого строения, Козыревский грабен представляется наиболее перспективной из тектонических структур изученной площади.

В заключение автор выражает благодарность геофизику С. Л. Иванову, выполнившему связанные с геоплотностным моделированием расчеты на ЭВМ, и канд. геол.-мин. наук С. Е. Апрелькову за полезное обсуждение результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. К вопросу о принципе составления региональных тектонических карт // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 213, № 1.— С. 162—165.
2. Апрельков С. Е., Чижов Б. В., Лебедев М. М. Камчатские палеосистемы вулканическая дуга — глубоководный палеожелоб как индикаторы палеозоны Беньоффа // Древние сейсмофокальные зоны/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 110—121.
3. Апрельков С. Е., Смирнов Л. М., Ольшанская О. Н. Природа аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 68—71.
4. Апрельков С. Е., Ольшанская О. Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 1.— С. 53—66.
5. Берсон Г. Л., Смирнов В. Н., Драновский Я. А. и др. Новые данные о строении

- осадочного чехла Козыревского прогиба (Центральная Камчатка) // Кайнозой Дальнего Востока СССР/ВНИГРИ.— Л., 1981.— С. 55—62.
6. *Геодинамические основы прогноза и поисков нефти и газа и их внедрение в практику геолого-разведочных работ*: Обзор/ВИЭМС.— М., 1990.
 7. *Геодинамические реконструкции* (Методическое руководство для региональных геологических исследований).— Л.: Недра, 1989.
 8. *Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова*. Т. XXXI, ч. 1.— М.: Недра, 1964.
 9. *Гнибиденко Г. С.* Структура глубоководных желобов Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.
 10. *Исаев В. И.* Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 1.— С. 107—112.
 11. *Кондаков А. В.* Нефтегазность моласс.— М.: Недра, 1988.
 12. *Розенкранц А. А., Ковалева В. В.* Древняя зона Беньюффа Камчатского полуострова и ее роль в формировании Среднего вулканического пояса // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов/ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1976.— С. 139—141.

*ИГО Камчатгеология
Елизово Камчатской обл.*

*Поступила в редакцию
8 января 1992 г.*

УДК [550.837.2 + 550.837.8](26)

Б. Л. Столов

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА МЕТОДАМИ ЕП И ВП ПРИ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ ШЕЛЬФА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ НА РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рассмотрена проблема расширения рудоперспективных площадей за счет вовлечения областей шельфа дальневосточных морей. Обсуждены вопросы возможности применения электроразведочных методов ЕП и ВП, хорошо зарекомендовавших себя при поисках рудных месторождений на суше. Предложены предварительные геоэлектрические модели для безрудных участков шельфа, а также рудоперспективных площадей, вмещающих коренные и россыпные месторождения для глубин моря 20—100 м. С использованием этих моделей проведено математическое моделирование и приведены теоретические кривые ВЭЗ ВП. Показано, что рудоперспективные участки как с коренными, так и с россыпными объектами отчетливо фиксируются кривыми кажущейся поляризуемости. Показана разрешающая способность метода ЕП. Даны рекомендации по направлению развития методов ЕП и ВП на шельфе дальневосточных морей.

Значительная часть шельфовых зон нашей страны расположена на Дальнем Востоке. Так, только шельфовая зона, примыкающая к Приморью, простирается в северо-восточном направлении от м. Поворотный до м. Золотой на расстояние более 700 км и при средней ширине шельфовой зоны 23 км до изобаты 200 м составляет 16 700 км², т. е. более 10 % сухопутной площади края.

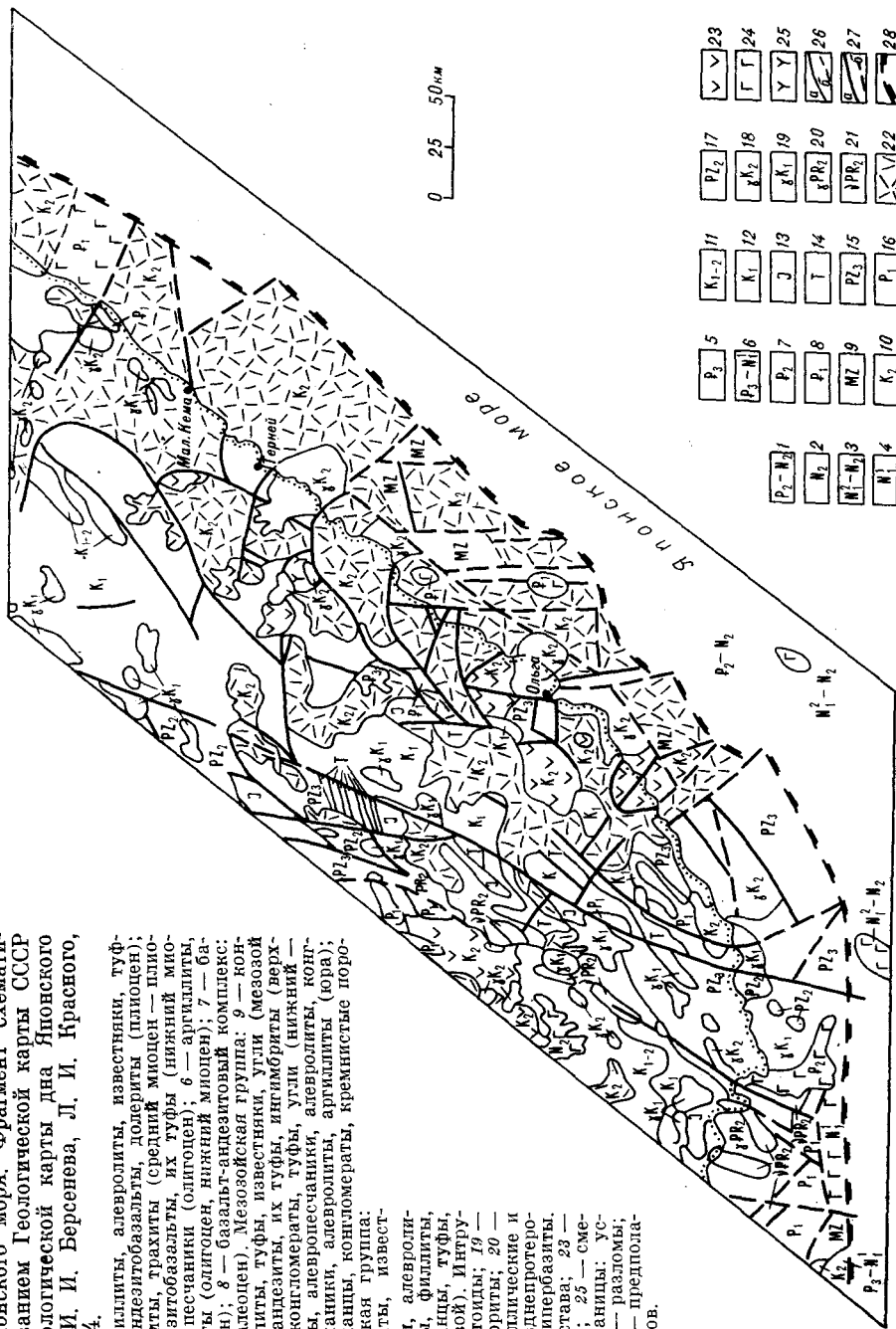
Главным объектом исследований на шельфе дальневосточных морей являются россыпные месторождения, освоение которых относительно легко осуществимо. На шельфе дальневосточных морей широко развиты различные россыпные месторождения металлов, например, благородных металлов у берегов Приморья, касситерита в северо-восточных морях, магнетита и пльменита в районе Курильских островов.

Как потенциальная база для горно-рудной промышленности представляют значительный интерес коренные рудные месторождения различного состава: полиметаллические, оловополиметаллические, медно-молибденовые, золотосеребряные.

Непосредственная близость шельфовых зон к континенту обуславливает ряд особенностей, которые необходимо учитывать при проведении исследований с целью поисков полезных ископаемых. Участки суши и

Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты восточного При-морья и прилегающего шельфа Японского моря. Фрагмент схематической карты составлен с использованием Геологической карты СССР масштаба 1:25 000 М., 1983 и Геологической карты дна Японского моря масштаба 1:25 000 под ред. И. И. Берсенева, Л. И. Красного, 1984.

Кайнозойская группа: 1 — алевролитаргиллиты, алевролиты, известняки, туфы (эоцен — миоцен); 2 — базальты, андезитобазальты, долериты (плиоцен); 3 — трахитобазальты, базальты, трахитандезиты, трахиты (средний миоцен — плиоцен); 4 — базальты инкошечелочные, андезитобазальты, их туфы (нижний миоцен); 5 — риолиты, дациты, алевролиты, песчаники (олигоцен); 6 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфы, конгломераты (олигоцен, нижний миоцен); 7 — базальты, андезитобазальты, их туфы (эоцен); 8 — базальт-андезитовый комплекс: базальты, андезитобазальты, андезиты (палеоцен). Мезозойская группа: 9 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, известняки, угли (мезозой нерасчлененный); 10 — дациты, риолиты, андезиты, их туфы, интриты (верхний мел); 11 — песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы, угли (нижний верхний мел); 12 — песчаники, алевролиты, алевропесчаники, алевролиты, конгломераты, угли (нижний мел); 13 — песчаники, алевролиты, аргиллиты (юра); 14 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, кремнистые породы, известняки, угли (триас). Палеозойская группа: 15 — песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки (верхний палеозой); 16 — песчаники, алевролиты (нижний пермь); 17 — метапорфириты, филлиты, песчаники, глинистые и фидлитовые сланцы, туфы, конгломераты, известняки (средний палеозой). Интрузивные породы: 18 — позднемесозые гранитоиды; 19 — раннемезозые граниты, гранодиориты, диориты; 20 — среднепалеозойские граниты крупнокристаллические и порфиридные, плагиограниты; 21 — позднепротерозойские габбро, диориты, габбро-диориты, тивербазиты. Вулканические породы: 22 — кислого состава; 23 — среднего состава; 24 — основного состава; 25 — смешанного состава; 26 — геологические границы; 27 — разломы; 28 — достоверные (а), предполагаемые (б); 29 — предпологаемые (а), предполагаемые (б); 28 — предпологаемые раздвиговые границы блоков.



$P_3-N_3/1$	P_3 5	K_{1-2} 11	PL_2 17	V 23
N_2 2	$P_3-N_1/6$	K_1 12	K_2 18	Γ 24
$N_1-N_2/3$	P_2 7	J 13	K_1 19	Y 25
N_1 4	P_1 8	T 14	K_2 20	g 26
	MZ 9	PL_3 15	PR_1 21	g 27
	K_2 10	P_1 16	PR_2 22	g 28

примыкающие к ним области шельфа можно считать единым объектом исследования. Геологические и тектонические структуры, магматическая и связанная с ней металлогеническая зональность не ограничиваются сушей, а протягиваются в область шельфа, создавая возможность обнаружения рудных узлов, полей, благоприятных участков для локализации полезных ископаемых, аналогичных выявленным на суше. Шельф также является местом аккумуляции материалов эродирования находящихся на суше коренных месторождений, что приводит к образованию морских россыпей. Установленные закономерности, признаки и критерии размещения полезных ископаемых на сухопутном побережье с определенными коррективами могут быть использованы для оценки рудоносности областей шельфа. Из приведенных выше соображений следует возможность использования богатого методического и технического опыта поисков полезных ископаемых. Это касается прежде всего выбора комплекса поисково-картировочных методов, последовательности, масштаба исследований и других важных методических вопросов. Естественно, что при общих физико-геологических основах методика исследования на шельфе приобретает свою специфику, главным образом из-за наличия хорошо проводящего водного слоя.

Рассмотрим общность геологического строения и металлогенической обстановки шельфовых зон и сухопутного побережья на примере Восточного Приморья (рис. 1). Многочисленные интрузивные тела, литологические и стратиграфические образования, закартированные на суше, прослеживаются в пределах шельфа. Широкое развитие получили поперечные, субширотные и северо-восточные разломы, параллельные простиранию структур дна Японского моря. Все это является отражением связи мезо-кайнозойской эволюции Сихотэ-Алиня с образованием Японского моря [7].

Общность геологического строения шельфа и прилегающей суши подтверждается характером магнитного поля [5]. Для прибрежной части суши характерно наличие широкой полосы сложных знакопеременных аномалий, причем в восточной части отмечается серия положительных аномалий, иногда совпадающих с локальными гравитационными аномалиями. Аномальный характер магнитного поля обусловлен наличием здесь многочисленных интрузий и связанных с ними вулканитов среднего и основного состава, с верхнемеловыми гранитоидными интрузиями, содержащими большое количество темноцветных минералов и характеризующимися повышенными магнитными свойствами, зонами гидротермальных изменений. Сходный характер магнитного поля зафиксирован в результате исследований, проведенных И. И. Берсеновым, В. Л. Безверхним и др. в 1975 г. на прилегающем шельфе Японского моря. Серия локальных аномалий интенсивностью от -100 до $+500$ нТл отражает широкое распространение геологических образований, аналогичных закартированным на суше.

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы в восточном Приморье выявлено большое количество месторождений и рудопроявлений разнообразных полезных ископаемых, причем в соответствии с наблюдаемой магматической зональностью существует и зональность металлогеническая [7]. При движении с запада на восток к Японскому морю области, преимущественно рудоносные на вольфрам и олово, сменяются областями, перспективными на оловополиметаллическое, полиметаллическое, медно-молибденовое оруденение (рис. 2).

Важным моментом является то, что обширные металлогенические области не замыкаются на востоке, а открыты в направлении шельфа. Это относится к металлогеническим зонам: полиметаллической, медно-молибденовой, золотосеребряной. Ряд известных рудных районов (см. рис. 2) не ограничивается сушей, а по-видимому, продолжается в область шельфа.

Таким образом, общность геологической и металлогенической обстановок восточной части Сихотэ-Алинской складчатой системы и при-

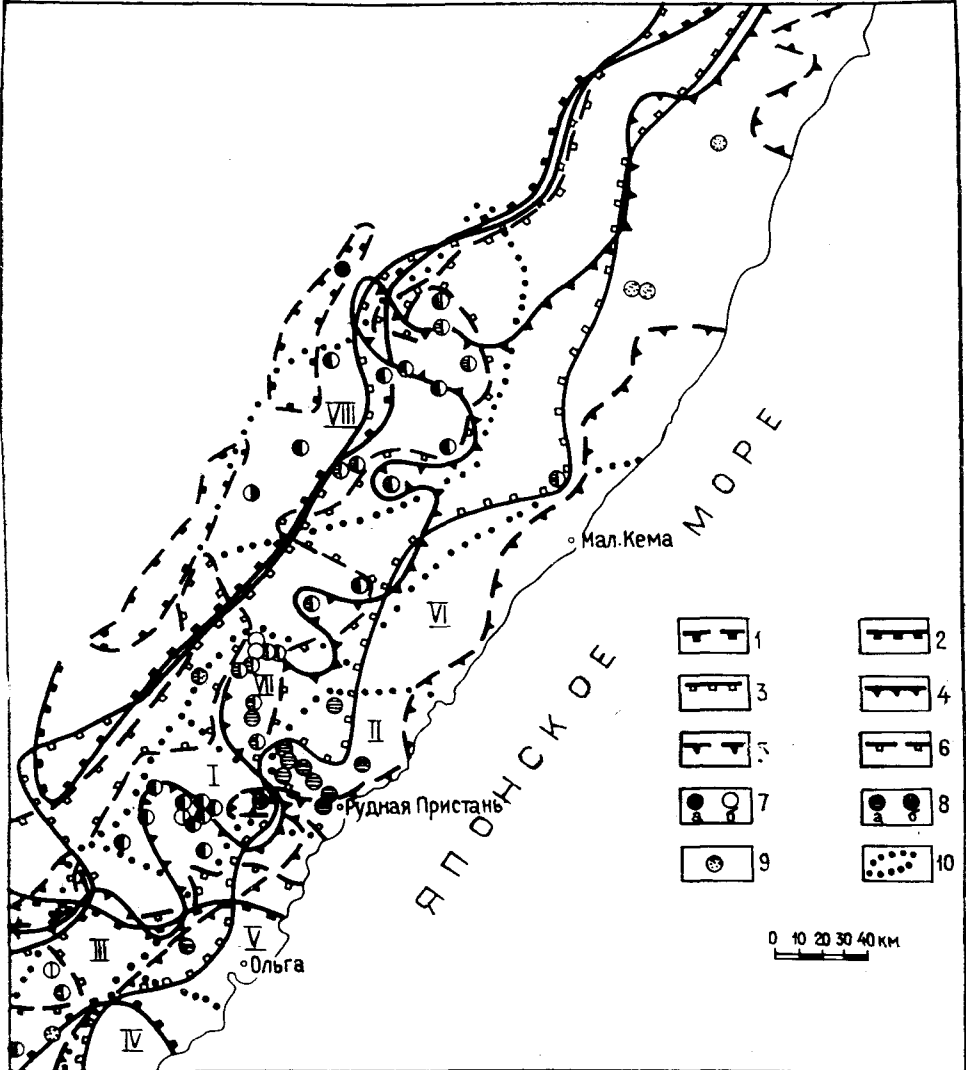


Рис. 2. Схема металлогенической зональности восточного Приморья (по Ф.И. Ростовскому, В. Д. Шлемченко, 1989).

Металлогенические зоны и их границы: 1 — вольфрамовая; 2 — оловянно-вольфрамовая; 3 — оловянно-полиметаллическая; 4 — полиметаллическая; 5 — медно-молибденная; 6 — золотосеребряная. Месторождения: 7 — вольфрам (а), олово (б), 8 — свинец (а), медь (б), 9 — золото, серебро; 10 — рудные районы: I — Кавалеровский, II — Дальнегорский, III — Фурмановский, IV — Щербаковский, V — Ольгинский, VI — Тернейский, VII — Верхне-Уссурский, VIII — Арминский.

мыкающего шельфа Японского моря, продолжение геологических структур и рудных районов с суши в область шельфа определяют потенциальные перспективы последнего на обнаружение коренных и россыпных рудных месторождений полевых ископаемых.

Аналогичную ситуацию можно проследить и в других частях Дальневосточного региона, опыт поисковых работ на суше которого показывает, что для решения задач поисков рудных месторождений применяется широкий комплекс геофизических методов: гравиразведка, магниторазведка, АГСМ — магнитная съемка, различные модификации электро-разведки.

На этапе мелкомасштабной геологической съемки (1:1 000 000 — 1:200 000) основными геофизическими методами служат гравиметрия и аэромагнитная съемка. При этом устанавливаются общие черты геологического и тектонического строения площади в сочетании с геологи-

ческими и геохимическими методами, выявляются и определяются в общих чертах контуры рудных районов. Электроразведочные исследования носят рекогносцировочный характер.

При средние- и крупномасштабных геологических работах (1:50 000 и крупнее) эти же методы используются для более детального изучения особенностей геологического строения рудных районов, выделения внутри их структур, благоприятных для локализации рудных полей месторождений. На этом этапе возрастает роль электроразведочных методов: кажущихся сопротивлений, естественного электрического поля (ЕП), вызванной поляризации (ВП), метода переходных процессов (МПП) и др.

При более детальных исследованиях роль электроразведочных методов еще более ощутима, комплекс методов дополняется детализационными разбурочными, скважинными методами.

При проведении полевых работ на рудоперспективных площадях Сихотэ-Алинской складчатой системы большое распространение получил метод ЕП, а с 70-х годов — метод ВП. Применение этих методов обуславливается широким развитием на рудных полях и их флангах сульфидной минерализации, включающей активные электропроводящие сульфиды, такие как пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит и др. В Приморье методом ЕП, который начал применяться для поисков цветных и редких металлов с 1950 г., было отмечено около 90 % всех известных неглубокозалегающих месторождений и рудопроявлений [1]. Отношение рудных аномалий, соответствующих оловянным и полиметаллическим объектам, к общему числу аномалий составляет 1:5. Как правило, «рудные» аномалии над оловянными и полиметаллическими объектами развиты на площадях размером от единиц до нескольких десятков квадратных километров и имеют отрицательный знак, а амплитуда аномалий колеблется в пределах $-100 \div -250$ мВ, реже $-350 \div -400$ мВ.

Метод ВП более универсальный и глубинный способ обнаружения сплошных прожилковых, и вкрапленных руд. Как правило, аномальные области ВП интенсивностью 7—20 % и более на фоне нормальных значений (2—3 %) значительно больше по площади, чем аномальные области ЕП.

В Дальнегорском рудном районе Приморья все месторождения и рудопроявления находятся в пределах аномальных областей ВП, отождествляемых с зонами сульфидной минерализации. За последние годы из выявленных с помощью метода ВП и других геофизических методов перспективных геофизических участков первой категории ПГУ-1 оценено горно-буровыми работами более 30, из которых 50 % получили положительную оценку, т. е. выявлен ряд месторождений и рудопроявлений таких как Стыковочный на олово, Скрытый на вольфрам, Диоритовый на медь и др.

Таким образом, исходя из этих соображений, и того факта, что рудоносные структуры, металлогеническая зональность распространяются с суши в область шельфа, можно предположить, что методы ЕП, ВП могут быть использованы для выявления рудоперспективных участков, в пределах которых рудная минерализация локализуется под рыхлыми осадками небольшой мощности до 100 м.

Наличие слоя морской воды определяет отличия характера аналогичных полей ЕП и ВП от аномальных на суше. Прежде всего это выражается в уменьшении интенсивности аномалий. По расчетам [12], при соотношении сопротивлений воды и донных отложений, не превышающих 1/19, интенсивность аномалий ЕП над поляризованным объектом, находящимся ниже дна, уменьшается вдвое при перемещении приемных электродов от морского дна к поверхности воды. Вместе с тем, как показывает опыт, аномальные объекты выделяются четкими локальными аномалиями. Для рудных объектов амплитуда аномалий может достигать $-60 \div -120$ мВ, для других типов аномалиеобразующих объектов шельфа $-10 \div -50$ мВ [11].

На одном из месторождений над прибрежно-морской россыпью касситерита, сопровождающейся ильменитом, магнетитом, галенитом, пиритом, отмечена отрицательная аномалия потенциала ЕП интенсивностью -15 мВ с градиентом $\pm 0,01-0,02$ мВ/м [11]. На шельфе дальневосточных морей выявлены аномалии в основном над тектоническими зонами [3]. Обычно величина их градиента составляла $\pm 1-2$ мВ/50 м ($0,02-0,04$ мВ/м), и они четко выделяются на фоне значений поля, соответствующих вмещающим породам.

Представления о характере поля ВП можно получить на базе математического моделирования, так как на шельфе дальневосточных морей исследования этим методом не проводились. Для оценки аномального эффекта использованы параметры геоэлектрического разреза на основе исследований на суше в пределах Сихотэ-Алинской складчатой зоны, геолого-геофизических работ на примыкающем шельфе, имеющихся представлений о морфологии морских россыпей, а также справочных данных.

По результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования [2], акустический фундамент практически непосредственно залегает под слоем воды или рыхлых отложений, представленных илами, разнозернистыми песками с галькой мощностью $10-30$ м. Удельное сопротивление рыхлых отложений, согласно имеющимся представлениям, составляет $10-20$ Ом·м. Акустический фундамент представлен в основном вулканогенно-осадочными и интрузивными породами различного состава (габброиды, диориты, праниты) от протерозойского до мезозойского возраста и кайнозойскими базальтами. Удельное сопротивление пород фундамента колеблется от нескольких десятков Ом·м до бесконечно большого. Возможно наличие локальных низкоомных зон до десятков единиц Ом·м, связанных с обводненными зонами дробления, с областями рудной минерализации.

При погружении дна шельфа до изобаты 1000 м в разрезе кроме четвертичных отложений появляются дочетвертичные (олигоцен-миоценового, плиоценового возраста), представленные аргиллитами, алевролитами, песчаниками, иногда с гравием и галькой. На основе данных для аналогичных комплексов на суше можно принять, что сопротивление этих пород составляет $50-100$ Ом·м. Во всех вариантах разреза участвуют слой морской воды, удельное сопротивление которой ориентировочно равно $0,3$ Ом·м [9], и обводненный верхний слой $-1,2-2$ Ом·м. Мощность последнего может колебаться от 10 до 20 м.

С учетом вышеизложенного для моделирования приняты три варианта геоэлектрического разреза (табл. 1). В реальных условиях можно ожидать значительно более сложный разрез с многочисленными локальными геоэлектрическими неоднородностями. Однако данные три варианта могут быть приняты базовыми для моделирования верхней части геоэлектрического разреза шельфа дальневосточных морей.

На рис. 3 приведены рассчитанные на ЭВМ теоретические кривые зондирования, полученных установкой Шлюмберже для данного горизонтального разреза. Расчеты сделаны для установки, питающие и приемные электроды которой расположены в приповерхностном водном слое. Результаты показывают, что на кривых кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) разрез рыхлых кайнозойских отложений практически не дифференцируется, а кривые уже к $AB/2 = 500$ м не менее чем тремя точками выходят на восходящую асимптоту, отражая влияние сопротивления слоя фундамента.

При расчете эффекта вызванной поляризации приняты варианты геоэлектрического разреза, приведенные выше (см. рис. 3). Данные о величинах поляризуемости (η) отдельных горизонтов, которые использованы при моделировании, получены из литературных источников [6] и опыта работ в различных районах Приморья. Неизвестна величина поляризуемости морской воды (верхний слой). Поскольку вызванная поляризация (ВП) возникает при наличии твердой и жидкой фаз элект-

Варианты геоэлектрического разреза шельфа Приморья

Номер слоя	h_i , м	ρ_i , Ом·м	Элементы геологического разреза
<i>Вариант I</i>			
1	50	0,3	Морская вода
2	10	2	Обводненный придонный слой осадков
3		500—10 000	Породы фундамента
<i>Вариант II</i>			
1	50	0,3	Морская вода
2	10	2	Обводненный придонный слой осадков
3	10	20	Песчано-гравийные отложения
4	50	50	Алевритоаргиллитовые отложения
5		500—10 000	Породы фундамента
<i>Вариант III</i>			
1	100	0,3	Морская вода
2	10	2	Обводненный придонный слой осадков
3	20	20	Песчано-гравийные отложения
4	50	50, 100	Алевритоаргиллитовые отложения
5		500—10 000	Породы фундамента

Примечание. h_i — мощность, ρ_i — удельное электрическое сопротивление слоя.

ролита, можно ожидать отсутствие возникновения ВП, а значение кажущейся поляризуемости (η_k) в этом случае близко к нулю, когда влияние дна незначительно. Вследствие отмеченной неопределенности для расчета кривых η_k условно слою морской воды присвоены значения η на 2—3 порядка ниже обычно встречаемых — $10^{-2}\%$, $10^{-3}\%$.

Для горизонтов, слагающих дно шельфа, на основании опыта работ и литературных данных [6] приняты следующие значения поляризуемости:

обводненный слой осадков	—	0,1 %
песчано-гравийные отложения	—	1 %
алевритоаргиллитовая толща	—	2 %
породы фундамента за пределами рудоносной толщи	—	3 %
породы фундамента из рудовмещающей сульфидизированной толщи	—	10—15 %

С учетом принятых значений η_i и ρ_i построен ряд теоретических кривых для установки Шлюмберже. При этом для простоты расчетов рудовмещающая сульфидизированная толща с параметрами $\rho_5 = 50$ Ом·м, $\eta_5 = 10,15\%$, $h_5 = 300$ м принята как горизонтальный слой бесконечного простираения. На рис. 4 представлены кривые ρ_k и η_k для различных вариантов предполагаемого разреза шельфа, а параметры, по которым рассчитаны кривые, приведены в табл. 2.

Анализ рис. 4 показывает, что кривые ρ_k над «безрудными» и «рудными» площадями практически не отличаются. В то же время кривые η_k в рассчитанном интервале АВ/2 резко отличаются. Так, при отсутствии рудовмещающего поляризуемого горизонта кривые 1, 2 для $\eta_1 = 10^{-2}\%$ и $10^{-3}\%$ существенно расходятся в начальной части кривой до АВ/2 = 150 м, далее с увеличением АВ/2 они сближаются. На АВ/2 = 500 м $\eta_k = 3-4 \cdot 10^{-2}\%$.

При наличии рудовмещающего сульфидизированного горизонта кривые 3, 4 отличаются более резким возрастанием, различие между кривыми с $\eta_1 = 10^{-2}$ и 10^{-3} практически исчезает при АВ/2 = 100 м, и при АВ/2 = 500 м значения достигают 0,3—0,4 %, т. е. на порядок выше соответствующих значений «безрудных» кривых.

В 1984 г. В. К. Дугласом на базе комплексных геолого-геофизических исследований была создана физико-геологическая модель россыпей дальневосточных морей [4], которая использована нами при составлении

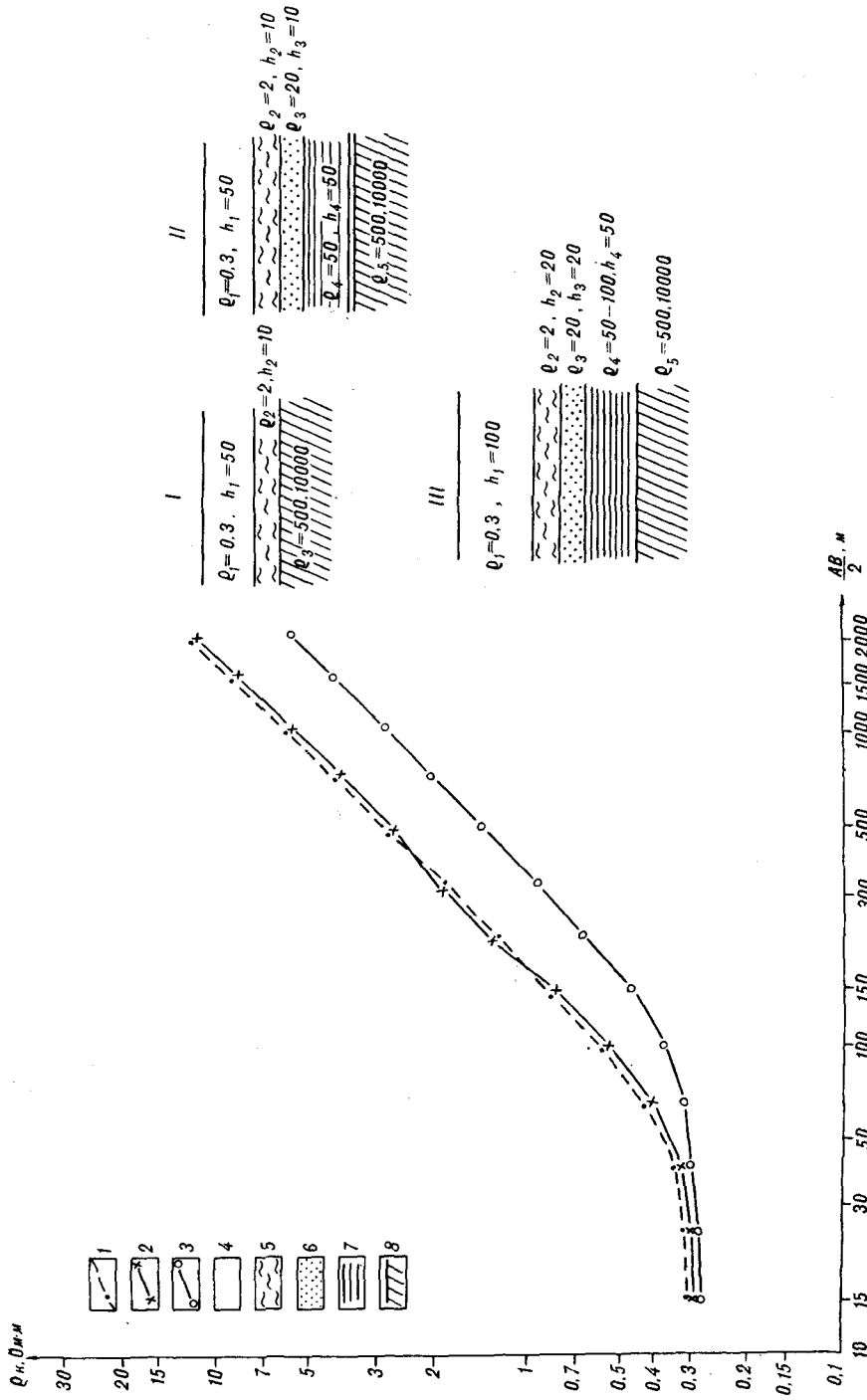


Рис. 3. Теоретические кривые ρ_k ВЭЗ (AMNB) для различных вариантов геологического разреза пельфа Приморья до изобаты 400 м.

I—III — варианты геологического разреза (h_i — мощность слоя в м, ρ_i — удельное электрическое сопротивление, Ом · м); кривые ρ_k для вариантов геологического разреза: I — I, 2 — II, 3 — III; геологические горизонты: 4 — слой морской воды; 5 — обводненный слой осадков, 6 — песчано-гравийные отложения, 7 — алевролигнитоаргиллитовая толща; 8 — породы фундамента.

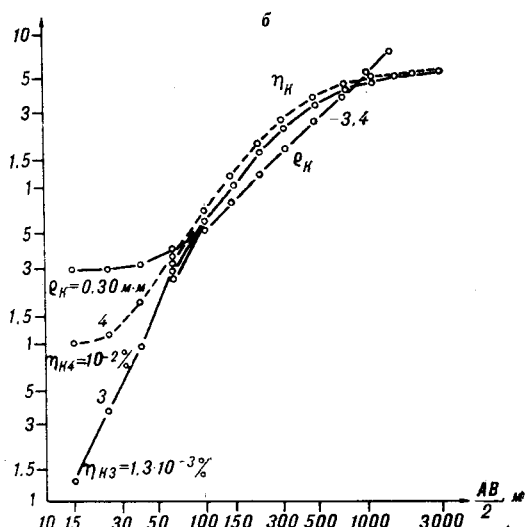
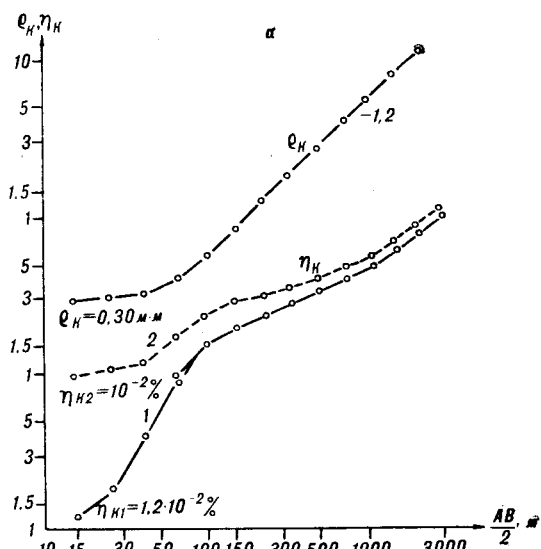
Рис. 4. Теоретические кривые ρ_k и η_k ВЭЗ ВП (AMNB) для вариантов 1, 2 (см. табл. 2) геоэлектрического разреза шельфа Приморья без рудовмещающего сульфидизированного горизонта (а) и для вариантов 3, 4, включающих рудовмещающий сульфидизированный горизонт (б).

обобщенного геоэлектрического разреза. Большинство россылей различных металлов имеет площадные размеры $1-5 \times 20$ км и мощность рудоносного слоя от 1 до 20 м. В первом приближении для расчетов можно представить россыпь как горизонтальный пласт. Ниже приводятся кривые ВЭЗ ВП над ильменитовой россыпью. Данными о поляризуемости ильменитовых, титаномагнетитовых россыпей автор настоящей статьи не располагает. За ориентир взяты результаты исследований объединения Приморгеология на ильменитовом рудопроявлении Максимова Сопка, где значения колебались от 4 до 15 %. В результате для расчетов приняты следующие геоэлектрические модели, включающие рудоносную россыпь и без нее (см. табл. 2, варианты 5—7).

Анализ результатов моделирования (рис. 5) показывает, что на кривых η_k рудные и безрудные участки разделяются достаточно четко. На безрудных участках в интервале $AB/2 = 40-500$ м η_k меняется от 0,03 до 0,08 %, в то же время над россыпью при принятой поляризуемости 5 и 10 % в том же интервале поляризуемость изменяется от 0,3 до 0,4 % и от 0,7 до 0,75 % соответственно. Как явствует из результатов предварительных расчетов, этот аномальный эффект снижается с уменьшением мощности россыпи (5 м) до 0,2—0,4 %, но недостаточен для выделения «рудных» участков.

Порядок величины аномального эффекта подтверждается приведенными в литературе результатами опытных исследований методом ВП на морской касситеритовой россыпи в северных морях, где основным электропроводящим минералом-спутником является ильменит. Наблюдения проведены со льда при глубине моря до 10 м установкой ВЭЗ ВП AMNB с $AB_{max} = 400$ м в импульсном режиме, с временем зарядки 5 с и временем задержки 20 мс [8]. Получены максимальные значения $\eta_k = 0,5-0,6$ % на разnose $AB/2 = 100$ м при фоновых значениях на малых разносах и на участке за пределами россыпи, равных 0,03—0,06 %.

Таким образом, сульфидизированные рудовмещающие участки на шельфе могут быть выявлены при $AB/2 = 150-500$ м. Однако в отличие от работ на суше, где в аномальных рудоперспективных площадях значения η_k достигают 7—15 % и более, на шельфе можно



Параметры геоэлектрического разреза для расчета теоретических кривых ВЭЗ ВП

Номер слоя	h_i , м	ρ_i , Ом·м	η_i , %	Элементы геологического разреза
<i>Вариант 1</i>				
1	50	0,3	10^{-3}	Морская вода
2	10	2	10^{-1}	Обводненный придонный слой осадков
3	10	20	1	Песчано-гравийные отложения
4	50	50	2	Алевролитогиллистая толща
		500	3	Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы различного состава
<i>Вариант 2</i>				
1	50	0,3	10^{-2}	Разрез аналогичен варианту 1
2	10	2	10^{-1}	
3	10	20	1	
4	50	50	2	
5		500	3	
<i>Вариант 3</i>				
1	50	0,3	10^{-3}	Морская вода
2	10	2	10^{-1}	Обводненный придонный слой осадков
3	10	20	1	Песчано-гравийные отложения
4	50	50	2	Алевролитогиллистая толща
5	300	50	15	Рудовмещающая сульфизированная толща
6		500	3	Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы различного состава
<i>Вариант 4</i>				
1	50	0,3	10^{-2}	Разрез аналогичен варианту 3
2	10	2	10^{-1}	
3	10	20	1	
4	50	50	2	
5	300	50	15	
6		500	3	
<i>Вариант 5</i>				
1	20	0,3	10^{-2}	Морская вода
2	10	2	0,1	Обводненный придонный слой осадков
3	10	20	1	Песчано-гравийные отложения
4	50	50	2	Алевролитогиллистая толща
5		500	3	Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы различного состава
<i>Вариант 6</i>				
1	20	0,3	10^{-2}	Морская вода
2	10	2	5	Россышь
3	10	20	1	Песчано-гравийные отложения
4	50	50	2	Алевролитогиллистая толща
5		500	3	Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы различного состава
<i>Вариант 7</i>				
1	20	0,3	10^{-2}	Морская вода
2	10	2	10	Россышь
3	10	20	1	Песчано-гравийные отложения
4	50	50	2	Алевролитогиллистая толща
5		500	3	Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы различного состава

Примечание. h_i — мощность, ρ_i — удельное электрическое сопротивление, η_i — поляризуемость слоя.

считать аномальными величины 0,3—0,7 %, а для безрудных участков — сотые доли процента. Это соответственно требует увеличения чувствительности аппаратуры, детального изучения характера помех и борьбы с ними, разработки специфических методических приемов производства работ.

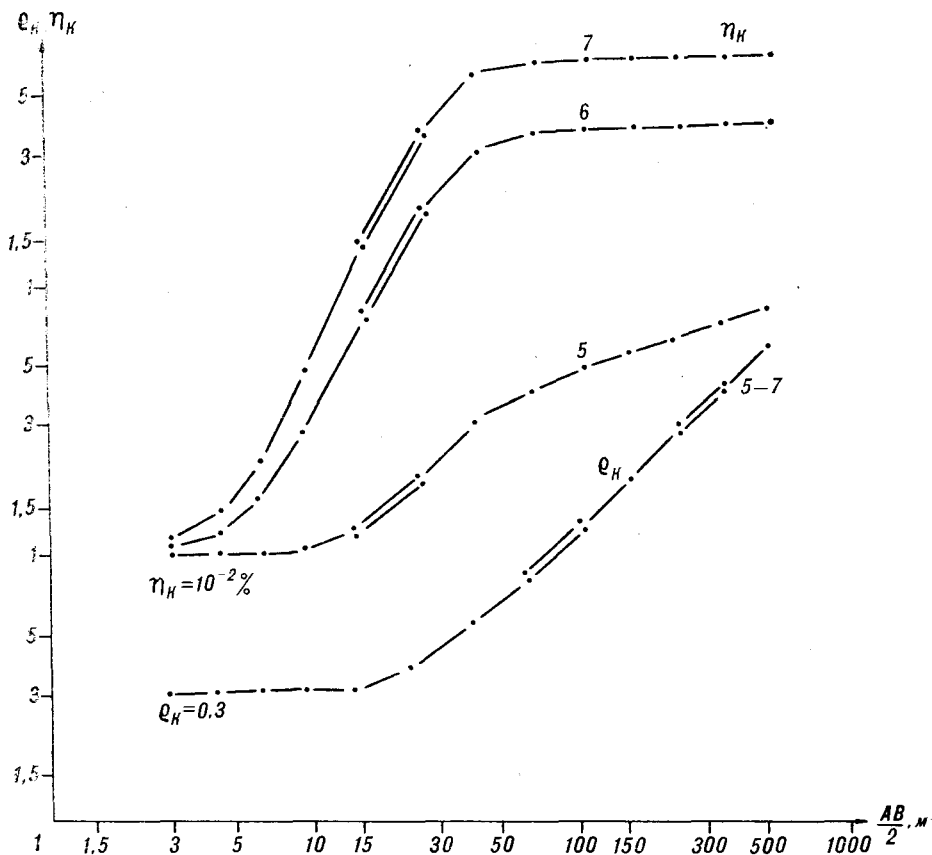


Рис. 5. Теоретические кривые ρ_k и η_k ВЭЗ ВП (AMNB) для вариантов геоэлектрического разреза шельфа без россыпи (вариант 5) и вмещающего россыпь (варианты 6, 7).

Кроме непосредственного решения поисковых задач методы ЕП и ВП могут быть использованы для картирования тектонических зон, графитизированных толщ и зон гидротермальных изменений. Не исключается возможность их применения для решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач.

Дополнение комплекса поисково-картировочных геофизических исследований методами ВП и ЕП несомненно повысит эффективность геологических работ на шельфе дальневосточных морей. В связи с этим предлагаются следующие основные направления исследований по внедрению электрохимических методов ЕП и ВП в комплекс геолого-геофизических работ с целью изучения ресурсов шельфа дальневосточных морей:

1. Разработка автоматизированной системы сбора и обработки электроразведочной информации метода ВП с одновременным изменением ЕП.
2. Составление и уточнение геоэлектрических моделей россыпных и коренных месторождений, включающих электропроводящие минералы.
3. Математическое моделирование электрических полей над выбранными моделями с опробованием различных видов электроразведочных установок.
4. Разработка техники и методики проведения работ методами ВП, ЕП на шельфе дальневосточных морей, уточнение места этих методов в комплексе геолого-геофизического изучения шельфа.
5. Разработка приемов автоматизированной интерпретации полевых материалов.

Эти задачи могут быть успешно решены при тесном взаимодействии научных и производственных организаций.

Автор выражает благодарность сотруднику ТОИ ДВО РАН Марковой Е. П., специалистам ГГП Приморгеология Лебедевой Г. А., Высоцкой В. К. за помощь в подготовке и оформлении статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антушев И. И., Дрыботий О. П., Столов Б. Л. Возможности метода естественного электрического поля при поисках оловорудных и полиметаллических месторождений в условиях юго-восточного Приморья // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1980.— № 6.— С. 113—121.
2. Берсенева И. И., Леликов Е. П., Безверхний В. Л., Пуцин И. К. Геологическое строение шельфа и материкового склона Японского моря у побережья Юго-Восточного Приморья. Отчет по теме: «Геологическое строение шельфа и материковых склонов Дальневосточных морей». — Владивосток, 1975.
3. Дуглас В. К. О методике измерения естественного электрического поля на море // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1980.— № 9.— С. 87—92.
4. Дуглас В. К. Комплексные геофизические исследования при поисках россыпей на шельфе Дальневосточных морей: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1984.
5. Карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 100 000. Серия Приморская. Листы L-52, 53, 54, K-52, 53.— М., 1986.
6. Комаров В. А. Электроразведка. Методы вызванной поляризации.— Л.: Недра, 1980.— С. 13—62.
7. Кулинич Р. Г., Столов Б. Л. Связь мезо-кайнозойской эволюции Сихотэ-Алиня с образованием Японского моря // III советско-китайский симпозиум. Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей Тихого океана.— Владивосток, 1989.— С. 49—52.
8. Ларин С. М., Яблоков К. В., Холмянский М. А., Токсубаева Т. М. Опыт применения метода вызванной поляризации на морской рудоносной россыпи // Геология прибрежных зон моря/НИИГА.— Л., 1978.— С. 124—134.
9. Молчанов Г. В., Рыбакин В. Н. Изопараметрические зондирования на шельфе // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях/ИЗМИРАН.— М., 1983.— С. 32—37.
10. Перспективы освоения твердых полезных ископаемых мирового океана. Обзор информации/ВИЭМС.— М., 1984.
11. Холмянский М. А. К вопросу количественных расчетов параметров возмущающих объектов на шельфе по данным ЕП // Геология моря. Вып. 5/НИИГА.— Л., 1976.— С. 57—62.
12. Яговкин Б. В., Гусаров Б. В., Алакин А. П. Оценка влияния водного слоя на результаты метода естественного электрического поля в морской электроразведке // Там же.— С. 52—56.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
6 мая 1992 г.

УДК 552.163(571.66)

И. А. Тарарин, З. Г. Бадрединов, В. М. Чубаров

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС о. КАРАГИНСКИЙ (Восточная Камчатка)

Метаморфические образования о. Карагинский тесно связаны с габбро-гипербазитовыми пластинами, залегаая в их основании или образуя блоки среди серпентинитового меланжа. Среди метаморфических пород преобладают полосчатые эпидот-плаггиоклаз-амфиболовые сланцы, содержащие маломощные прослои эпидот-биотит-амфибол-плаггиоклазовых, амфибол-плаггиоклазовых сланцев, кварцитов и кварцитовых сланцев. Степень метаморфизма пород понижается с удалением от подошвы гипербазитов от эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ($T = 520-620^{\circ}\text{C}$, $P = 5-10$ кбар) до зеленосланцевой фации ($T = 480-530^{\circ}\text{C}$, $P = 3,8-4,0$ кбар). Исходными породами служили туфы основного и реже среднего состава, содержащие маломощные прослои туфосилицитов и дайки долеритов и габбро-долеритов. Среди основных сланцев различаются метавулканиты, близкие по составу к базальтам срединноокеанических хребтов или задуговых бассейнов и преобладающие в

разрезе метавулканыты известково-щелочной серии. Метаморфизм исходных образований имеет полиметаморфическую природу и осуществлялся в три этапа. Предполагается, что главный этап метаморфизма имел термально-дислокационную природу и происходил в процессе перемещения габбро-гипербазитовых пластин при олигоценовой аккреции.

Метаморфические породы о. Карагинский совместно с пластинами гипербазитов, серпентинитовым меланжем, комплексом параллельных даек и блоками габброидов входят в состав офиолитового комплекса [5—7, 12, 15], обнажаясь в центральной части острова (рис. 1). Остров имеет сложное покровно-складчатое строение с общей юго-восточной вергентностью структур. Отчетливо картируется ряд пластин, сложенных различными структурно-вещественными комплексами, соприкасающимися

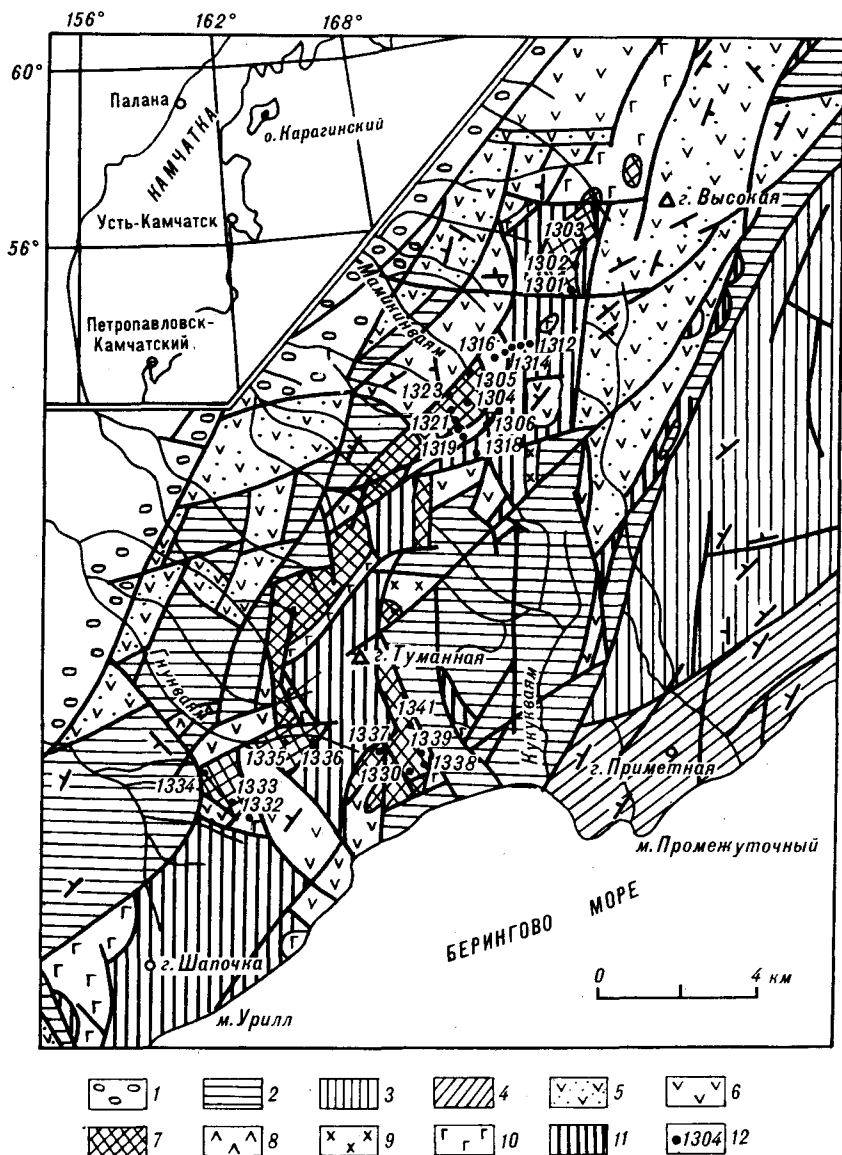


Рис. 1. Геологическая карта центральной части о. Карагинский (составлена с использованием материалов [5, 9]).

1 — молассоидный комплекс $P_3 - N_1$ (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты); 2 — флишоидный комплекс $P_2 - s$; 3 — нерасчлененные отложения (алевролиты, песчаники, конгломераты, туфы, туфобрекчии); 4 — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 — осадочно-вулканогенный комплекс K_2 (базальты, рже андезиты, туфы, туфобрекчии, туффиты, алевролиты); 6 — кремнисто-вулканогенный комплекс K_2 (базальты, брекчии, туфы, туфогравелиты, кремнистые породы); 7—11 — офиолитовый комплекс: 7 — метаморфические породы (основные и зеленые сланцы, кварциты, ортоамфиболиты), 8 — диабазы, 9 — кварцевые диориты, 10 — габбро и метагаббро, 11 — серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты; 12 — точки наблюдений.

друг с другим по крупным надвигам, наклоненным на северо-запад. Предполагается, что их формирование связано со скупиванием, которое компенсировало процессы спрединга осевой части Командорской котловины в конце среднего олигоцена — среднего миоцена [2, 3, 5]. Наиболее высокое структурное положение занимают тектонические пластины, сложенные позднесенонскими островодужными комплексами, ниже которых расположены сложно дислоцированные офиолитовые чешуи. Наиболее низкое положение занимают пластины интенсивно дислоцированных палеогеновых терригенных пород и осадочного меланжа [5, 7, 15]. Состав, строение и геодинамические условия формирования структурно-вещественных комплексов, слагающих о. Карагинский, детально рассмотрены в работе [5]. Задача данной статьи — осветить петрологию метаморфических пород, наименее изученных в составе офиолитового комплекса.

Геологическое строение метаморфического комплекса. Выходы офиолитового комплекса формируют три параллельные полосы, протягивающиеся более чем на 60 км от мыса Голенищева на севере до мыса Урилл на юго-западе. Метаморфические породы залегают в основании крупных пластин гипербазитов, образуя вытянутые тела шириной до 1,5 км (см. рис. 1), или наблюдаются среди серпентинитового меланжа.

Возраст метаморфических пород острова точно не установлен и различными исследователями трактуется по-разному. Н. А. Храмов и др. [14] относили эти образования к среднему миоцену. Последующие геолого-съемочные работы показали, что метаморфизм является более древним — доверхнемеловым [9]. Находки альб-сеноманских и кампан-маастрихтских радиолярий в породах кремнисто-вулканогенного комплекса [4, 5], перекрывающего офиолитовые образования, подтвердили доверхнемеловой возраст метаморфических пород. Радиоизотопные K—Ar-определения, варьирующие от 30 ± 5 млн лет (западный склон г. Туманная) до 67 ± 5 млн лет (г. Мокушка), отражают, видимо, различные этапы формирования и преобразования метаморфических пород.

Метаморфические сланцы о. Карагинский — полосчатые породы с тонкоплитчатой отдельностью. Фрагментарность их выходов не позволяет составить полного разреза. Наиболее представительные частные разрезы обнажаются в истоках рек Маикинваям и Гнунваям. В левом борту истоков р. Маикинваям (т. н. 1304—1306, 1320—1323, рис. 1), отмечаются нижние части разреза метаморфических образований. Здесь наблюдаются монотонные полосчатые эпидот-амфибол-плагноклазовые и более меланократовые плагноклаз-эпидот-амфиболовые основные сланцы, в которых отмечаются маломощные (до 0,5 м) прослои эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовых и меланократовых эпидот-амфиболовых и плагноклаз-амфиболовых сланцев. Полосчатость пород, отражая реликтовую слоистость исходных туфов основного состава, обусловлена чередованием мелкозернистых (алевритовых и алевропсаммитовых) прослоев мощностью до 1—6 см с более мощными тонкозернистыми (пелитовыми или алевролитовыми) слоями и подчеркивается приуроченностью к ней обособлений эпидота и прожилковидных выделений кварца и сульфидов. Иногда отмечается градационная слоистость. Сланцеватость пород обычно совпадает с полосчатостью, ориентирована параллельно контактам с серпентинитами и падает на северо-запад под углами 10—70°. Сланцы пересекаются поперечными и согласными жилами кварца мощностью в первые сантиметры, реже до 0,1—0,5 м и содержат согласные с полосчатостью тела долеритов и габбро-долеритов мощностью в первые метры, а также жильные тела диабазов комплекса параллельных даек [5, 7, 12]. Общая мощность вскрытого разреза в истоках р. Маикинваям около 400 м.

Верхняя часть метаморфического комплекса изучена в истоках рек Гнунваям (т. н. 1333—1334, рис. 1) и Таливаям (т. н. 1302—1303), где чередуются полосчатые эпидот-амфибол-плагноклазовые (\pm хлорит) и эпидот-плагноклазовые (\pm хлорит) основные и зеленые сланцы с мало-

мощными (до 0,5—0,1 м) прослоями хлорит-эпидот-амфиболовых и мусковит-хлорит-эпидот-амфиболовых кварцитовидных сланцев и кварцитов, доля которых в разрезе не превышает 10—15 %. Исходными породами служили алевритовые и алевропелитовые туфы базальтового и реже андезитового состава, содержащие прослой туффосилицитов.

Иногда среди зеленых сланцев отмечаются маломощные (до 1—2 м) тела меланократовых хлорит-амфибол-эпидотовых пород (т. н. 1330, рис. 1) с убогой сульфидной минерализацией (пирротин, халькопирит).

Состав метаморфических пород. Метаморфические породы представлены эпидот-амфибол-плагиоклазовыми и плагиоклаз-эпидот-амфиболовыми основными сланцами (различающимися лишь количественными соотношениями минералов), хлорит-эпидот-плагиоклаз-амфиболовыми зелеными сланцами, хлорит-амфибол-эпидотовыми кварцитами и кварцитовидными сланцами. Меньше развиты биотит-амфибол-плагиоклазовые (\pm эпидот), плагиоклаз-амфиболовые и хлорит-амфибол-эпидотовые меланократовые сланцы.

Эпидот-амфибол-плагиоклазовые и более меланократовые плагиоклаз-эпидот-амфиболовые основные сланцы содержат порфиробласты (1—2, редко до 10 % объема пород) плагиоклаза и амфибола размером до 0,5—1,0 мм (реже до 3—8 мм). Главным минералом сланцев, нередко составляющим около половины объема породы, является зеленая роговая обманка, субпараллельно ориентированные удлиненные кристаллы которой располагаются среди агрегатов мелких (от тысячных долей миллиметра до 0,1—0,2 мм) зерен кислого плагиоклаза и эпидота. В подчиненном количестве присутствуют биотит, хлорит, кварц, ильменит, замещаемый сфеном, и сульфиды (обычно пирит, реже халькопирит и пирротин). В составе метаморфических пород, возникших за счет исходных интрузивных и жильных образований (долеритов и габбро-долеритов), клинопироксен почти нацело преобразован в зеленую роговую обманку и актинолит, а плагиоклаз альбитизирован и замещается хлоритом, пренитом и карбонатом. В подчиненном количестве встречается первичная бурая роговая обманка, ортоклаз, сфен и бурая шпинель (алюмохромит).

Плагиоклаз слагает мелкие агрегаты в основной массе, реже встречается в виде порфиробластов размером до 1—2 мм и представлен олигоклазом An_{18-25} * в основных сланцах и альбитом в зеленых сланцах (табл. 1).

Зеленая роговая обманка образует более крупные кристаллы и обычно оптически зональна. Центральные части крупных зерен и узкие краевые каймы (обр. 1304/2, табл. 1) сложены актинолитом. Во многих кристаллах амфибола наблюдается пятнистая окраска — чередование зон актинолита и зеленой роговой обманки. Иногда в ядрах амфиболовых кристаллов отмечаются реликтовые участки бурой роговой обманки (Нб², обр. 1304/8, табл. 1). По составу амфиболы основных сланцев (см. табл. 1) отвечают ферропаргаситовым роговым обманкам (по классификации [16]). Реже встречаются эденитовая и ферроэденитовая роговая обманка (обр. 1304/7, табл. 1).

Эпидот, как и амфибол, характеризуется зональным строением; центральные части зерен имеют более высокие содержания железа, чем краевые (см. табл. 1), что свидетельствует о прогрессивной направленности процессов метаморфизма [18].

Хлорит повсеместно присутствует в основных сланцах, образуя обособления или отдельные выделения, нередко в ассоциации с эпидотом, и является минералом, возникшим частично в парагенезисе с актинолитом ядер кристаллов амфибола на ранних стадиях метаморфизма, частично — при диафторезе на регрессивной стадии преобразования пород.

* Здесь и ниже приняты следующие символы: Act — актинолит, An — анортит, Bi — биотит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Nb — роговая обманка (с — центр, г — край кристалла), Or — калиевый полевой шпат, Pl — плагиоклаз; $f = Fe/(Fe + Mg)$, ат.%; $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$, ат. %.

Представительные составы минералов

Компонент	1304/7						1304/8					Act
	Act ¹	Hb ¹ _c	Hb ¹ _r	Ep _c	Ep _r	Pl _r	Act ¹	Hb ¹ _c	Hb ¹ _r	Hb ²	Pl	
SiO ₂	34,85	42,44	42,46	37,20	38,54	61,58	53,98	41,78	42,03	47,55	61,72	55,72
TiO ₂	0,00	0,31	0,28	0,00	0,08	0,00	0,00	0,31	0,34	1,37	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	0,74	13,87	13,59	23,32	28,21	24,23	1,08	14,45	13,59	7,90	23,31	1,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00
FeO	13,02	17,51	17,51	12,79	6,85	0,06	12,33	19,27	18,33	16,69	0,28	10,41
MnO	0,20	0,23	0,24	0,05	0,00	0,00	0,18	0,25	0,21	0,21	0,00	0,19
MgO	15,25	9,06	8,82	0,01	0,02	0,00	15,69	7,17	8,41	10,51	0,00	17,41
CaO	12,46	11,23	11,17	23,21	23,95	4,99	12,06	11,08	10,99	12,26	4,69	12,68
Na ₂ O	0,02	1,90	1,78	0,00	0,00	9,85	0,06	1,78	2,02	1,11	9,75	0,02
K ₂ O	0,02	0,38	0,38	0,02	0,01	0,07	0,04	0,46	0,34	0,26	0,06	0,00
Сумма	96,56	96,33	96,23	96,60	97,66	100,78	95,42	96,62	96,33	97,86	99,81	97,46
$f(X_{An})$	32,4	52,0	52,7			21,9	30,6	60,1	55,8	47,1	20,9	25,1
ΣAl, ф. е.	0,126	2,432	2,403				0,185	2,571	2,410	1,380		0,168
Al ^{IV} , ф. е.	0,033	1,685	1,632				0,124	1,691	1,674	0,958		0,106
Ca, ф. е.	1,938	1,790	1,794				1,886	1,793	1,772	1,946		1,925

Компонент	1320/13						1321				
	Hb _r	Bi	Ep _c	Ep _r	Pl _c	Pl _r	Act _c	Act _r	Hb	Hb _c	Hb _r
SiO ₂	45,07	37,02	36,94	37,26	62,39	61,70	56,53	54,09	44,08	44,29	43,34
TiO ₂	0,26	1,94	0,19	0,05	0,00	0,04	0,00	0,03	0,29	0,28	0,27
Al ₂ O ₃	11,12	16,91	21,82	25,13	24,23	23,30	0,92	2,43	12,44	13,17	13,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,46	15,64	14,55	10,32	0,29	0,95	10,63	11,79	17,13	17,10	17,29
MnO	0,42	0,12	0,05	0,14	0,00	0,00	0,28	0,31	0,26	0,19	0,22
MgO	11,51	13,06	0,03	0,01	0,00	0,17	17,85	16,49	10,15	10,07	9,67
CaO	11,62	0,02	23,38	23,57	4,81	4,04	11,83	11,61	10,88	11,45	11,08
Na ₂ O	1,72	0,01	0,00	0,00	9,37	8,67	0,32	0,47	1,93	2,00	1,93
K ₂ O	0,27	8,65	0,00	0,00	0,11	0,32	0,03	0,06	0,34	0,32	0,32
Сумма	97,45	93,37	97,00	96,48	101,20	99,21	98,39	97,28	97,50	98,87	97,63
$f(X_{An})$	43,0	40,2			22,0	20,2	25,0	28,6	48,6	48,8	50,2
ΣAl, ф. е.	1,919						0,151	0,406	2,151	2,255	2,322
Al ^{IV} , ф. е.	1,402						0,127	0,330	1,534	1,566	1,632
Ca, ф. е.	1,822						1,765	1,764	1,711	1,783	1,744

Примечание. Обр. 1304/7, 1304/8, 1322/3, 1304/2 — плагиоклаз-эпидот-амфиболовые амфибол-плагиоклазовый основной сланец; 1333/6 — хлорит-эпидот-плагиоклаз-амфиболовый ze 1321 — Act — реликтовые ядра кристаллов зеленой роговой обманки; в обр. 1304/8 — Hb² — ре баровым на микрозонде «Самебах» в Институте вулканологии ДВО РАН; ф. е. — формульные еди

метаморфических пород о. Карагинский, мас.%

1322/3					1304/2							1320/13	
Hb _c	Hb _r	Ep _c	Ep _r	Pl _r	Hb _r	Hb _c	Act _c	Act _r	Ep	Chl	Pl	Act	Hb _c
44,74	46,08	37,30	37,53	61,06	43,87	45,06	53,95	55,08	37,82	26,27	68,03	56,01	43,81
0,40	0,25	0,09	0,05	0,00	0,38	0,38	0,05	0,30	0,01	0,06	0,00	0,00	0,28
11,93	10,71	23,20	26,44	24,42	12,21	11,77	2,57	0,96	24,74	21,03	20,02	0,39	12,33
0,12	0,04	0,01	0,00	0,00	0,18	0,14	0,00	0,08	0,03	0,59	0,00	0,00	0,04
14,77	14,31	13,42	9,59	0,19	16,07	15,42	10,19	10,58	11,47	19,87	0,09	9,51	15,59
0,25	0,19	0,08	0,11	0,00	0,26	0,20	0,19	0,19	0,15	0,16	0,00	0,39	0,42
11,31	12,19	0,00	0,02	0,01	10,60	11,06	17,04	17,79	0,01	19,34	0,01	18,06	10,94
11,88	11,90	23,45	23,86	5,24	11,46	11,41	12,38	13,16	23,54	0,11	0,71	12,49	11,38
1,50	1,50	0,00	0,00	8,83	1,83	1,90	0,43	0,07	0,00	0,02	11,84	0,00	1,69
0,27	0,28	0,00	0,02	0,09	0,24	0,27	0,05	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	0,25
97,17	97,45	97,55	97,62	99,84	97,10	97,61	96,85	98,25	97,77	87,45	100,78	96,85	96,73
42,4	39,6			24,8	46,0	43,9	25,1	25,1		36,6	3,3	22,8	44,5
2,062	1,839				2,123	2,029	0,433	0,162				0,065	2,140
1,436	1,385				1,529	1,407	0,302	0,161				0,057	1,548
1,867	1,858				1,810	1,789	1,892	2,009				1,898	1,795

Окончание табл. 1

		1333/6					1314					
Pl _c	Pl _r	Act	Hb _r	Ep	Chl	Pl _r	Act _c	Act _r	Hb _r	Pl	Ep	Or
63,06	65,09	53,97	47,98	37,87	26,19	66,30	53,99	56,40	45,43	64,80	37,66	64,53
0,00	0,00	0,01	1,17	0,03	0,01	0,00	0,00	0,18	0,28	0,02	0,00	0,00
23,97	22,81	1,71	7,59	27,82	22,06	20,77	3,15	0,80	12,26	21,81	25,88	18,74
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
0,15	0,25	11,84	11,89	7,75	19,91	0,52	8,40	7,78	12,05	0,05	10,09	0,28
0,00	0,00	0,29	0,30	0,15	0,35	0,00	0,10	0,42	0,21	0,00	0,08	0,00
0,00	0,01	15,86	14,12	0,05	19,07	0,25	17,83	18,30	15,00	0,00	0,12	0,00
4,64	3,39	12,67	11,49	24,15	0,07	1,18	12,93	13,20	11,26	2,48	23,72	0,00
9,16	9,66	0,03	1,05	0,00	0,00	10,15	0,24	0,00	2,02	10,18	0,00	0,55
0,10	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10	0,06	0,45	0,14	0,00	16,76
101,08	101,29	96,40	95,59	97,82	87,66	99,25	96,75	97,16	98,96	99,48	97,55	100,86
21,08	16,2	29,6	32,2		39,6	6,0	20,9	19,4	31,0	11,8		
		0,292	1,306				0,529	0,134	2,026			
		0,185	0,995				0,321	0,033	1,630			
		1,966	1,798				1,970	1,998	1,692			

основные сланцы: 1320/13 — эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовый основной сланец; 1321 — лентный сланец; 1314 — ортоклазосодержащий метадолерит. В обр. 1304/7, 1304/8, 1322/3, 1320/13, лигтовая бурая роговая обманка; Hb¹, Hb² — разные кристаллы. Анализы выполнены В. М. Чунцы содержания элементов в роговой обманке из расчета на 23(0).

Состав (окислы в мас.% элементы в г/т)

Компонент	1306/2	1306/5	1306/7	1312/2	1335	1308/1	1304/6	1305/1	1327	1320/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,17	49,66	49,63	50,08	50,64	47,00	51,66	53,04	51,56	50,35
TiO ₂	1,47	1,73	1,74	2,27	1,62	1,81	0,78	0,80	0,62	0,80
Al ₂ O ₃	13,99	13,93	14,06	13,29	14,28	14,10	15,86	16,84	16,34	15,27
Fe ₂ O ₃	6,76	3,56	3,90	3,58	3,38	5,42	5,09	4,48	3,59	4,05
FeO	6,23	8,16	7,17	9,43	7,47	7,80	5,70	5,55	6,16	5,92
MnO	0,22	0,25	0,22	0,22	0,21	0,22	0,19	0,19	0,17	0,19
MgO	7,74	7,13	7,57	6,77	7,44	7,84	5,23	5,49	5,97	8,06
CaO	10,77	8,86	9,38	9,14	9,56	9,62	10,42	8,46	8,11	9,61
Na ₂ O	3,06	3,73	2,73	3,49	3,14	3,79	2,34	3,52	5,15	3,29
K ₂ O	0,02	0,15	0,09	0,25	0,20	0,19	0,28	0,70	0,63	0,82
P ₂ O ₅	н. о.	0,24	0,22	н. о.	0,29	н. о.	н. о.	0,25	0,21	0,25
П. п. п.	2,45	2,12	2,90	1,00	1,03	2,02	1,85	0,64	0,80	0,89
С у м м а	99,89	99,52	99,61	99,52	99,26	99,81	99,40	99,96	99,31	99,50
Rb	11	н. о.	3	19	—	—	9	23	—	5
Sr	150	н. о.	128	103	114	187	432	177	286	316
Ba	39	н. о.	53	40	43	79	335	340	216	340
Zr	111	н. о.	90	166	86	124	67	24	23	45
Y	58	н. о.	22	76	—	30	26	12	11	10
Ni	110	81	76	84	95	120	34	60	44	111
Co	47	47	30	48	50	38	33	20	17	30
Cr	300	130	150	120	105	200	50	52	43	388
V	300	270	220	380	340	260	280	208	250	266
Cu	96	96	79	30	5	83	150	102	69	143
FeO*/MgO	1,59	1,59	1,41	1,87	1,41	1,62	1,97	1,75	1,57	1,19

* В обр. 1304/7 повышенное содержание SiO₂ обусловлено многочисленными кварцевыми

Примечание. Ан. 1—16 — плагиоклаз-эпидот-амфиболовые основные сланцы, 17, 18 — гниоклаз-амфиболовый зеленый сланец, 20—25 — эпидот-амфибол-плагиоклазовые основные сланцы, эпидотовые зеленые сланцы, 32 — амфибол-плагиоклазовый основной сланец, 33, 34 — хлорит-метаморфизованные долериты (38) и ортоклазсодержащие долериты (39, 40).

Химические анализы выполнены З. С. Натаровой, В. Т. Ковалевым и С. П. Славкиной в тодод М. В. Войтышиной в ИГО Приморгеология, микроэлементы фемифильной группы — количества ниже чувствительности метода. FeO* = 0,9 Fe₂O₃ + FeO, мас. %.

Биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (обычно с эпидотом) отличаются от эпидот-амфибол-плагиоклазовых пород присутствием заметных количеств биотита (до 10—15 %). Среди них встречаются как лейкократовые, так и меланократовые разновидности. Преобладающим минералом этих пород является зеленая роговая обманка, отвечающая составу эденита, эденитовой или паргаситовой роговой обманке (обр. 1320/13, табл. 1). В некоторых образцах отмечается небольшое количество калиевого полевого шпата.

Амфибол-плагиоклазовые сланцы (обр. 1321, табл. 1) отличаются от эпидот-амфибол-плагиоклазовых разновидностей только отсутствием или меньшим содержанием эпидота. Амфибол в них представлен ферропаргаситовой роговой обманкой, содержащей иногда реликтовые ядра актинолита.

В верхних частях разреза метаморфического комплекса, где метаморфизм не превышает уровня зеленосланцевой фации, в сланцах совместно с альбитом, актинолитовой роговой обманкой или актинолитом и эпидотом присутствует заметное количество хлорита (обр. 1333/6, табл. 1), равновесного с этими минералами. Как правило, зеленые сланцы — порфиробластические породы, отличающиеся от основных сланцев более низкотемпературными парагенезисами и тонкозернистым строением.

метаморфических пород о. Карагинский

1320/3	1302/2	1333/14	1333/17	1304/8	1304/7	1302/6	1303/1	1303/10	1304/2
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
51,78	53,64	48,24	50,62	55,23	60,49	50,71	49,82	61,60	49,95
0,75	0,59	0,81	0,77	0,65	0,53	0,29	0,68	0,74	0,66
15,53	17,58	18,24	16,64	16,43	14,36	15,79	17,39	13,97	13,63
4,23	3,41	3,49	3,92	4,29	3,48	0,59	5,17	2,64	4,39
5,67	4,74	6,31	6,67	4,92	4,18	5,10	4,83	5,12	5,02
0,18	0,15	0,18	0,23	0,15	0,14	0,06	0,18	0,11	0,19
7,10	5,02	6,60	5,55	4,80	3,92	9,15	5,36	3,54	6,98
9,54	6,60	9,60	9,55	7,78	8,54	11,97	10,62	4,72	10,21
2,66	5,28	3,04	3,03	3,82	3,42	2,49	3,37	2,72	3,56
1,27	0,59	0,49	0,73	0,37	0,28	0,18	0,45	0,79	0,17
0,27	н. о.	0,24	0,29	0,19	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0,21
0,64	2,00	1,98	1,47	0,90	0,27	2,38	2,02	2,96	3,55
99,62	99,60	99,22	99,47	99,53	99,61	98,71	99,89	98,91	98,52
18	—	6	23	—	—	—	—	14	18
300	311	342	299	345	436	252	236	337	265
557	522	350	488	373	328	487	435	1000	135
44	38	45	42	28	47	32	45	83	21
9	—	13	—	—	—	10	—	29	—
85	45	67	63	68	59	48	40	49	100
25	22	29	27	26	34	42	44	28	23
350	110	120	68	142	120	64	96	47	290
274	200	210	230	230	240	270	190	370	160
163	68	115	113	91	88	160	480	330	54
1,33	1,56	1,43	1,84	1,83	1,87	0,62	1,77	2,12	1,29

прожилками.

хлорит-эпидот-альбит-амфиболовые зеленые сланцы, 19 — кварцсодержащий хлорит-эпидот-пла-26—29 — эпидот-биотит-амфибол-плаггиоклазовые основные сланцы, 30, 31 — хлорит-плаггиоклаз-амфибол-эпидотовые зеленые сланцы, 35—37 — метаморфизованные габбро-долериты, 38—40 —

ДВГИ: определения микроэлементов литофильной группы сделаны рентгено-радиометрическим местечественным спектральным анализом Л. П. Азаровой в ДВГИ. н. о. — не определялось; — содержание

Хлорит-амфибол-эпидотовые меланократовые зеленые сланцы — тонкозернистые породы, состоящие из актинолитовой роговой обманки, содержащей ядра буровато-зеленой первичной роговой обманки, и агрегатов хлорита и эпидота. Иногда в зеленых сланцах отмечаются реликты клинопироксена, замещаемого амфиболом.

Кварциты и кварцитовидные сланцы типичны только для верхних частей метаморфического разреза. Эти породы характеризуются полосчатым строением, преобладанием полосок существенно кварцевого состава, чередующихся с более тонкими полосками, в которых в различных сочетаниях присутствуют хлорит, карбонат, мусковит, амфибол (в основном актинолит и актинолитовая роговая обманка), плаггиоклаз, эпидот и реже биотит. Степень метаморфизма пород не превышает фации зеленых сланцев.

Петрохимическая характеристика. Часть метаморфических пород обладает повышенной концентрацией Na_2O и пониженным содержанием CaO (табл. 2), что обусловлено, вероятно, проявлением процессов натрового метасоматоза (спилитизации). Спилитизация развита в породах чрезвычайно неравномерно и отражает, вероятно, этап зеленокаменного преобразования исходных пород в условиях морского бассейна, когда неравномерность низкотемпературного метаморфизма и метасоматоза опре-

Компонент	1304/9	1303/3	1303/7	1303/12а	1303/12б	1304/11	1320/13	1320/14	1322/2	1333/6
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	50,54	56,13	55,99	51,05	54,57	52,14	53,91	51,20	49,87	50,09
TiO ₂	0,64	0,51	0,45	0,72	0,53	0,72	0,59	0,77	0,73	0,74
Al ₂ O ₃	17,24	15,47	17,55	17,58	15,86	16,58	17,21	17,56	18,15	19,64
Fe ₂ O ₃	2,26	3,79	2,82	4,72	3,68	4,03	3,13	4,61	4,47	4,25
FeO	6,85	4,26	4,44	5,03	4,48	6,28	5,29	4,82	5,73	3,51
MnO	0,18	0,16	0,13	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,12
MgO	7,75	4,48	3,88	4,55	6,19	5,62	6,43	5,82	5,89	4,61
CaO	7,09	8,69	5,77	8,67	6,79	7,37	5,34	9,11	7,19	10,81
Na ₂ O	4,28	4,00	5,64	3,80	5,17	4,80	4,00	3,20	3,86	2,26
K ₂ O	0,65	0,24	0,37	0,34	0,52	0,66	1,52	0,77	1,49	0,29
P ₂ O ₅	0,16	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0,23	0,18	н. о.	н. о.
П. п. п.	1,76	1,80	1,82	2,42	1,84	1,44	1,39	1,22	1,95	3,00
С у м м а	99,40	99,53	98,86	99,05	99,80	99,81	99,21	99,43	99,49	99,32
Rb	—	—	—	—	—	—	26	10	23	7
Sr	244	313	271	262	315	487	356	366	260	306
Ba	435	334	427	459	475	495	1532	1030	858	204
Zr	27	31	19	39	32	46	37	40	51	51
Y	—	—	—	—	—	—	10	9	14	12
Ni	74	42	64	37	100	51	64	70	67	63
Co	32	14	24	35	35	32	18	23	42	37
Cr	95	140	160	60	460	96	127	85	130	80
V	220	160	200	230	210	250	320	240	160	260
Cu	125	52	90	47	53	140	86	103	130	190
FeO*/MgO	1,97	1,71	1,80	2,05	1,26	1,76	1,26	1,54	1,66	1,59

деляется в основном кинетическими факторами и структурно-текстурными особенностями пород.

Среди метаморфических образований острова четко выделяются два петрохимических типа. Породы первого типа (ан. 1—6, см. табл. 2) обладают повышенными содержаниями TiO₂, Sr, Y и пониженными концентрациями литофильных элементов. На петрохимических диаграммах (рис. 2—4) точки состава этих пород приурочены к полям базальтов срединно-океанических хребтов, обладая трендами дифференциации толеитовых серий. Породы второго петрохимического типа (ан. 7—34, табл. 2), преобладающие среди метаморфических образований, характеризуются пониженными концентрациями TiO₂, иттрия, фемафильных компонентов и повышенными (и даже высокими) содержаниями литофильных элементов. Эти петрохимические особенности позволяют относить рассматриваемые породы к образованиям известково-щелочной серии. На петрохимических диаграммах (см. рис. 2—4) хорошо видно, что точки составов этих пород приурочены к полям островодужных толеитов, обнаруживая тренды дифференциации, типичные для известково-щелочных серий.

Метаморфизованные габбро, габбро-долериты и долериты обладают петрохимическими характеристиками известково-щелочных образований (ан. 35—40, табл. 2), отличаясь от метаморфических сланцев высокой магнетизальностью и высокими концентрациями фемафильных элементов, особенно Sr и Ni. Содержание литофильных элементов в габброидах и долеритах варьирует в значительных пределах и сходно с их содержанием в метаморфических породах известково-щелочной серии.

Габброиды и долериты крупных блоков и пластин, а также мелких глыб в серпентинитовом меланже претерпели метаморфизм различной

1333/8	1321	1330/2	1333/18	1320/4	1320/5	1322/6	1322/3	1314	1318
31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
51,46	50,57	37,29	34,10	46,73	49,76	49,47	49,60	52,01	52,94
0,83	0,66	0,79	0,60	0,79	0,52	0,66	0,76	0,48	0,41
18,26	18,04	16,00	22,27	15,19	14,32	12,54	14,44	13,73	15,07
3,51	0,00	4,00	6,93	3,36	2,30	2,88	3,06	2,17	2,43
5,08	9,83	14,97	8,45	5,37	5,70	7,18	7,01	4,70	4,51
0,15	0,19	0,17	0,23	0,16	0,18	0,20	0,19	0,12	0,14
5,36	6,45	8,44	7,68	13,17	12,96	12,14	8,87	11,91	9,28
7,20	7,03	13,47	14,34	9,58	9,08	10,20	10,50	7,54	6,31
3,44	5,32	0,49	0,26	2,05	1,89	2,14	3,01	3,51	4,40
0,43	0,57	0,00	0,00	0,92	0,64	0,99	0,47	0,99	1,48
0,20	н. о.	0,20	0,40	0,10	0,16	0,28	0,31	н. о.	н. о.
3,80	1,25	3,88	4,75	1,58	2,03	0,82	1,13	2,34	2,40
99,72	99,91	99,70	100,01	99,00	99,53	99,50	99,35	99,50	99,37
6	—	4	7	43	—	23	10	—	21
275	462	314	1745	236	168	276	392	306	331
422	422	28	91	250	148	382	260	1133	475
78	38	41	259	22	24	34	41	51	59
15	15	6	22	9	—	9	—	—	8
37	71	69	59	363	335	256	137	240	140
14	44	≥100	58	55	42	60	50	57	31
85	190	47	55	1503	958	1331	580	850	430
148	220	575	136	266	206	240	240	160	140
130	130	≥1000	25	114	83	90	94	16	19
1,54	1,52	2,20	1,91	0,64	0,60	0,80	1,10	0,56	0,72

интенсивности. Жильные тела долеритов и габбро-долеритов в основных сланцах изофациально метаморфизованы с ними в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и сложены буровато-зеленым амфиболом и кислым плагиоклазом. Изредка отмечаются гранатовые амфиболиты [5]. В габброидах и долеритах в отличие от метаморфических сланцев изменения при метаморфизме характеризуются только регрессивной направленностью.

На диаграммах (см. рис. 2—4) видно, что составы зеленокаменно-измененных диабазов комплекса параллельных даек попадают в поля толеитовых пород и обладают отчетливыми толеитовыми трендами накопления титана и железа. Различный уровень метаморфизма диабазов и основных сланцев, четкие петрохимические различия между ними не позволяют рассматривать комплекс параллельных даек в качестве протолита метаморфических пород, как это предполагается В. Д. Чеховичем и др. [5, 15].

***P* — *T* -параметры метаморфизма.** Минеральные ассоциации метаморфических пород острова, включающие плагиоклаз, амфибол, эпидот, позволяют для оценки физико-химических параметров метаморфизма использовать *Amf* — *Pi* геотермобарометр [11], *Amf* геотермобарометр [10] и эмпирический *Pi* — *Hb* барометр [13] (табл. 3). Полученные данные свидетельствуют, что метаморфизм исходных пород острова происходил в несколько этапов, что подтверждается описанным выше характером зональности минералов и последовательностью минеральных преобразований.

Первый этап метаморфизма, фиксируемый по ядрам актинолита зональных кристаллов амфибола основных сланцев, отвечает условиям фации зеленых сланцев: $T = 340—390^\circ\text{C}$ и $P \approx 1$ кбар. Возможно, что этот

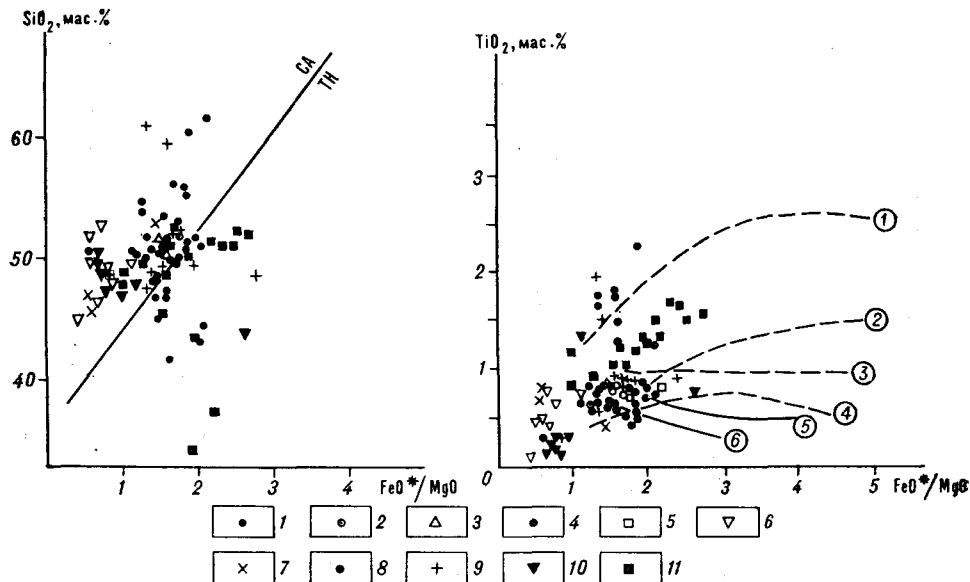


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы [17] для пород офиолитовой ассоциации о. Карагинский.

1—11 — точки составов: 1 — плагиоклаз-эпидот-амфиболовых и эпидот-амфибол-плагиоклазовых основных и зеленых сланцев, 2 — эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовых основных сланцев, 3 — хлорит-плагиоклаз-эпидотовых зеленых сланцев, 4 — амфибол-плагиоклазовых основных сланцев, 5 — хлорит-амфибол-эпидотовых зеленых сланцев; 6 — метагаббро и метадолеритов; 7—11 по [5]: 7 — гранатовых амфиболитов и аподиабазовых амфиболитов, 8 — апогаббро-вых амфиболитов, 9 — зеленых сланцев, 10 — метагаббро офиолитового комплекса, 11 — зеленокаменная измененных диабазов комплекса параллельных даек. Цифры в кружках — тренды дифференциации эталонных магматических серий [17]: 1 — Снергаардская интрузия, 2, 3 — влк. Хачиодзима, 4 — о. Тофуа (дуга Тонга), 5 — влк. Асама (северо-восток Японии), 6 — влк. Амаги (дуга Идзу-Бонин). Са — известково-щелочная и ТН — толентовая серии.

метаморфизм и сопровождающий его натровый метасоматоз проявляются в условиях активного участия нагретых вод на дне морского бассейна.

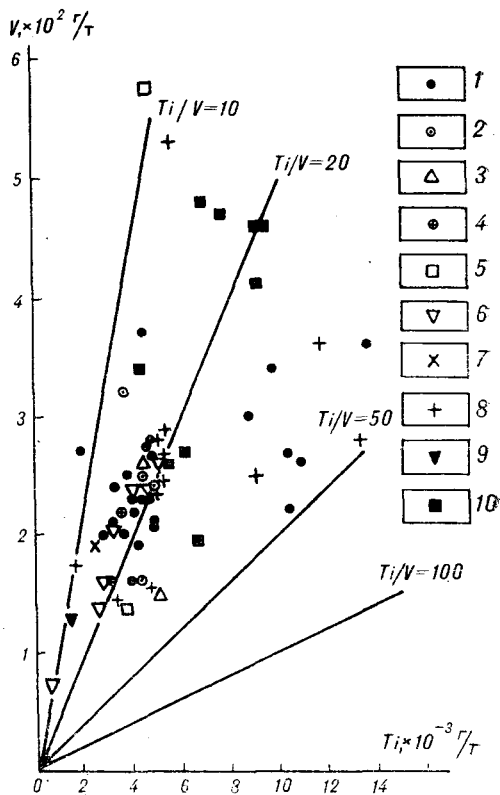
Второй этап метаморфизма характеризовался прогрессивной направленностью и происходил в термодинамических условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций: температура достигала 520—620 °С, а давление — 5—10 кбар. В этот период в породах образовались зональные кристаллы амфибола, в которых ядра актинолита, возникшие в первый этап, обрастают оторочками эденитовой и паргаситовой роговой обманки. Уменьшение содержания Al_2O_3 в краевых зонах кристаллов зеленой роговой обманки по сравнению с их центральными частями (см. табл. 2) свидетельствует о некотором снижении параметров метаморфизма на поздних стадиях процесса. Этот метаморфизм носил зональный характер. Наиболее высокие параметры метаморфизма устанавливаются непосредственно на контакте с серпентинитами (обр. 1304/7, 1304/8, табл. 3), с удалением от которых температура и давление метаморфизма снижаются до фации зеленых сланцев, типичных для верхних частей разреза метаморфического комплекса (обр. 1333/6, табл. 3).

Наконец, в метаморфических породах острова локально проявились более поздние диафторические процессы, видимо, одновременно с зеленокаменным изменением пород комплекса параллельных даек и вулканитов позднего мела, обусловившие формирование игольчатого актинолита в ассоциации с хлоритом и альбитом. Параметры регрессивного этапа: $T = 330—350$ °С и $P < 1$ кбар отвечают условиям зеленосланцевой фации.

Для определения параметров флюидного режима метаморфизма использовалась реакция карбонатизации эпидота, термодинамическое решение уравнения равновесия которой [1] и табличные данные коэффициентов фугитивности H_2O и CO_2 [8] позволяют при заданных значениях T и P определить мольные доли и величины парциального давления H_2O и CO_2 во флюиде при условии $P_s = P_{H_2O} + P_{CO_2}$ и $X_{H_2O} + X_{CO_2} = 1$. На-

Рис. 3. Диаграмма $Ti-V$ для пород офиолитовой ассоциации о. Карагинский.

1—5 — основные и зеленые сланцы: 1 — плагиоклаз-эпидот-амфиболовые и эпидот-амфибол-плагиоклазовые, 2 — эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовые, 3 — хлорит-плагиоклаз-эпидотовые, 4 — плагиоклаз-амфиболовые, 5 — хлорит-амфибол-эпидотовые; 6 — метагаббро и метадолериты; 7—10 по [5]: 7, 8 — метаморфические породы (7 — гранатовые амфиболиты, аподиабазовые амфиболиты, 8 — зеленые сланцы), 9 — габбро офиолитового комплекса, 10 — диабазы комплекса параллельных даек. Поля составов пород по [20].



пример, для обр. 1320/13 (табл. 2, 3), T и P_s которого по $Amf-Pl$ геотермобарометру [11] равны соответственно $525^\circ C$ и 6 кбар, устанавливаем $P_{H_2O} = 5,1$ кбар, а $P_{CO_2} = 0,9$ кбар. Следовательно, прогрессивный этап метаморфизма пород о. Карагинский осуществлялся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций при существенно водном составе флюида.

Геодинамическая обстановка и происхождение метаморфического комплекса. Таким образом, геологические данные свидетельствуют, что метаморфические образования о. Карагинский тесно связаны с габбро-гипербазитовыми пластинами, залегают в их основании или образуют отдельные блоки среди серпентинитового меланжа.

Среди метаморфических образований преобладают полосчатые эпидот-плагиоклаз-амфиболовые основные сланцы (парагенезис $Er+Ti$

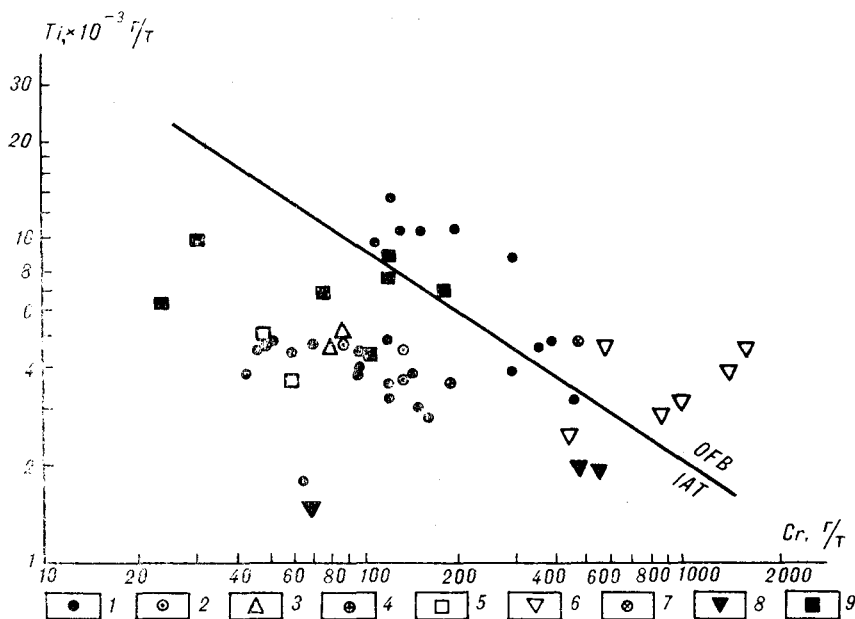


Рис. 4. Диаграмма $Ti-Cr$ для пород офиолитовой ассоциации о. Карагинский. 1—6 — см. на рис. 3; 7—9 по [5]: 7 — апогаббровые амфиболиты, 8 — габбро офиолитового комплекса, 9 — диабазы комплекса параллельных даек. Линия раздела по [19].

Т — P-параметры метаморфизма пород метаморфического комплекса о. Карагинский

Образец	Минеральная ассоциация	Этапы метаморфизма											
		I				II				III			
		T ₁	P ₁	T ₁	P ₁	T ₂	P ₂	T ₂	P ₂	T ₃	P ₃	T ₃	P ₃
1304/7	Pl — Ep — Hb	340—390	<1	605—720	7,3—10,2	520—525	7,6—8,0	7,5					
1304/8	«	355	<1	650—700	7,9—10,0	525	7,5—8,0	7,5					
1322/3	«	350	<1	520—620	4,8—6,7	520—530	4,0—6,3	4,0—5,8					
1304/2	Ep — Hb — Pl			620	7,8	520	7,0	360					<1
1320/13	«	345	<1	550—620	6,2—9,0	515—520	5,0—8,3	4,5—6,5					
1321	Hb — Pl	340	<1	655—685	9,5	515	8,0						
1333/6	Chl — Ep — Hb — Pl	365	<1	530	4,0	480	4,7	3,8					
1314	Or — Ep — Pl — Hb	—	—	680	10,5	520	6,5	330—380					<1

Примечание. T₁ и P₁ определено по Amf геотермометру [10], T₂ и P₂ — по Amf—Pl геотермометру [11] и P₃ — по Pl—Hb геотермометру [13].

+ Pl₁₇₋₂₅ + Amp ± Vi ± ± Chl), содержащие мало мощные прослои эпидот-биотит-плагноклаз-амфиболовых, плагноклаз-амфиболовых пород, хлорит-эпидот-плагноклаз-амфиболовых зеленых сланцев, кварцитов и кварцитовидных сланцев. Степень метаморфизма пород в общем понижается с удалением от подошвы гипербазитовых пластин от эпидот-амфиболовой и амфиболовой фаций (T = 520—620 °C; P = 5—10 кбар) до зеленосланцевой фации (T = 480—530 °C; P = 3, 8—4,0 кбар).

Минеральные ассоциации метаморфических пород, зональность породообразующих минералов свидетельствуют, что метаморфизм исходных образований имеет полиметаморфическую природу и осуществлялся в несколько этапов. По степени сохранности реликтов раннего (гидротермального) метаморфизма комплекс пород о. Карагинский является классическим среди ореолов метаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов. Петрохимический анализ показывает, что среди метаморфических пород острова выделяются два типа метавулканитов. Породы первого типа обладают петрохимическими характеристиками базальтов срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов [19], а метавулканиты второго типа отвечают породам известково-щелочной серии. Породы комплекса параллельных даек, обладающие толеитовыми

трендами дифференциации и зеленокаменным типом изменения, резко отличаются от метаморфических образований и не могут рассматриваться в качестве их протолита.

Сонахождение в составе серпентинитового меланжа метаморфических пород с петрохимическими характеристиками океанических и островодужных серий обусловлено, вероятно, тектоническим сближением формаций, принадлежащих различным геодинамическим обстановкам, что свойственно только аккреционным образованиям. Возможно, исходные породы метаморфического комплекса сформировались на восточном краю Вывенско-Ватынской островодужной системы, где в позднем мелу происходило образование вулканитов, обнаруживающих сходство с толеитами срединговых зон и с базальтами энзиматических островных дуг [5]. Позднее, в олигоцене при скучивании блоки этих пород были тектонически совмещены с фрагментами океанической коры и островодужными комплексами Говенско-Карагинской островодужной системы, сформировав крупную аккреционную призму.

Данные, полученные по метаморфическим породам о. Карагинский, позволяют вернуться к представлениям Н. А. Храмова и др. [14] о связи метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций с термально-дислокационным воздействием габбро-гипербазитовых масс. Об этом свидетельствуют повсеместная приуроченность метаморфических образований к подошве пластин ультраосновного состава, неравномерность и незавершенность метаморфических реакций, зональный характер метаморфизма с постепенным снижением степени метаморфизма по мере удаления от серпентинитов. Наличие метаморфического ореола с обратной метаморфической зональностью сходно с аналогичной зональностью, установленной для офиолитовых аллохтонов Омана, Урала, Ньюфаундленда и др.

Таким образом, вся центральная и восточная часть острова представляют собой аккреционную призму, в которой тектонически совмещены образования, первично удаленные друг от друга. Время формирования аккреционной призмы охватывает, вероятно, большую часть палеогена [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермометрии.— М.: Наука, 1990.
2. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей.— М.: Недра, 1988.
3. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н. и др. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья.— М., 1982.— С. 189—217.
4. Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В. и др. Среднемеловые (апт-гуронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР.— М.: Наука, 1986.— С. 21—34.
5. Геология западной части Берингоморья/В. Д. Чехович, Н. А. Богданов, И. Р. Кравченко-Бережной и др.— М.: Наука, 1990.
6. Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 187, № 5.— С. 1117—1119.
7. Кравченко-Бережной И. Р. Петрология и геохимия базитов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1989.— Т. 64, вып. 4.— С. 92—98.
8. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса.— Киев: Наук. думка, 1978.
9. Мельникова С. А., Долматов Б. К. К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Карагинского // Метаморфические комплексы Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1973.— С. 185—186.
10. Мишкин М. А. Амфиболовый геотермометр для метабазитов // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 312, № 4.— С. 944—946.
11. Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов.— М.: Наука, 1983.
12. Симкин Г. С. Тектонические покровы и серпентинитовый меланж острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1982.— Т. 57, вып. 4.— С. 55—59.

13. *Ферштатер Г. Б.* Эмпирический плагиоклаз-рогообманковый барометр // *Геохимия*.— 1990.— № 3.— С. 328—335.
14. *Урамов Н. А., Флоренский И. В., Лебедев М. М.* Миоценовые метаморфические породы о. Карагинского // *Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР*.— Владивосток, 1968.— С. 27—28.
15. *Чехович В. Д., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Коваленко Д. В.* К тектонике о-ва Карагинский // *Геотектоника*.— 1989.— № 1.— С. 121—123.
16. *Leake B. E.* Nomenclature of amphiboles // *Can. Mineral.*— 1978.— V. 16, N 4.— P. 501—520.
17. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*— 1974.— V. 274, N 4.— P. 321—355.
18. *Miyashiro A., Seki Y.* Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature // *Ibid.*— 1958.— V. 256, N 6.— P. 423—430.
19. *Pearce J. A.* Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment on Cyprus // *Tectonophysics*.— 1975.— V. 25, N 1/2.— P. 41—68.
20. *Shervais J. W.* Ti—V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.*— 1982.— V. 59, N 1.— P. 101—108.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 мая 1992 г.

Институт вулканологии ДВО РАН
Петропавловск-Камчатский

УДК 551.243.21

В. С. Рождественский

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Латеральные ряды структурно-формационных зон Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы позволяют наметить положение зон мезозойско-кайнозойской субдукции, которое в основном согласуется с направлениями движений океанических литосферных плит относительно Азиатского континента. Эти изменения вызвали перестройку расположения зон субдукции. Выделяются следующие основные этапы геологического развития Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы: средне-позднеюрский, раннемеловой, сеноман-туронский, позднемеловой — палеоценовый, эоцен-четвертичный, обусловленные северо-восточным, субмеридиональным, северо-западным и субширотным направлениями движений океанических плит. Большое значение для формирования складчатой системы имели также столкновения и боковое скольжение блоков, обусловленные растяжением земной коры в пределах кайнозойских задуговых зон срединга (Японское море, впадины Дерюгина и Южно-Охотская).

Данные по кинематике движений литосферных плит, установленные на основе анализа расположения полосовых магнитных аномалий Тихого океана [4, 16], показывают, что движение океанических плит Фараллон, Изагаги, Кула, Пасифик со стороны Тихого океана относительно Азиатского континента происходило в мезозойско-кайнозойское время в северо-восточном, северо-западном, субмеридиональном и субширотном направлениях (рис. 1, врезка).

Мезозойской активной континентальной окраине Восточной Азии в современной структуре соответствуют Самаркино-Ольгинский юрский аккреционный комплекс и Удско-Мургальская палеоостровная дуга [9, 10, 15]. В юго-западной части Японии устанавливается среднеюрская палеоостровная дуга Акиеси, а фундамент позднеолигоцен-четвертичной островной дуги Тохоку на юго-западе о. Хоккайдо и северо-востоке о. Хонсю сложен средне-позднеюрским аккреционным комплексом [6].

Эти данные дают возможность предполагать, что восточная окраина Ханкайского срединного массива в средне-позднеюрское время была осложнена трансформным разломом типа дуга — дуга, соединявшим островную дугу в районе Японии с Удско-Мургальской островной дугой.

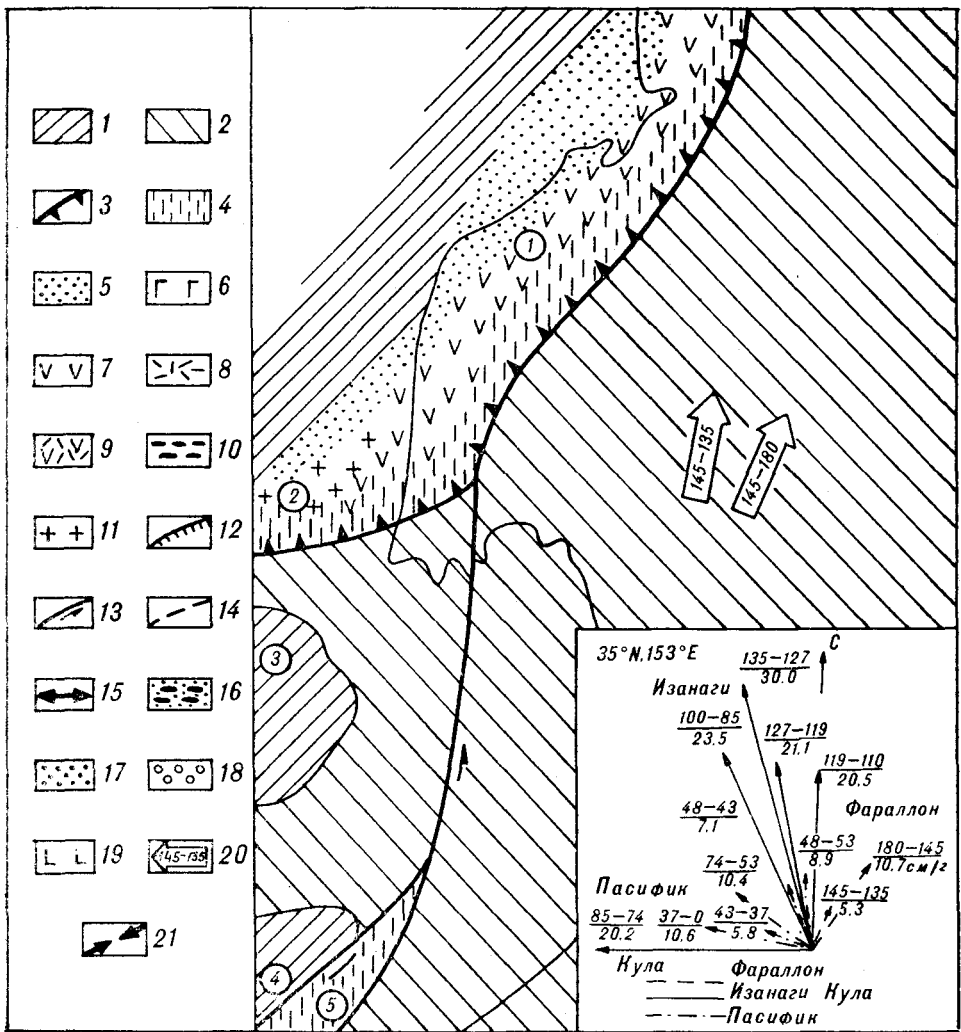


Рис. 1. Палеотектоническая схема для средне-позднеюрского и начала раннемелового времени.

1 — континенты и микроконтиненты; 2 — океаны и бассейны с корой океанического типа; 3 — выходы на поверхность Земли современных сейсмофокальных зон и предполагаемое положение палеозон Беньюфа; 4 — фронтальные части островных дуг и островодужные склоны палеожелобов; 5 — преддуговые, междуговые и задуговые (мелководные, шельфовые) прогибы окраинных морей; 6 — глубоководные (спрединговые) прогибы окраинных морей; 7 — вулканические островные дуги; 8 — окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса; 9 — внутриматериковые вулканоплутонические пояса; 10 — коллизионные складчатые зоны; 11 — пояса гранитоидных батолитов и отдельные массивы гранитоидов; 12 — коллизионные тектонические швы и зоны крупных надвигов; 13 — трансформные разломы и другие разломы сдвигового типа; 14 — сбросы и разломы неустановленного типа; 15 — кайнозойские зоны спрединга; 16 — зоны палеоген-миоценовой присдвиговой конседиментационной складчатости; 17 — кайнозойские рифтогенные прогибы; 18 — кайнозойские молассовые прогибы; 19 — кайнозойские внешние (невулканические) островные дуги; 20 — направление движения литосферных плит (цифрами обозначены временные интервалы движения, в млн лет назад); 21 — ориентировка близгоризонтальных напряжений сжатия. Цифры в кружках: 1 — Удско-Мургаляская вулканическая дуга, 2 — Становой плутонический пояс, 3 — Буреинский микроконтинент, 4 — Ханхайский микроконтинент, 5 — Самаркино-Ольгинский аккреционный комплекс. Врезка: векторы скорости и направлений движения плит Фараллон, Изагаги Кула и Пасифик относительно Евразийской плиты [16], в числителе время движения плиты (миллионы лет назад), в знаменателе скорость движения плиты (см/год).

Движение океанической плиты происходило в это время в северо-восточном направлении (см. рис. 1).

В раннем мелу направление движения океанической плиты изменялось с северо-восточного на северо-западное (рис. 2), что вызвало перестройку расположения зон субдукции, окаймляющих Азиатский материк. Возникли Хингано-Охотская [9] и Осима-Сахалинская островодужные системы. Последняя включает Осима-Монеронскую и Самаргин-

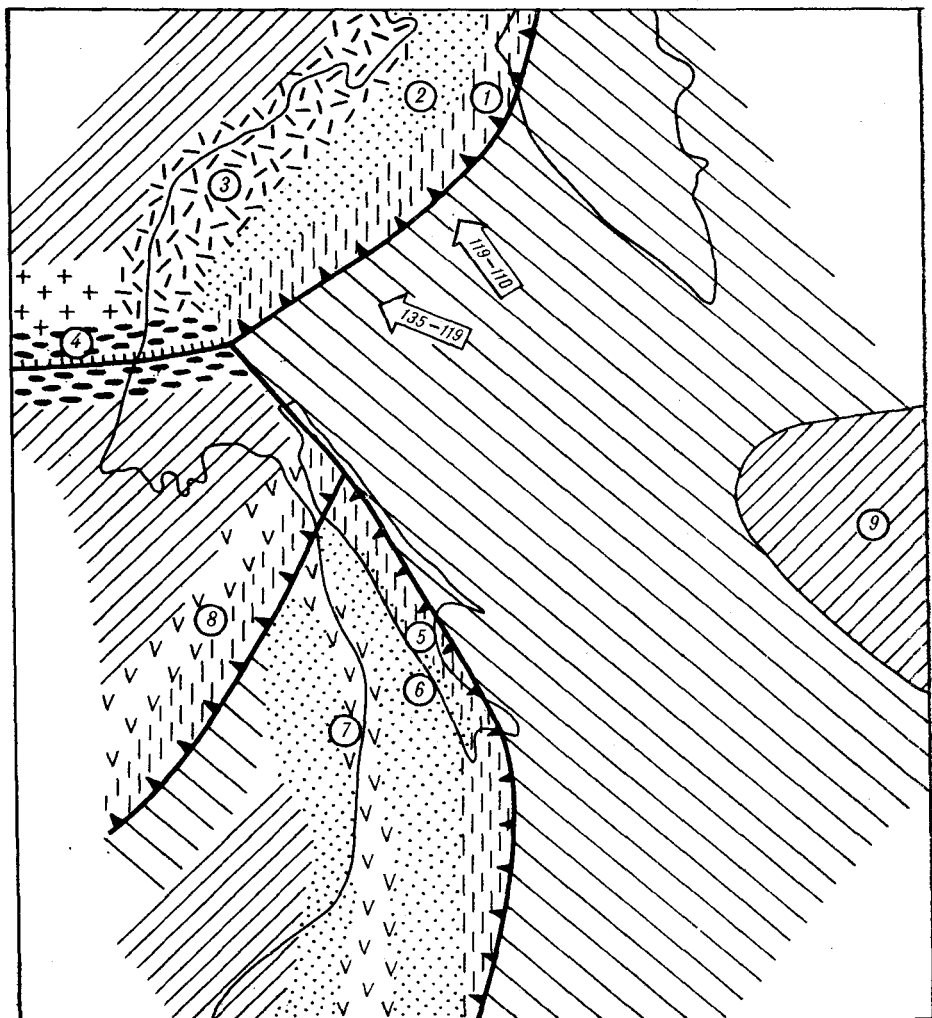


Рис. 2. Палеотектоническая схема для раннемелового времени.

1—3 — система Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса; 1 — материковый склон палеожелоба; 2 — преддуговой прогиб; 3 — вулканоплутонический пояс; 4 — Монголо-Охотская складчатая система; 5—7 — Осима-Сахалинская островодужная система: 5 — островодужный склон палеожелоба, 6 — Эдзо-Сахалинский преддуговой прогиб, 7 — вулканическая островная дуга (Осима-Монеронская, Самаргинская); 8 — Хингано-Охотская островодужная система; 9 — Охотоморский микроконтинент. Ост. усл. обозн. см. рис. 1.

скую вулканические островные дуги, Эдзо-Сахалинский преддуговой прогиб и Камуикотан-Сахалинский глубоководный желоб (см. рис. 2). Субдукция была направлена под острым углом к островной дуге и сопровождалась формированием на приконтинентальной стороне дуги гигантских левосторонних сдвигов [14].

Положение Осима-Сахалинской островодужной системы определяется расположением парных метаморфических поясов высокого давления — низкой температуры (Камуикотан-Сахалинский) и низкого давления — высокой температуры (юго-западное Хоккайдо). Первый пояс ассоциируется с поясом офиолитового меланжа, второй — с поясом гранитов и островодужных вулканитов (горы Кабата, острова Ребун и Монерон). Частью этого же пояса в Приморье, видимо, является Самаргинская меловая дуга известково-щелочных вулканитов. Судя по изотопному (К — Ag-метод) возрасту [11, 19] гранитов (96—124 млн лет), нижней части осадочно-вулканогенной толщи на о. Монерон (141 ± 3 млн лет) и голубых метаморфических сланцев (107—145 млн лет), начало фор-

мирования Осима-Сахалинской островодужной системы следует относить к началу раннего мела или к самому концу поздней юры.

В конце неокома произошло поднятие андезитриолитовых вулканических построек островной дуги выше уровня моря. Об этом свидетельствует появление тонких прослоев пепловых туфов кислого состава среди осадочно-вулканогенных отложений верхней части группы Сорати (баррем) на Хоккайдо и самохинской свиты (апт — альб) Западно-Сахалинских гор. Вслед за этим в конце раннего мела последовало заложение Эдзо-Сахалинского преддугового прогиба, а позднее (альб — сеноман) — внешней (невулканической) дуги, поднятие которой выше уровня моря отмечается появлением обломков офиолитов и глаукофановых сланцев в базальных горизонтах группы Средняя Эдзо на Хоккайдо и найдинской свиты на Южном Сахалине [19].

Терригенно-туфогенные меловые отложения Эдзо-Сахалинского преддугового прогиба стратиграфически перекрывают океанические кремнисто-эффузивные отложения группы Сорати (поздняя юра — ранний мел) на Хоккайдо и далдаганской серии (самохинская свита, ранний мел) на Сахалине. Присутствие между океаническими кремнисто-эффузивными и прибрежно-морскими терригенно-туфогенными отложениями переходной кремнисто-вулканогенно-терригенной пачки с прослоями кислых туфов позволяет предполагать возможность захвата в преддуговом прогибе юрских-раннемеловых океанических отложений.

Тектоническое развитие Осима-Сахалинской островодужной системы, видимо, было синхронно с тектоническим развитием Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса. Возраст нижних горизонтов осадочно-вулканогенных толщ изменяется в разных районах от начала неокома до альба. Возраст верхних горизонтов определяется по остаткам флоры как ранний сеноман или альб — сеноман. Изотопный (К — Аг-метод) возраст наиболее ранних фаз гранитоидов пояса составляет 130—140 млн лет, а возраст эффузивов — 110—60 млн лет [1], но подавляющее большинство образцов имеет возраст 110—90 млн лет [10].

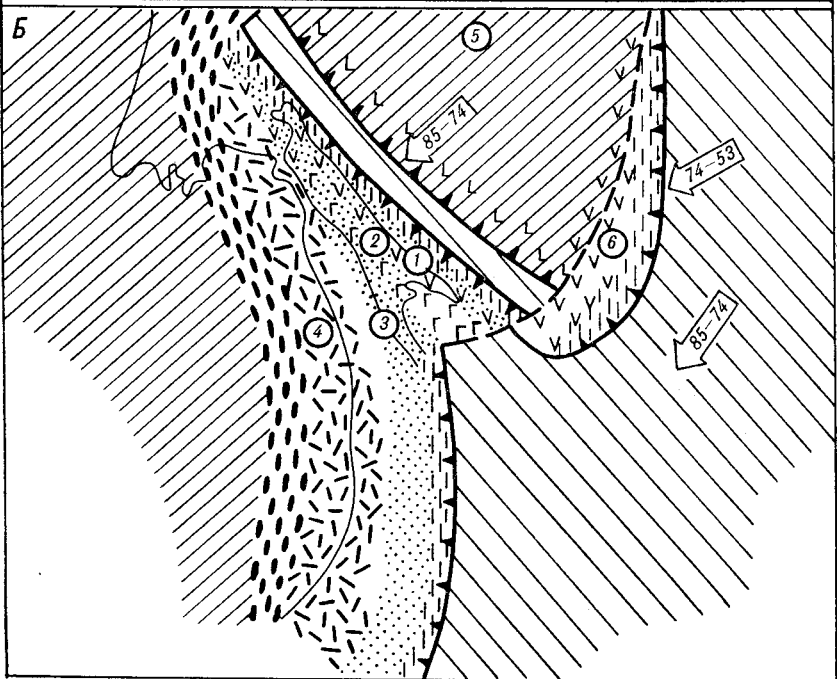
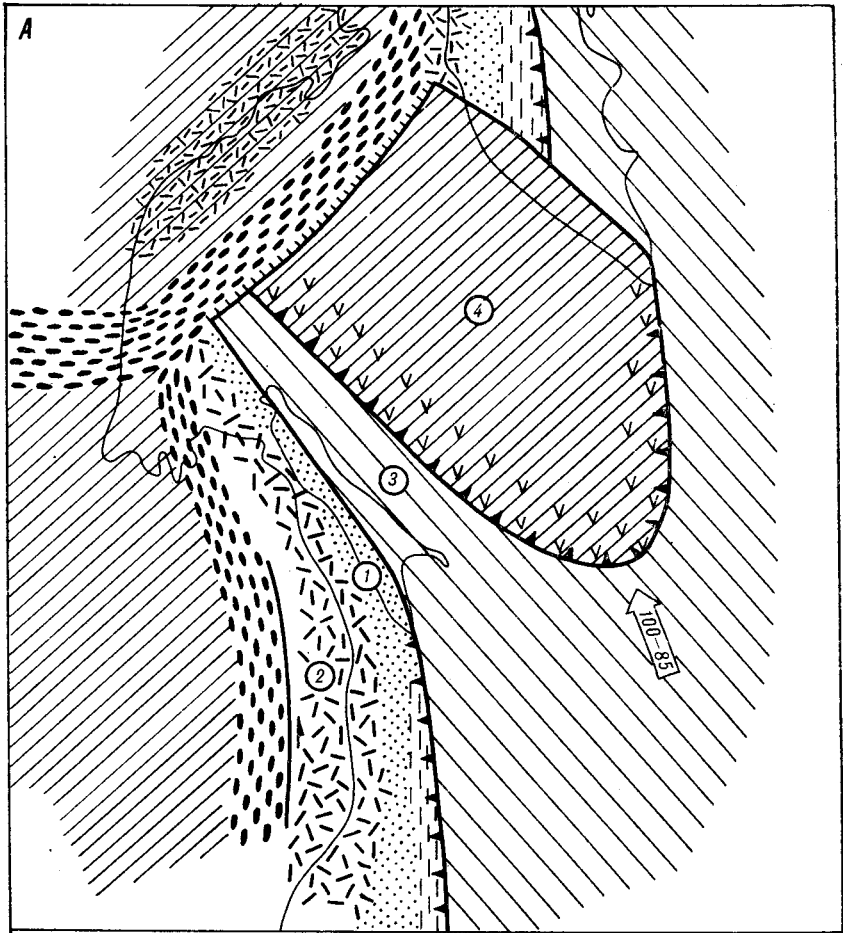
Столкновение Охотоморского микроконтинента с материком Восточной Азии, вызвавшее прекращение субдукции и вулканизма в Охотско-Чукотском поясе, видимо, произошло в начале сеномана (рис. 3, А).

Это столкновение обусловило сильное замедление субдукции океанической коры вдоль Осима-Сахалинской островодужной системы, что фиксируется резким уменьшением поступления туфогенного материала в осадки Эдзо-Сахалинского преддугового прогиба в период поздний сеноман — ранний кампан. На Северном Сахалине в этот период субдукция, видимо, почти полностью прекратилась.

Заклинивание Охотоморским микроконтинентом зоны субдукции вызвало очередную перестройку расположения островных дуг. Вдоль южной и юго-западной частей Охотоморского микроконтинента возникли палеовулканические дуги, положение которых намечается поясами магнитных аномалий, интенсивностью до +400 нТл, которые интерпретируются как отражение позднемеловых вулканических построек [8]. Изотопный (калий-аргоновый) возраст образцов известково-щелочных эффузивов и гранитоидов, поднятых при драгировании дна Охотского моря, изменяется в пределах $101 \pm 4 \div 78 \pm 1,5$ млн лет, преобладают образцы с возрастом около 90 млн лет [2].

В начале сеноманского времени направление движения океанической плиты изменилось с северо-западного на субширотное (см. рис. 3, Б). С этого времени геологическое развитие Северного Сахалина и Хоккайдо — Южного Сахалина стало различным.

Для Северного Сахалина и Приморья для конца позднемелового времени (сеноман — маастрихт) намечается следующая палеотектоническая зональность (см. рис. 3, Б): 1. Сихота-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс с изотопным возрастом (К — Аг-метод) вулканитов 45—84 млн лет [5]. 2. Эдзо-Сахалинский преддуговой про-



гиб. 3. Крайнее море (в современной структуре Набильская зона Сахалина, сложенная сеновскими терригенными и кремнисто-вулканогенными толщами). 4. Вулканическая островная дуга (Учирская зона Северо-Восточного Сахалина, сложенная островодужными вулканитами). 5. Терригенно-туфогенный преддуговой мелководный прогиб Северо-Восточного Сахалина (Котиковская зона). 6. Пояс меловых офиолитов и глаукофан-сланцевого метаморфизма п-ова Шмидта, отвечающий палеожелобу. Южнее п-ова Шмидта пояс офиолитов скрыт под водами Охотского моря и кайнозойскими отложениями и намечается на шельфе Северо-Восточного Сахалина непрерывной цепочкой интенсивных гравитационных и магнитных (интенсивностью до +1300 нТл) аномалий, продолжающейся от п-ова Шмидта до Южно-Охотской глубоководной впадины [8].

Северо-Сахалинская поздне меловая вулканическая дуга и соответствующие ей преддуговой прогиб и офиолит-голубосланцевый пояс на Южном Сахалине — Хоккайдо не прослеживаются. В современной структуре Хоккайдо-Тонино-Анивского полуострова мезозойские океанические кремнисто-вулканогенные отложения и офиолиты надвинуты на терригенные меловые отложения Эдзо-Сахалинского преддугового прогиба. Здесь выделяются: Хидака-Анивская тектоническая зона, включающая меланжево-офиолитовый шов и аккреционный комплекс ранне-средне мелового возраста; пояс высокотемпературных метаморфических сланцев (гнейсов, мигматитов, амфиболитов), прорванный палеоген-раннемиоценовыми гранитами и габброидами; пояс, сложенный чередованием тектонических пластин кремнисто-вулканогенных и терригенных (флишевых) формаций, разделенных меланж-олистоморовыми пластинами кампанского возраста (поздне меловой аккреционный комплекс). Флишевая формация Хидака-Анивской зоны включает покровы базальтов и дайки долеритов, напоминающие по своим петрохимическим свойствам базальты срединно-океанических хребтов [18].

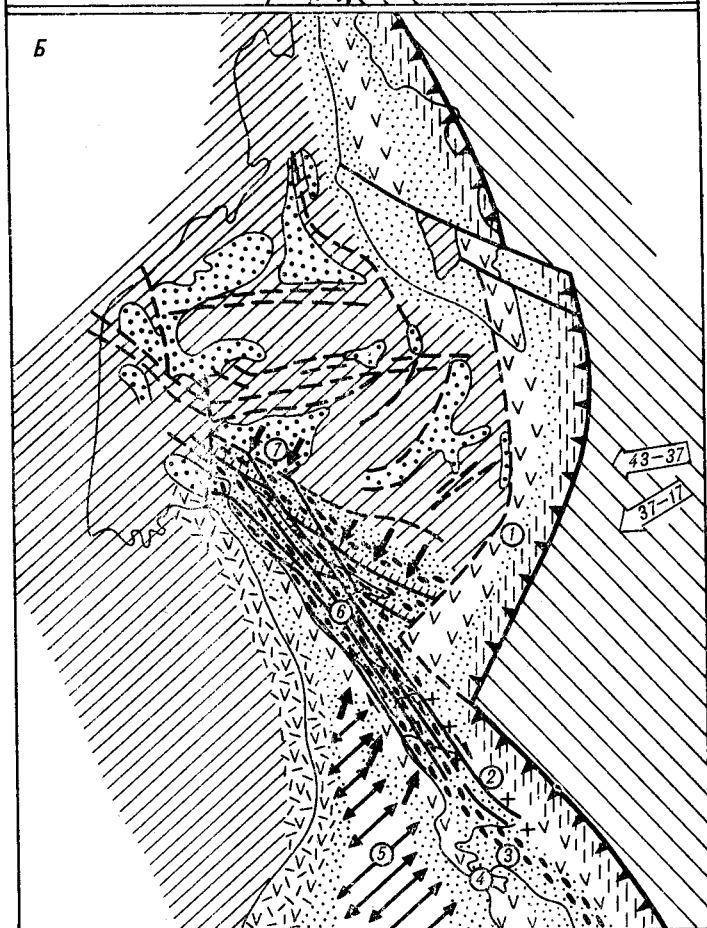
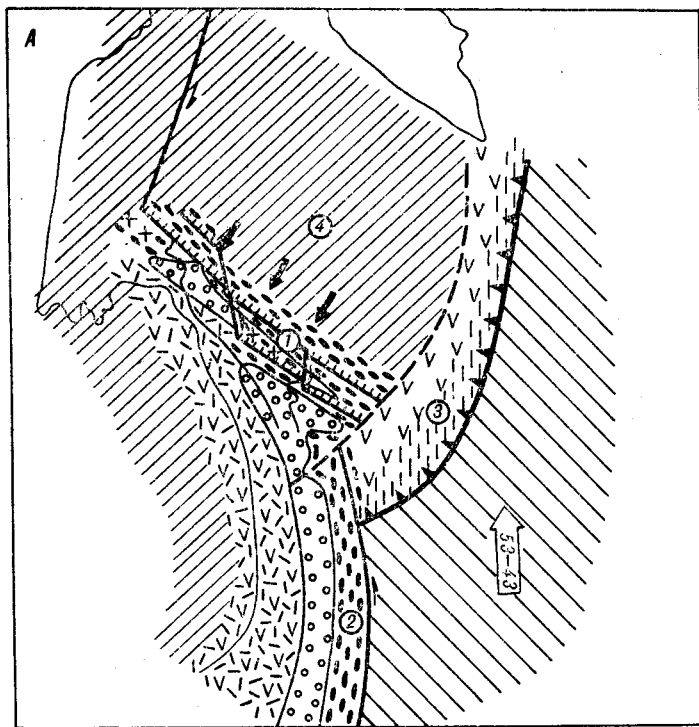
Поздне меловые зоны субдукции Северного Сахалина и Южного Сахалина — Хоккайдо, видимо, сочленялись вдоль субширотного трансформного разлома типа дуга — дуга, расположенного на широте перешейка Поясок (см. рис. 3, Б). Севернее этого разлома мезозойские структуры Восточного Сахалина имеют северо-западное простирание, а южнее — субмеридиональное.

Расположенные восточнее Хидака-Анивской зоны тектонические зоны Токоро и Немуро соответствуют поздне меловой — раннепалеогеновой островодужной системе. Зона Токоро включает поздне меловой аккреционный комплекс, с включениями блоков базальтов, туфов, известняков и кремнистых пород юрского — ранне мелового возраста, образовавшихся в условиях океанических островов и океанических плато (группа Никоро). Этот комплекс местами подвергся глаукофансланцевому метаморфизму и перекрыт туфогенно-терригенной толщей, содержащей обломки андезитов, андезитовых туфов и гранитоидов (группа Сарома), снос которых происходил в направлении с востока на запад [19]. Эти отложения выполняют поздне меловой — раннепалеогеновый преддуговой осадочный прогиб.

Одновозрастный кампан-палеоценовый преддуговой палеопргиб Немуро выполнен вулканогенно-обломочными отложениями, прорванными дайками и силлами щелочных долеритов. Снос в прогиб Немуро

Рис. 3. Палеотектонические схемы для сеномана — турона (А) и сенона — палеоцена (Б).

А: 1 — Эдзо-Сахалинский преддуговой прогиб, 2 — Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс, 3 — остаточный (межконтинентальный) океанический бассейн (Палеоохотское море), 4 — Охотоморский микроконтинент. Б: 1—3 — Северо-Сахалинская островодужная система: 1 — Котиковский преддуговой прогиб; 2 — Учирская вулканическая островная дуга и Набильское окраинное море; 3 — Эдзо-Сахалинский преддуговой прогиб; 4 — Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс; 5 — Охотоморский микроконтинент; 6 — Немуро-Курильская островодужная система. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.



обломочного материала островодужного происхождения происходил в направлении с севера на юг [19].

В палеогене, видимо, в связи с заклиниванием Северо-Сахалинской зоны субдукции Охотоморским микроконтинентом и с изменением направления движения океанической плиты с северо-западного на субмеридиональное, субдукция в меридиональной зоне Сахалин — Хоккайдо полностью прекратилась и началось формирование коллизионного складчатого сооружения, обусловленное косым столкновением Северо-Сахалинской островной дуги с Охотоморским микроконтинентом (рис. 4, А). Вместо субдукционных швов возникают коллизионные сдвигово-надвиговые швы, вдоль которых наблюдаются современные выходы серпентинитового меланжа и древних жадеит-глаукофановых метаморфических сланцев. Вдоль надвигов шовной зоны в западной части Восточно-Сахалинских гор в этот период была сформирована зона динамометаморфизма, наложившаяся на позднемеловые терригенные отложения, содержащие фауну позднекампанских иноцерамов. Позднее, в раннем палеогене вдоль осевой части зоны скучивания произошло внедрение гранитных массивов типа S (коллизионные граниты) с изотопным возрастом 58—66 млн лет (К — Ar-метод).

Палеогеновая складчатая система Северного Сахалина характеризуется эшелонным расположением (правая кулисность) антиклинальных поднятий (Шмидтовское, Восточно-Сахалинское) и северо-западным простиранием складчатости и надвигов. Этот структурный рисунок, видимо, обусловлен косым боковым сжатием со стороны Охотоморского среднего массива. В южной части Сахалина и на Хоккайдо наблюдается левокулисное расположение палеогеновых антиклинальных поднятий (Камуикотан, Сусунай), видимо, обусловленное субмеридиональным движением Тихоокеанской океанической плиты в период 53—43 млн лет назад. На западе Сахалина тектонические движения проявились слабо и палеоцен-эоценовые континентальные конгломераты с размывом и незначительным несогласием перекрывают позднемеловые прибрежно-морские отложения. В районе перешейка Поясок (48° с. ш.) в зоне трансформного разлома в палеогене развивалось конседиментационное поднятие, разделившее молассовые палеогеновые бассейны Северного Сахалина и Южного Сахалина — Хоккайдо.

В раннепалеогеновое время процессы орогенеза (тектоническое поднятие, сжатие и скучивание) охватили значительную часть активной континентальной окраины Евразийского материка. Однако в преддуговом прогибе Немуро-Малокурийской островной дуги, расположенной вдоль южного фланга Охотоморского микроконтинента, осадконакопление в позднем мелу — палеогене продолжалось без перерыва до раннего эоцена [19].

Примерно 43 млн лет назад субмеридиональное движение Тихоокеанской океанической плиты сменилось на северо-западное, а затем, 37 млн лет назад, на субширотное (см. рис. 4, Б), что снова вызвало перестройку в расположении островных дуг. В позднем олигоцене возникла Курильско-Камчатская вулканическая дуга, а в эоцене — вулканическая дуга Тохоку [7] и Хидака-Анивский пояс гранитоидов и габброидов. Изотопный (калий-аргоновый) возраст гранитоидов пояса изменяется в восточной его части от 43 до 31 млн, в западной — от 36 до 17 млн лет [18], на Тонино-Анивском полуострове от 56 до 35 млн лет [3].

Рис. 4. Палеотектонические схемы для эоцена — среднего миоцена.

А — ранний эоцен: 1 — Северо-Сахалинская складчатая система; 2 — Хоккайдо-Сахалинская складчатая система; 3 — Немуро-Курильская островодужная система; 4 — Охотоморский микроконтинент. Б — поздний эоцен — средний миоцен: 1 — Курильско-Камчатская островодужная система; 2—4 — островодужная система северо-восточной Японии (Тохону); 2 — Хидака-Анивский пояс островодужных гранитоидов и вулканиитов Ойяисо, 3 — междудуговой прогиб, 4 — вулканическая дуга Тохоку; 5 — спрединговая впадина Татарского пролива и северной части Японского моря; 6 — Сахалино-Хоккайдская система присдвиговой конседиментационной складчатости; 7 — впадина Дерюгина. Ост. усл. обозначения см. на рис. 1.

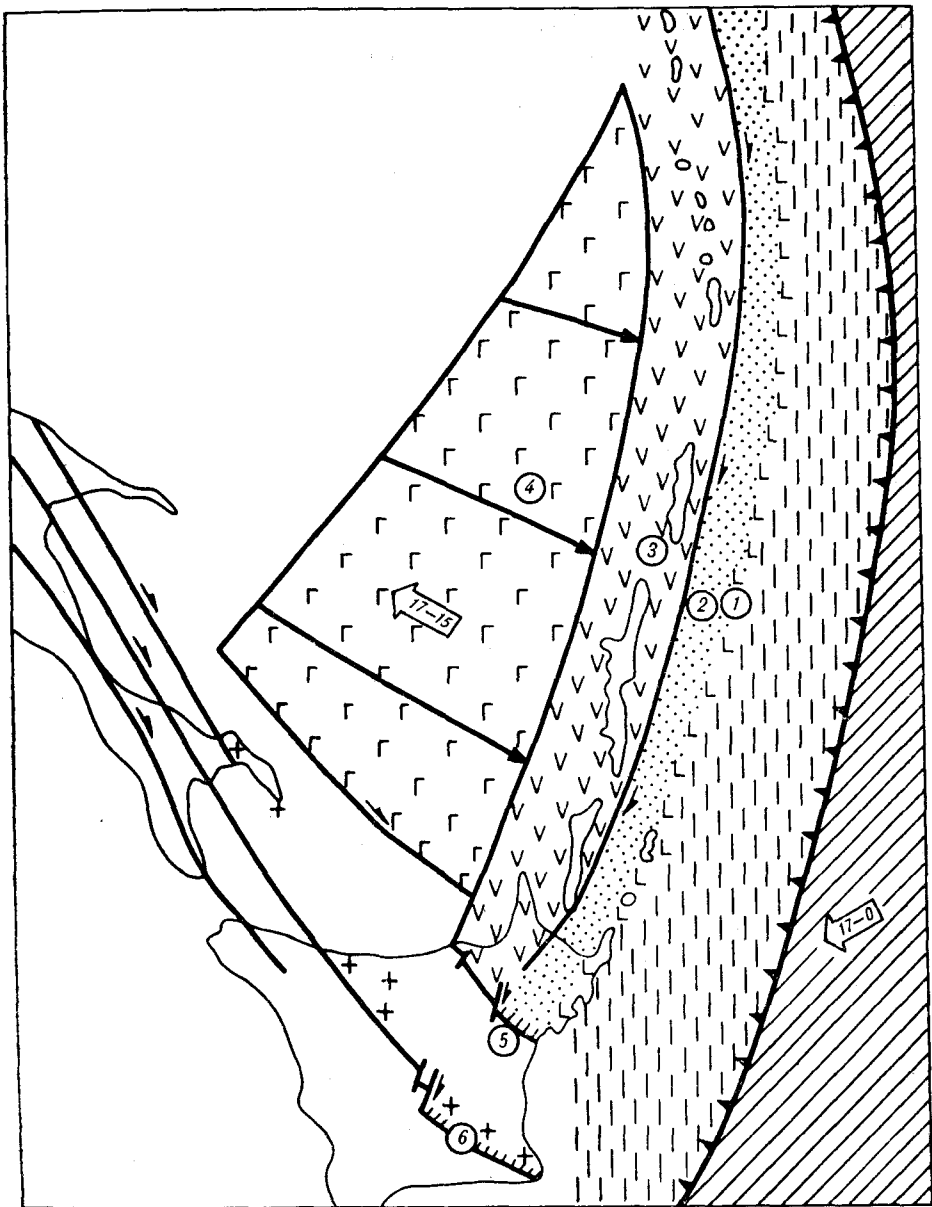


Рис. 5. Реконструкция раскрытия Южно-Охотской глубоководной котловины. 1—4 — Курильская островодужная система: 1 — малая (невулканическая) дуга, 2 — между-дужной прогиб, 3 — вулканическая дуга, 4 — Южно-Охотская глубоководная впадина; 5 — надвиг Абасири; 6 — надвиг Хидака. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

Близкая ассоциация в пределах Хидака-Анивского плутонического пояса известково-щелочной и толеитовой серий пород, отношение в гранитоидах $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr} < 0,706$ и петрохимические особенности пород позволяют относить их к гранитам типа I, образовавшимся в обстановке островной дуги над зоной субдукции [18]. На южном продолжении Хидака-Анивского пояса гранитоидов на шельфе о. Хонсю океаническим бурением на поднятии Ойясио обнаружены островодужные андезитодациты с изотопным возрастом, установленным по отношению $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 22—24 млн лет [18].

Происхождение субмеридионального островодужного Хидака-Анивского пояса гранитоидов невозможно объяснить субдукцией вдоль Курильского глубоководного желоба, имеющего на южном фланге субширотное простирание. Северное окончание плутонического пояса гранитоид-

дов примерно соответствует по широте северной границе Южно-Охотской глубоководной котловины. Таким образом, пояс, видимо, мог возникнуть в период от 43 до 17 млн лет до раскрытия Южно-Охотской котловины вдоль субмеридиональной зоны субдукции Тихоокеанской океанической плиты (см. рис. 4, Б).

Наложение на зону палеоген-раннемиоценового гранитоидного магматизма типа I, щелочного мондонитоидного магматизма типа А (калий-аргоновый возраст плутонов 15 млн лет) и известково-щелочного островодужного вулканизма с изотопным (К — Аг-метод) возрастом эффузивов меньше 10 млн лет [18] можно объяснить быстрым раскрытием Южно-Охотской котловины в период 17—15 млн лет назад (рис. 5). В связи с этим территория Центрального Хоккайдо в начале попала в зону растяжения (магматизма типа А), а затем оказалась в зоне островодужного вулканизма над Курильской зоной субдукции субширотного простирания. К этому периоду относится начало формирования грабенов растяжения, связанных с правосторонними сдвигами на площади Центрального Хоккайдо и южной части Тонино-Анивского полуострова. Конфигурация распространения океанической коры в южной части Охотского моря показывает, что раскрытие Южно-Охотской глубоководной котловины происходило в результате вращения Немуро-Курильской дуги против часовой стрелки (см. рис. 5). Это подтверждается палеомагнитными данными по кампан-палеоценовым вулканитам п-ова Немуро, которые показывают, что дуга Немуро с раннего эоцена была развернута относительно Евразийской плиты против часовой стрелки на $29,4^\circ \pm 10,1^\circ$, в то же время палеомагнитные данные по поздне меловым — палеогеновым отложениям зоны Токоро, сопоставляемым с отложениями зоны Немуро и имеющим в настоящее время субмеридиональное простирание, показывают, что они были развернуты с раннего эоцена на 70° по часовой стрелке [18]. Этот разворот, видимо, связан с волочением в зоне правостороннего сдвига, ограничивающего зону Токоро — Немуро с запада. Модель быстрого спрединга подтверждается спокойным, горизонтальным залеганием осадочного покрова в Южно-Охотской котловине.

На северном и южном склонах котловины драгированием, проведенным ИМГиГ ДВО РАН, обнаружены обломки сходных по химическому составу гранитоидов и известково-щелочных эффузивов мелового возраста, в южной части котловины, видимо, принадлежащих к фундаменту позднеолигоцен-четвертичной Курильской островной дуги.

В олигоцене-миоцене, одновременно с формированием вулканических островных дуг Тохоку (Северо-Восточная Япония) и Курильской, на Сахалине и Центральном Хоккайдо происходят правосторонние сдвиговые смещения блоков вдоль разломов меридионального простирания [12, 17]. В южной части Хоккайдо сдвиги приобретают северо-западное простирание, что обусловило их трансформацию в надвиги и образование зоны сжатия. Орогенные движения на Хоккайдо сопровождались отложением мощной (до 3—4 тыс. м) нижне-среднемиоценовой грубообломочной молассовой толщи (формации Ямато, Кавабата, Котанбетсу), перекрывающей с угловым несогласием палеогеновые отложения [19]. На Сахалине в это время происходило формирование присдвиговых конседиментационных структур, а взаимоотношения между палеогеновыми и нижне-среднемиоценовыми отложениями обычно согласные.

Для Сахалина и Центральной части Хоккайдо характерно присутствие правых сдвигов субмеридионального простирания, надвигов и взбросов северо-западного и сбросов северо-восточного простирания. Оси эшелонированных складок имеют северо-западное, а при приближении к субмеридиональным сдвигам приобретают субмеридиональное простирание. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия в направлении северо-восток — юго-запад под азимутом $40\text{—}50^\circ$ перпендикулярно простиранию складчатости и надвигов. Формирование палеоген-миоценовых структур сжатия в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, видимо, определялось син-

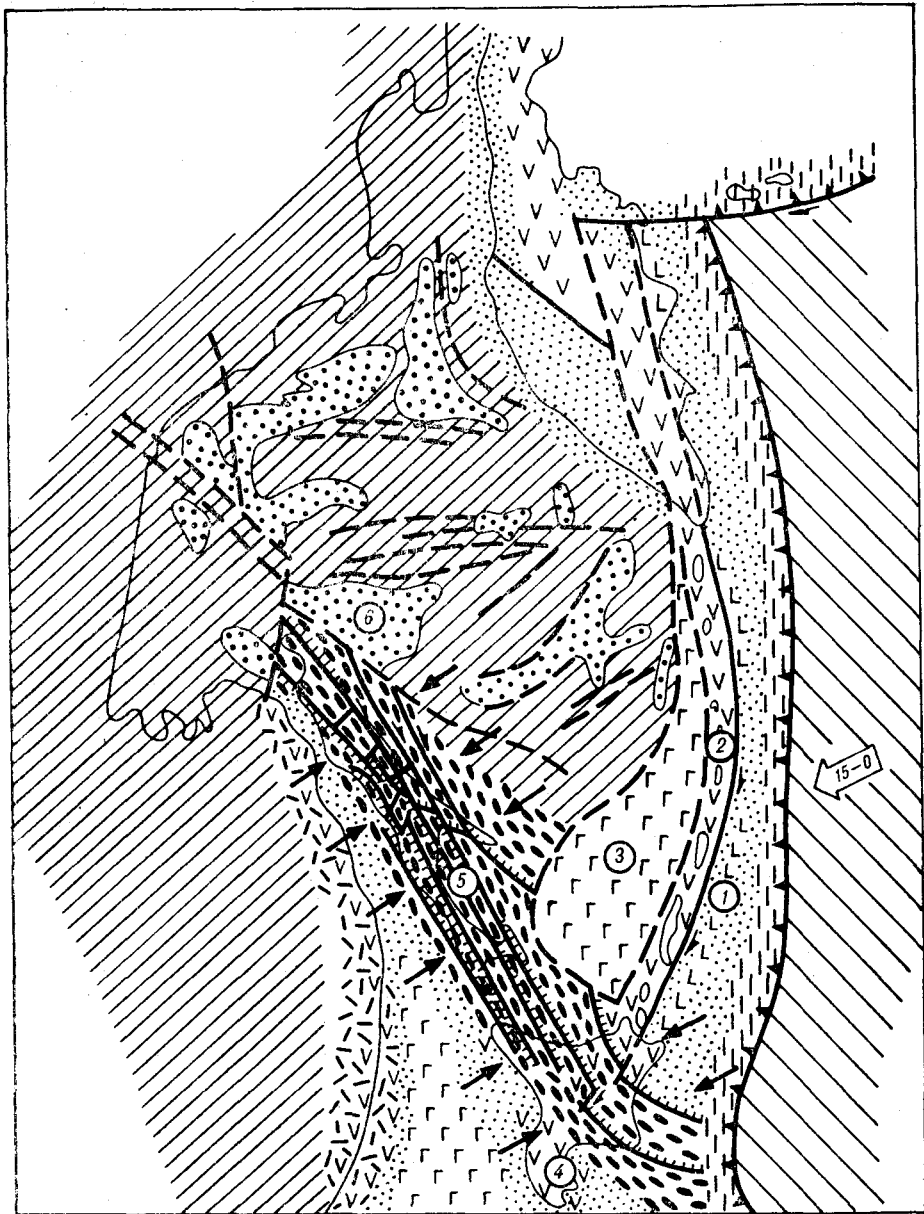


Рис. 6. Тектоническая схема для позднего миоцена — современного времени.

1—3 — Курильско-Камчатская островодужная система: 1 — малая (невулканическая) дуга, 2 — вулканическая дуга, 3 — Южно-Охотская глубоководная впадина; 4 — вулканическая дуга Тохску; 5 — Хоккайдо-Сахалинская складчатая система; 6 — впадина Дерюгина. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

хронными явлениями растяжения земной коры в районах Японского моря, Татарского пролива и впадины Дерюгина (см. рис. 4, Б). При последующем веерообразном раскрытии Южно-Охотской глубоководной котловины зона Токоро — Немуро была смещена по типу правого сдвига на 250 км (см. рис. 5). При раскрытии Японского моря в западной и восточной частях Японских островов также возникли право- и левосторонние сдвиги с амплитудой бокового смещения в первые сотни километров [20].

Расположение Хоккайдо на стыке Сахалинской системы правосторонних сдвигов и системы правосторонних сдвигов Курильских островов, образование которой определялось косою субдукцией Тихоокеанской плиты при ее движении в субширотном направлении (рис. 6), вызвало в

позднем миоцене формирование в южной части Хоккайдо коллизионного поднятия хр. Хидака [17]. Правостороннее сдвиговое смещение внешней (невулканической) дуги Курильских островов трансформируется в пределах этого поднятия в гигантские коллизионные надвиги субмеридионального простирания Хидака и Абасири. Вдоль северных флангов этих надвигов картируются правосторонние сдвиги северо-восточного простирания (см. рис. 5, 6). Правостороннее боковое смещение внешней (невулканической) дуги относительно внутренней (вулканической) подтверждается геодезическими наблюдениями за современными смещениями земной коры [21].

В позднем миоцене — плиоцене на флангах коллизионного поднятия хр. Хидака сформировались мощные (1800—3000 м) молассовые толщи, сложенные в основном конгломератами и гравелитами, образовавшимися в результате размыва южной части метаморфического пояса Хидака [19].

На Сахалине в позднем миоцене — плиоцене, так же как и на Хоккайдо, направление субгоризонтальных усилий сжатия изменилось с юго-запад — северо-восточного на субширотное (см. рис. 6). Субширотное горизонтальное сжатие обусловило трансформацию субмеридиональных сдвигов Сахалина во взбросы и вызвало образование новых систем сдвигов: северо-западного (левые сдвиги) и северо-восточного (правые сдвиги) направления.

Формирование системы разломов и складок, обусловленное субширотным сжатием, видимо, связанным с субширотным движением Тихоокеанской плиты (см. рис. 6), продолжается в настоящее время. В то же время, в северной части Сахалина вдоль разломов субмеридионального простирания отмечаются землетрясения, имеющие механизм очагов, характерный для правосторонних сдвигов [13]. Развитие этих разломов, видимо, вызвано боковым давлением со стороны впадины Дерюгина.

Боковые смещения и столкновения блоков вдоль разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, обусловленные растяжением земной коры в пределах кайнозойских спрединговых морей (Японское море, впадины Дерюгина и Южно-Охотская) и субдукцией Тихоокеанской океанической плиты, привели к возникновению Хоккайдо-Сахалинской кайнозойской складчатой системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 3. — С. 101—109.
2. Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология. — 1976. — № 6. — С. 12—31.
3. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. — М.: Недра, 1970.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. — М.: Недра, 1990.
5. Иванов В. С., Бурьянова И. З., Залищак Б. К. и др. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. — М.: Наука, 1980.
6. Кимура Т. Структурные элементы и тектоническая эволюция Японских островов // Тектоника Азии. 27 МГК. Т. 5. — М.: Наука, 1984. — С. 174—193.
7. Конда Т., Уеда Е. Абсолютный возраст вулканических пород северо-восточной части Японской дуги // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. — М.: Сов. радио, 1978. — С. 130—134.
8. Корнев О. С. Геомагнитные образования в фундаменте Охотоморской плиты // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 2. — С. 33—42.
9. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Там же. — 1991. — № 5. — С. 3—24.
10. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
11. Пискунов В. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений о. Монперон // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 226, № 3. — С. 647—650.
12. Рождественский В. С. Роль сдвигов в формировании структуры о. Сахалин // Геотектоника. — 1982. — № 4. — С. 99—111.
13. Оскорбин Л. С., Соловьев С. Л., Поплавский А. А. и др. Ногликское землетрясение/ДВНЦ АН СССР. — Южно-Сахалинск, 1967.
14. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. — М.: Наука, 1980.

15. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
16. *Engelbreton D. C., Cox A., Gordon R. G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*— 1985.— P. 59.
17. *Kimura G., Miyashita S., Miyasaka S.* Collision Tectonics in Hokkaido and Sakhalin // *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions.*— Tokyo, 1983.— P. 123—134.
18. *Maeda Jin'ichirou.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics.*— 1990.— N 174.— P. 235—255.
19. *Okada H.* Collision Orogenesis and Sedimentation in Hokkaido, Japan // *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions.*— Tokyo, 1983.— P. 91—105.
20. *Sillitoe R. H.* Metallogeny of an Andean-Type continental Margin South Korea: implications for opening of the Japan Sea // *Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Baring.*— 1970.— Spec. pap.— P. 11.
21. *Tada T., Kimura G.* Collision Tectonics and Crustal Deformation at the southwestern Margin of the Kuril Arc // *J. Seismol. Soc. Japan.*— 1987.— V. 40, N 2.— P. 197—207.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
16 июня 1992 г.

УДК 550.837.211(571.61)

В. Б. Каплун

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ (Приморье)

Рассмотрены результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в пределах центральной части Приморья. Проведен анализ искажений и показаны возможности применения редукции МТ-кривых к стандартной кривой кажущегося сопротивления с использованием кривой глубинного МТЗ, выполнена количественная интерпретация в рамках одномерной модели, построены геоэлектрический разрез.

Введение. На рис. 1 показана упрощенная схема тектонического районирования Приморья, составленная по работам [3, 4]. В качестве структурных элементов первого порядка выделяются Ханкайский массив, Сихотэ-Алинская и Лаолин-Гродековская геосинклинальные складчатые системы (ГСС), которые разделены на структурно-формационные зоны (СФЗ)— структурные элементы второго порядка. В ранге СФЗ выделяются блоки, различающиеся возрастом слагающих их геосинклинальных складчатых комплексов. Блоки со сходным режимом развития, но пространственно разобщенные, выделяются как самостоятельные зоны. Выделение подзон — элементов третьего порядка, как это сделано в работах [3, 4], не проводилось в связи с редким шагом наблюдений МТЗ.

Магнитотеллурические зондирования были выполнены в 10 пунктах аналоговой станцией МТЛ-71. На одном пункте было выполнено глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ) с использованием станции МЭВС. Зондирования проводились по профилю, расположенному вкрест простирания Сихотэ-Алинской ГСС с выходом на примыкающий к ней Ханкайский массив (см. рис. 1).

Описание и анализ кривых зондирования. На рис. 2 показаны амплитудные R_{\max} , R_{\min} , $R_{\text{эф}}$ и соответствующие им фазовые кривые МТЗ, а также полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов. Кривые зондирований были получены путем обработки результатов полевых исследований по программе спектрального анализа с вращением наблюдаемого электромагнитного поля и поиском главных направлений, в которых импеданс имеет максимальное и минимальное значения. Для построения кривых брались результаты, когерентность которых состав-

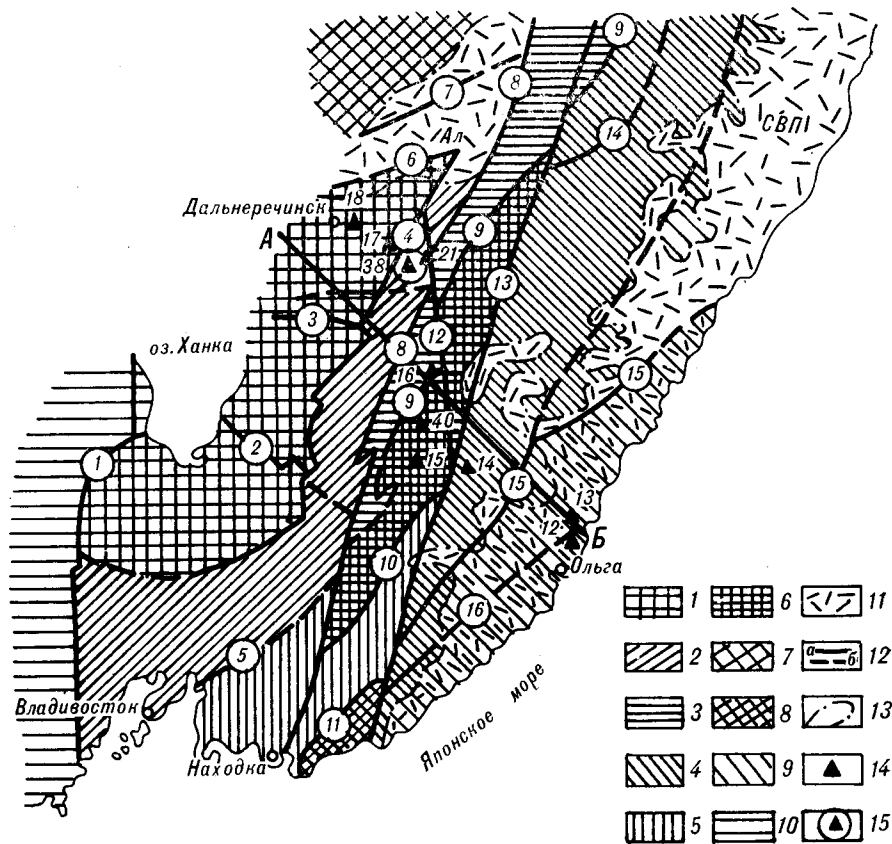


Рис. 1. Схема тектонического районирования Приморского края. Составлена по [3, 4] с упрощениями.

1 — Ханкайский срединный массив; 2—9 — Сихотэ-Алиинская складчатая система: Арсеньевско-Барабашская зона (2), Ариадненская зона (3), зона Главного синклиория (4), Южно-Приморская зона (5), Журавлевская зона (6), Нижне-Бикинская зона (7), Кривореченская зона (8), Прибрежная зона (9); Лаоелин-Гродековская складчатая система: Западно-Приморская зона (10); 11 — наложенные меловые вулканические структуры (СВП — Сихотэ-Алиинский вулканический пояс, Ал — Алчанская); 12 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 13 — границы наложенных меловых структур; 14 — пункты МТЗ и их номера; 15 — пункт глубинного МТЗ № 38. Цифрами в кружочках обозначены главные разломы: 1 — Западно-Приморский, 2 — Спасский, 3 — Кабаргинский, 4 — Западно-Сихотэ-Алиинский, 5 — Уссурийский, 6 — Дальнереченский, 7 — Алчанский, 8 — Арсеньевский, 9 — Самаркинский, 10 — Извильинский, 11 — Кривореченский, 12 — Меридиональный, 13 — Центрально-Сихотэ-Алиинский, 14 — Тигринковский, 15 — Прибрежный, 16 — Перевальненский.

ляла не менее 0,6. Кривые МТЗ получены в диапазоне 12—1000 с, кривая ГМТЗ — 800—4000 с.

Рассмотрим поведение кривых МТЗ вдоль профиля с запада на восток, от МТЗ № 18 до МТЗ № 12.

1. Уровень кривых ρ_T на периоде 100 с меняется примерно от 1 Ом · м у МТЗ № 40 до 10 000 Ом · м у МТЗ № 12. Большинство кривых лежит выше уровня стандартной кривой [8], что говорит об их подверженности влиянию поверхностных геоэлектрических неоднородностей. Примером этому могут служить результаты зондирования, выполненных в пункте № 38. Зондирование станцией МТЛ-71 выполнялось со 150-метровыми электрическими диполями, а при ГМТЗ — с 500-метровыми. Из рис. 2 видно, что амплитудные кривые МТЗ и ГМТЗ не совпадают по уровню. Получить единую кривую зондирования можно путем параллельного перемещения по оси сопротивлений кривых МТЗ к уровню кривых ГМТЗ или наоборот. В данном случае это не играет роли, так как в обоих случаях полученные кривые лежат выше стандартной кривой, что может говорить об их обоюдном искажении поверхностными неоднородностями. Подобное совмещение кривых, полученных на одном пункте зондирования, возможно вследствие того, что они имеют совпадающий

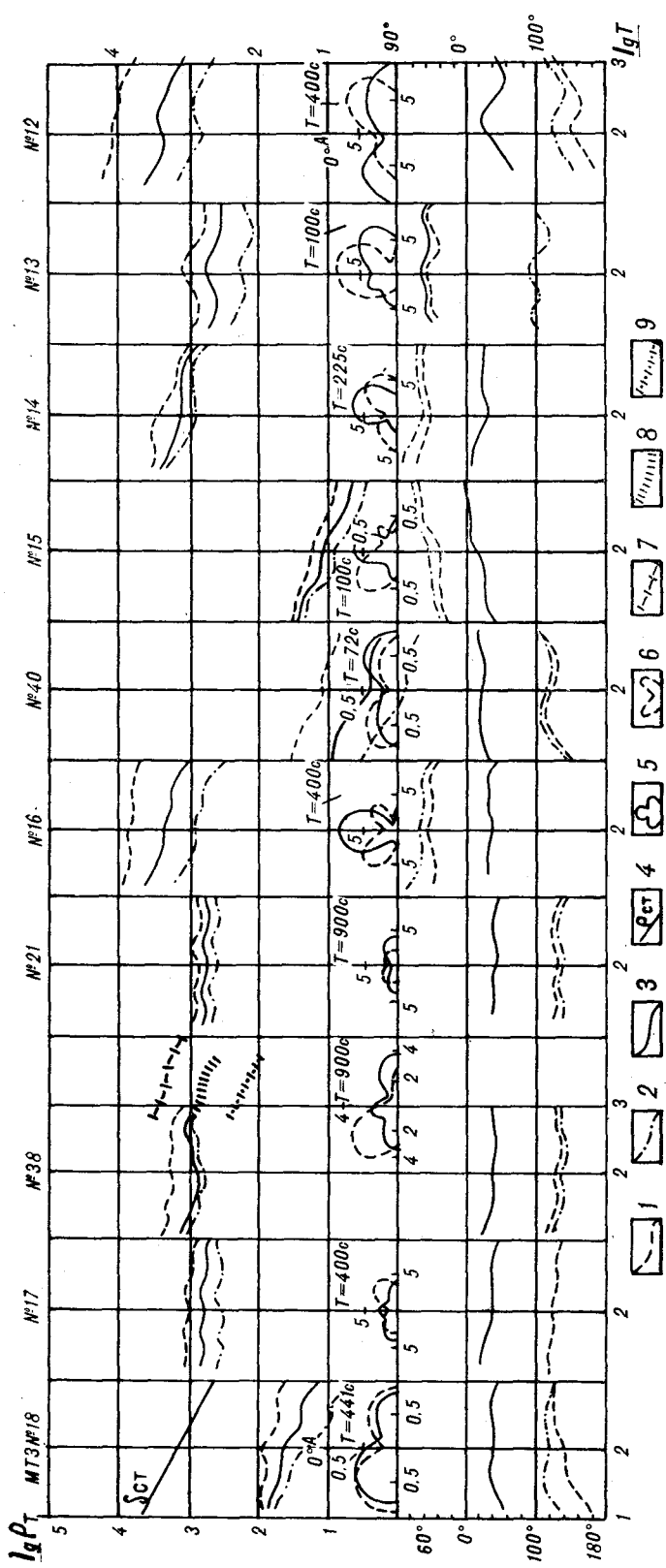


Рис. 2. Амплитудные и фазовые кривые МТЗ, импедансные полярные диаграммы. 1 — R_{\max} и ϕ_{\max} МТЗ; 2 — R_{\min} и ϕ_{\min} МТЗ; 3 — $R_{\text{эф}}$ и $\phi_{\text{эф}}$ МТЗ; 4 — $R_{\text{эф}}$; 5 — полярная диаграмма основного импеданса; 6 — полярная диаграмма дополнительного импеданса; 7 — R_{\max} МТЗ; 8 — $R_{\text{эф}}$ МТЗ; 9 — R_{\min} МТЗ.

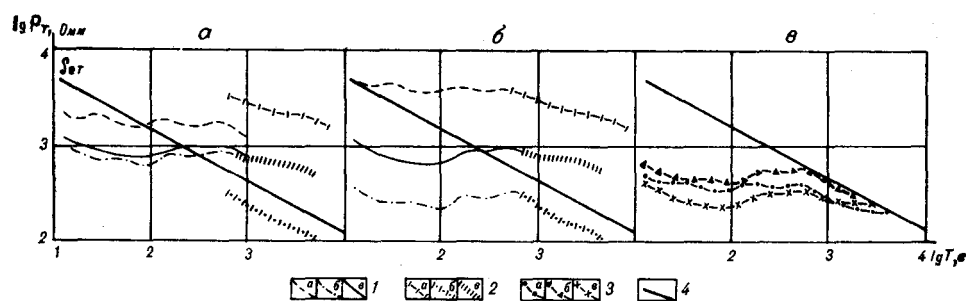


Рис. 3. Совмещение и нормирование амплитудных кривых ρ_{\max} , ρ_{\min} , $\rho_{\text{эф}}$ МТЗ и ГМТЗ пункта № 38.

1 — амплитудные кривые МТЗ № 38 (а — ρ_{\max} , б — ρ_{\min} , в — $\rho_{\text{эф}}$); 2 — амплитудные кривые ГМТЗ № 38 (а — ρ_{\max} , б — ρ_{\min} , в — $\rho_{\text{эф}}$); 3 — совмещенные и нормированные амплитудные кривые МТЗ и ГМТЗ пункта № 38 (а — ρ_{\max} , б — ρ_{\min} , в — $\rho_{\text{эф}}$); 4 — стандартная кривая МТЗ.

диапазон периодов и одинаковый угол наклона совмещаемых частей. Результаты совмещения кривых показаны на рис. 3.

2. Все зондирования выполнены в условиях трехмерных неоднородностей среды. Об этом свидетельствует сложная форма полярных диаграмм основного и дополнительного импедансов, а также большие значения параметра асимметрии $A = |(Z_{xx} + Z_{yy}) / (Z_{xy} - Z_{yx})|$, величина которого больше 0,2 [8].

3. На всех амплитудных кривых хорошо выражены от одного до трех минимумов и правая ниспадающая ветвь. Минимум, расположенный в диапазоне периодов $\lg T = 2,4-2,6$, отмечается на всех кривых, и максимальных, и минимальных. Диапазон периодов, в котором появляются другие минимумы, варьирует в широких пределах. Наиболее часто встречается минимум в диапазоне периодов $\lg T = 1,6-1,8$ (МТЭ № 18, 16, 15, 13, 12). Ниспадающие ветви имеются у большинства амплитудных кривых и начинаются с периодов $\lg T = 2,7-2,8$. Наличие правой ниспадающей ветви хорошо согласуется с кривыми ГМТЗ, выполненного в пункте № 38.

4. Наличие двух минимумов в левой части амплитудных кривых МТЗ №№ 17, 38 и 21 вызвано, скорее всего, искажающим влиянием трехмерных поверхностных геоэлектрических неоднородностей. Зондирования расположены в 25-километровой области вблизи восточной границы Ханкайского массива в пределах крупных гранитных интрузий и при наличии разломов различного направления [3]. Наличие трехмерных поверхностных неоднородностей приводит к возникновению интерференционных явлений, появлению на кривых дополнительных перегибов и минимумов и, как следствие, выделению ложного проводящего слоя [1]. Подтверждением этого может явиться тот факт, что средний минимум на минимальной кривой ρ_T у МТЗ № 17 расположен левее, чем на максимальной кривой, а у МТЗ № 38 и № 21 этот минимум на минимальной кривой расположен правее, чем на максимальной кривой. Наличие четырех проводящих слоев не подтверждается и фазовыми кривыми ϕ_T , на которых хорошо видно лишь наличие двух минимумов и правой ниспадающей ветви. При переходе к рассмотрению кривых ρ_T МТЗ № 16, расположенной в 55 км от МТЗ № 21, можно видеть отличие формы ее амплитудных кривых от трех рассматриваемых зондирований и схожесть с формой амплитудных кривых МТЗ № 18, хотя и имеются некоторые различия. Это является естественным, так как зондирование № 18 выполнено в пределах Ханкайского массива при наличии осадочного чехла и выветрелой верхней части массива, а МТЗ № 16 — в Ариадненской зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы с высокоомной верхней частью геоэлектрического разреза.

5. Кривые МТЗ № 40 и № 15, расположенные в Журавлевской зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы, являются аномальными, так как

они имеют крутопадающие правые ветви (угол наклона составляет около $35-40^\circ$) и наименьший уровень по оси сопротивлений (около $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ на периоде 100 с). Поведение этих кривых вызвано, скорее всего, наличием хорошо проводящего объекта в пределах земной коры, а не влиянием поверхностной неоднородности повышенной проводимости. Подобное поведение кривых не связано и с наличием разлома, т. е. хорошо проводящей вставки, так как в этом случае нисходящей ветви кривой $\rho_{\text{мин}}$ соответствовала бы восходящая ветвь кривой $\rho_{\text{макс}}$. По асимптотическим формулам для $\rho_{\text{макс}}$ МТЗ № 40 и № 15 глубина до проводящего объекта составляет примерно $8-10 \text{ км}$.

6. МТЗ № 14 является единственным зондированием, у которого форма максимальной и минимальной кривых ρ_r сильно различается. Однако это различие имеется только в левой, более высокочастотной части кривых. Вероятно, это вызвано неоднородным строением верхней части геоэлектрического разреза в районе пункта зондирования, а не изменением его электрических свойств с глубиной. Это предположение подтверждает форма фазовых кривых, которые подобны по форме и на которых не отражены те изменения в геоэлектрическом разрезе, которые имеются на максимальной кривой ρ_r .

7. МТЗ № 13 и № 12 расположены в пределах Сихотэ-Алинского вулканического пояса в условиях сильной геоэлектрической неоднородности суша — море и неоднородности строения самого вулканического пояса, являющегося к тому же наложенной структурой на складчатую систему [3]. В связи с этим кривые ρ_r этих зондирований могут быть искажены во всем диапазоне измеряемых периодов. Характерной особенностью кривых ρ_r этих зондирований является хорошо выраженный максимум в средней части кривых.

8. В случае, когда МТЗ выполнено в условиях трехмерной неоднородности геоэлектрического разреза, считается, что максимальная и минимальная кривые искажены этими неоднородностями, и для уменьшения их влияния в дальнейшей интерпретации предпочтительней использовать эффективную кривую. Рассматривая эффективные кривые ρ вдоль профиля, можно видеть, что их форма менее дифференцирована по сравнению с максимальной и минимальной кривыми. При дальнейшей интерпретации это может привести к некоторому сглаживанию геоэлектрического разреза и в какой-то степени потере информации, но, с другой стороны, это позволяет избежать получения ложной информации — такой как дополнительные проводящие слои, вставки различного сопротивления и другие геоэлектрические объекты.

9. В связи с предположением о том, что кроме влияния трехмерных неоднородностей, вызывающих искажение формы кривых ρ_r , амплитудные кривые подвержены влиянию приповерхностных неоднородностей, приводящих к смещению их по уровню сопротивлений, проведем их нормирование к уровню совмещенной эффективной кривой ρ_r МТЗ № 38, приведенной к уровню стандартной кривой $\rho_{\text{ст}}$. Нормирование амплитудных кривых к уровню нормированной кривой ρ_r МТЗ № 38 является возможным в случае допущения, что кривая ГМТЗ будет постоянной в пределах всего профиля. Подобное допущение, вероятно, не вызовет большой ошибки, так как сравнение кривой, полученной в работе [2], и кривой пункта № 38 показывает их сходство. Расстояние между этими двумя пунктами и длиной профиля является сопоставимым. Кривые $\rho_{\text{эф}}$ будем смещать в диапазоне периодов $\lg T = 2,4-2,6$ или к центральному периоду этого диапазона $\lg T = 2,5$, так как на этих периодах расположен минимум, отмечаемый на всех амплитудных кривых, что говорит о наличии проводящего слоя, который можно использовать в качестве опорного. Из результатов такого нормирования (рис. 4, а) видно, что даже при хорошем совпадении кривых в указанном выше диапазоне правые ветви плохо согласуются друг с другом. Это может быть вызвано привнесением наибольших искажений в эффективную кривую искажений минимальной кривой, т. е. кривая, остроенная по направлению малой оси

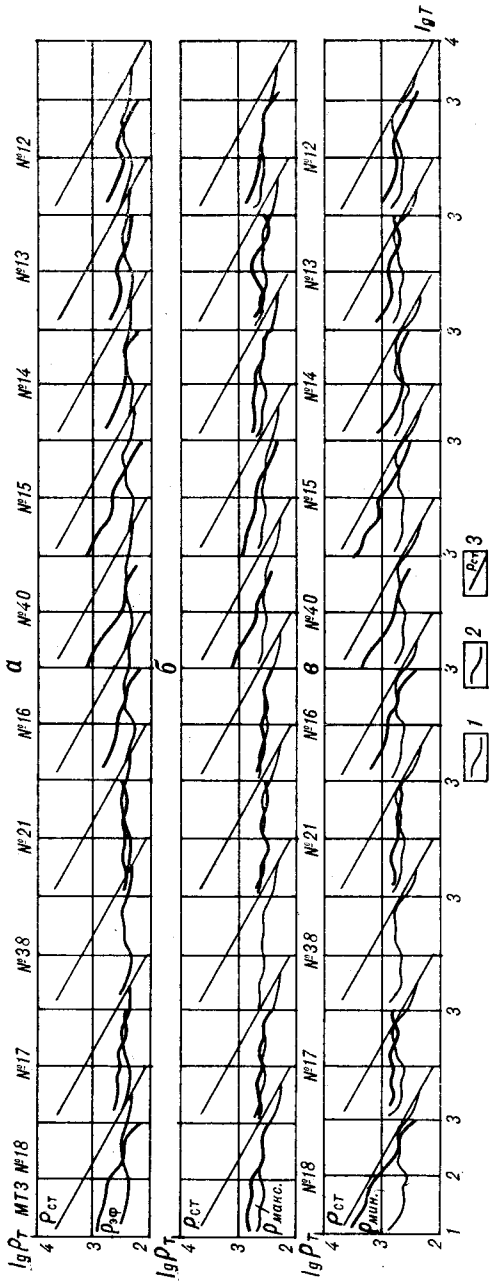


Рис. 4. Амплитудные кривые МТЗ, нормированные к уровню совмещенной нормированной кривой пункта № 38.

а - эффективные кривые $\rho_{эф}$; б - максимальные кривые $\rho_{макс}$; в - минимальные кривые $\rho_{мин}$. 1 — совмещенные нормированные амплитудные кривые пункта № 38; 2 — амплитудные кривые МТЗ; 3 — стандартная кривая МТЗ.

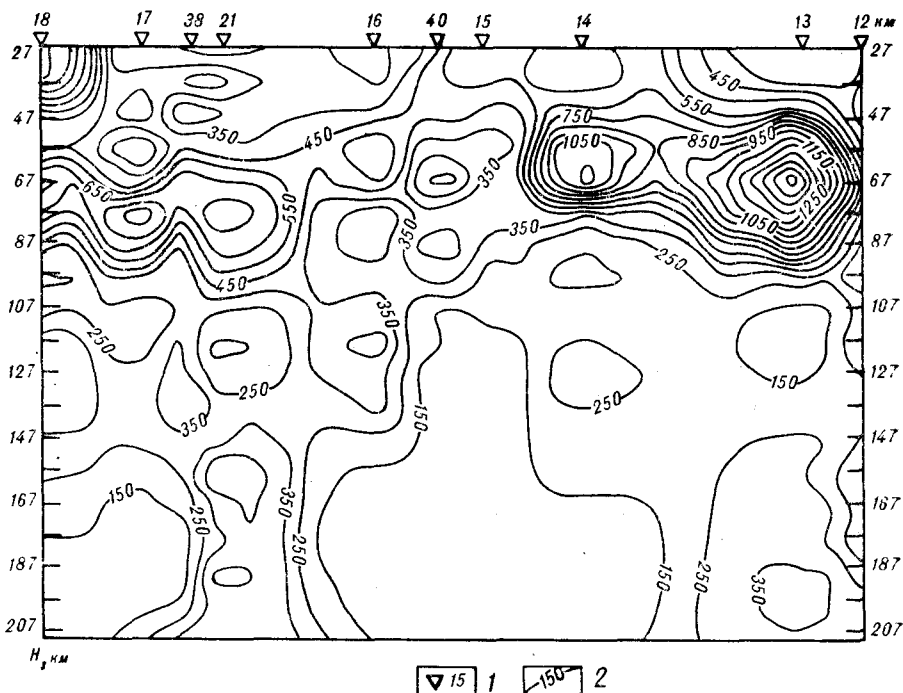


Рис. 5. Разрез $\rho_{\max}(H)$ для нормированных кривых ρ_{\max} по профилю А—В (см. рис. 1).

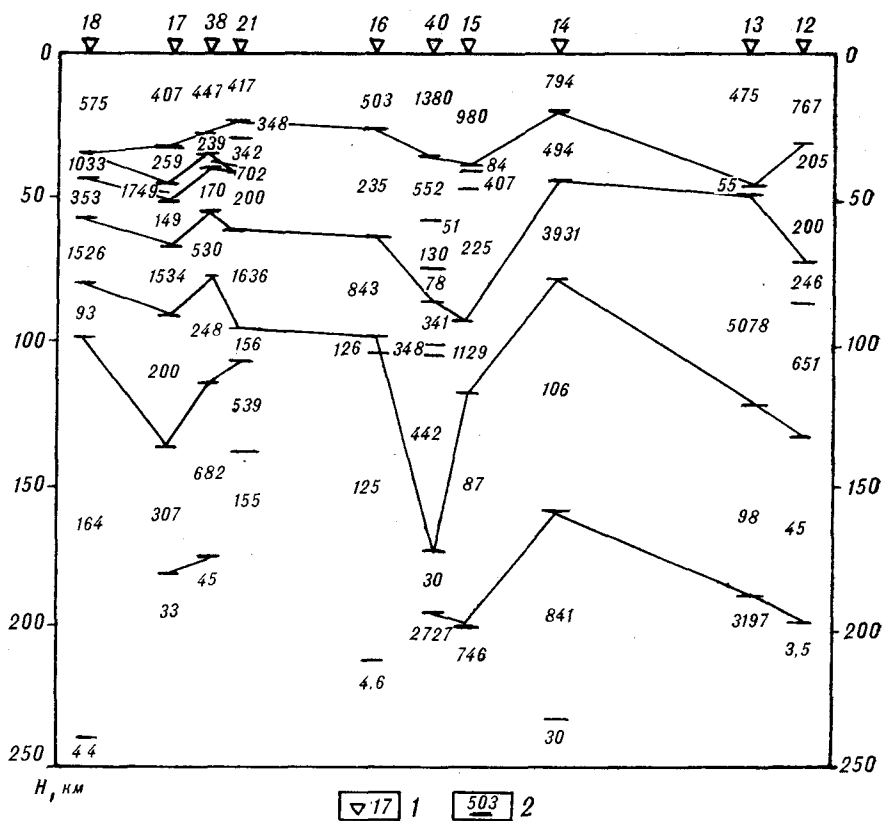
1 — пункты МТЗ и их номера, 2 — изолинии даны в Ом · м.

импедансной полярной диаграммы, искажена в большей степени, чем кривая, построенная по направлению большей оси импедансной полярной диаграммы даже в случае наличия трехмерной неоднородности геоэлектрического разреза. Это хорошо видно на рис. 4, б, в, где представлено совмещение максимальных и минимальных кривых ρ_T к уровню максимальной и минимальной кривых ρ_T МТЗ № 38, приведенных к уровню стандартной кривой $\rho_{ст}$. Здесь можно видеть, что в этом случае совпадение правых ветвей совмещаемых максимальных кривых является наилучшим, за исключением кривых МТЗ № 21 и № 13, что, как указывалось выше, связано с интерференционным влиянием различного рода неоднородностей геоэлектрического разреза. В связи с этим для дальнейшей интерпретации будем использовать максимальные кривые ρ_T .

Интерпретация результатов зондирования. В связи с тем, что интерпретация МТ-кривых в условиях трехмерных неоднородностей является в настоящий момент недостаточно разработанной, представление о геоэлектрическом разрезе можно получить в рамках одномерной модели. Для этой цели нормированные кривые $\rho_{\max}(T)$ были пересчитаны в кривые $\rho_{\max}(H)$ с помощью трансформации Ниблетта [8], а по результатам трансформации был построен геоэлектрический разрез в изолиниях (рис. 5) и модель первого приближения (рис. 6).

На разрезе можно выделить следующие особенности. Земная кора [5], в пределах профиля, является высокоомной и ее сопротивление, согласно формуле эффективной глубины проникновения поля $h = \sqrt{0,127\rho^*T}$ [8], при минимальных глубине $h = 27$ км и периоде $T = 12$ с, составляет около пятисот Ом · м. В связи с этим можно сделать вывод, что для изучения геоэлектрического строения земной коры необходимо проводить регистрацию электромагнитного поля с частотой выше 0,1 Гц.

Хорошо выраженных субгоризонтальных границ на геоэлектрическом разрезе не отмечается, хотя по минимальным значениям градиента сопротивления можно выделить такие области в диапазоне глубин 35—55 км и 80—100 км. В работе [6] проводящие слои были выделены на



▽17 1 503 2

Рис. 6. Геоэлектрическая модель первого приближения для нормированных кривых R_{\max} по профилю А—Б (см. рис. 1).

1 — пункты МТЗ и их номера; 2 — границы слоев и величины их сопротивления в Ом · м.

глубинах 30 и 140 км, на территории немного южнее выполненного профиля.

Под пунктами № 40 и № 15, расположенными в пределах Журавлевской зоны, в диапазоне глубин 30—100 км, можно выделить низкоомную область шириной 30—40 км. Согласно работе [7], пункты № 40 и № 15 лежат в пределах Кожшаровского рудного района, который характеризуется зоной инверсии плотности глубинных и поверхностных горизонтальных неоднородностей. В пределах таких зон инверсии тектонические и магматические процессы взаимодействовали длительно, сообщались коровые и мантийные источники рудного вещества. Возможно, низкоомная геоэлектрическая неоднородность соответствует источникам рудного вещества.

Глубже 100 км верхняя мантия имеет сложное строение и выделить достаточно достоверно в ее пределах какие-либо характерные особенности практически невозможно, что связано в первую очередь с малым числом наблюдений и ограниченностью диапазона зондирований в области низких частот.

На модели, представленной на рис. 6, выделяется два проводящих слоя. Первый проводящий слой расположен в диапазоне 30—60 км, отмечается его погружение в сторону Ханкайского массива и моря, а также подгорные сооружения Сихотэ-Алиня. Наибольшая мощность первого проводящего слоя отмечается в центральной части профиля с утонением его к краям, однако в пункте № 12, расположенном на побережье, отмечается его резкое расширение. В пределах Ханкайского массива, напротив, происходит резкое уменьшение его мощности. Под пунктами № 15 и № 40 отмечается тонкий, хорошо проводящий слой на глубине 40 и 60 км соответственно.

Возможно, в связи с отмечаемой ранее аномальностью кривых ρ_T МТЗ № 15 и № 40 нормирование их к уровню кривых ρ_T МТЗ № 38 является некорректным, и приведенная выше интерпретация не будет соответствовать действительности. Однако интерпретация ненормированных кривых этих МТЗ дает очень низкоомный геoeлектрический разрез с сопротивлениями, достигающими лишь десятых долей Ом · м, и проводимостями десятки тысяч Сименс на глубине 10—15 км, что также очень трудно поддается объяснению. Недостаток информации о геoeлектрическом строении района и малый объем МТЗ не позволяют точно определить параметры и природу аномального объекта.

Поведение второго проводящего слоя подобно поведению первого, глубина до кровли составляет 80—120 км. В связи со сложностью его строения мощность слоя определить трудно.

Выводы. Проведенный анализ показал возможность и необходимость нормирования амплитудных кривых МТЗ к уровню глубинной кривой МТЗ, выполненной в районе исследования и выходящей на стандартную кривую. Глубинная кривая, при необходимости, также должна быть приведена к уровню стандартной кривой.

Земная кора в пределах профиля является высокоомной, интегральное сопротивление составляет около пятисот Ом · м. Для ее изучения методом МТЗ необходимо проводить регистрацию электромагнитного поля с частотой свыше 0,1 Гц.

На глубинах 30—60 и 80—120 км предполагается существование субгоризонтальных областей пониженного сопротивления, которые связываются с наличием в геoeлектрическом разрезе проводящих слоев.

В районе пунктов МТЗ № 40 и № 15, расположенных в Журавлевской зоне Сихотэ-Алинской ГСС, выделена аномальная область, характеризующаяся крутопадающими амплитудными кривыми и аномально низкими значениями сопротивлений. Природа данной аномалии неясна из-за малого объема наблюдений.

Верхняя мантия в пределах профиля имеет сложное строение. Характерных особенностей выделить не удалось в связи с ограниченностью частотного диапазона и малого объема наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев В. И., Бердический М. Н., Кокотушкин Г. А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. IV.— М.: Изд-во МГУ, 1975.
2. Капун В. Б. Результаты глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 111—115.
3. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. Ф. Геология Приморского края. В 3-х частях/ДВГИ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
4. Олейник Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 1.— С. 11—19.
5. Потаньев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 43—53.
6. Старжинский С. С. О геoeлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурического зондирования // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.— С. 88—90.
7. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.
8. Электроразведка: Справочник геофизика.— М.: Недра, 1989.

В. В. Раткин, Л. Н. Хетчиков, Н. В. Гнидаш,
В. Е. Дмитриев

ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ КАРСТ — ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Приморье)

Получены новые данные, показывающие, что рудообразованию предшествовало формирование крупных палеогидротермальных полостей на верхних горизонтах месторождения. Наличие этих полостей обеспечило скопление ритмично-полосчатых, фестончатых почковидных агрегатов боросиликат-силикатного состава. Доказывается, в том числе впервые и по особенностям включений в датолите, что подобные почки образованы за счет раскристаллизации гелей. Рассмотрен возможный механизм процесса возникновения и последующей раскристаллизации гелей, обеспечивающий своеобразные текстуры руд «тетюхинского» типа.

Дальнегорское боросиликатное месторождение приурочено к Прибрежному террейну Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы и является уникальным минеральным объектом, где при интенсивном скарнировании тела известняков была сформирована грандиозная зона известковых скарнов площадью более 20 тыс. м² и протяженностью на глубину более 1 км.

Тело известняков, возраст которых определен по микро- и макрофауне как триасовый, является крупным олистолитом в толще раннemelовой олистостромы. Осадочные породы стоят на головах и на площади, прилегающей к месторождению, перекрываются с несогласием горизонтально залегающей толщей турон-датских вулканитов и кислого, и среднего состава. На глубине скарновая зона ограничена массивом гранитоидов, возраст которых, по данным K—Ar-определений, выполненных в ПГО Запсибгеология, близок 62 (±2) млн лет. Скарнирование в объеме известняковой зоны проявилось дважды. Этапы формирования ранних и поздних ассоциаций разделены инъецированием в рудную зону магм андезитового состава. Это позволяет с достаточной достоверностью различать ранние образования, которые пересекаются телами андезитовых порфиритов, и поздние скарновые ассоциации, накладывающиеся на андезиты.

Минеральный состав ранних и поздних агрегатов принципиально однотипен. И те, и другие сложены главным образом волластонитом, пироксеном диопсид-геденбергитового ряда и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. Но проявлены и специфические черты. Для ранних образований, кроме доминирования в их составе волластонита, характерно широкое развитие данбурита и датолита. А с поздними пироксен-гранатовыми скарнами ассоциированы датолит и аксинит. Здесь же отмечаются скопления сульфидов свинца, цинка, арсенидов кобальта и самородных элементов, включая висмут, мышьяк, сурьму.

Поздние скарны и сопровождающая их сульфидная минерализация по химическому и изотопному составу и условиям образования аналогичны скарнам и полиметаллическим рудам соседних свинцово-цинковых месторождений. Обилие боросиликатов, мало характерных для скарново-полиметаллических тел, в одновозрастных поздних скарнах Дальнегорского боросиликатного месторождения связывается с мобилизацией и перераспределением при повторном скарнировании ранних скоплений данбуритовых руд [7, 8].

Для поздних образований характерна приуроченность друзовидных агрегатов датолита, кварца и кальцита к палеогидротермальным полостям. Влияние подобного рода полостей на протекание процессов минерало-

образования было продемонстрировано Л. Н. Хетчиковым, в начале 50-х годов изучавшим соседнее с боросиликатным Первое Советское скарново-полиметаллическое месторождение. По его данным, возникновение палеогидротермального карста не только предшествовало отложению поздних продуктивных ассоциаций, но в значительной мере опережало кристаллизацию ранних высокотемпературных силикатных агрегатов. Однако эти предствления не получили развития. Признавалось, что влияние палеогидротермальных полостей проявлялось только в постскарновые периоды завершения гидротермальной деятельности.

Новые данные по геологии боросиликатного месторождения [7] прямо указывают на наличие в зоне скарнирования на раннем этапе формирования месторождения гигантских пустот (до 800—1000 м² в горизонтальном сечении), выполненных впоследствии магматитами среднего состава. Это дало толчок к выяснению влияния подобных пустот на характер минерализации и особенности текстур и структур руд месторождения. Особое внимание при этом привлекали своеобразные ритмично-полосчатые, шарообразные и почковидные боросиликат-силикатные образования, характерной чертой которых является чередование тонких полос датолита, волластонита и пироксена.

Условия локализации рудных тел, сложенных тонкополосчатыми боросиликат-силикатными агрегатами. Скопления тонкополосчатых боросиликат-силикатных агрегатов месторождения хорошо известны не столько как кондиционная борная руда, сколько как превосходный поделочный материал, знакомый любителям камня под названием «шиморский малахит». Эти агрегаты являются продуктом первого этапа формирования месторождения и образуют компактные рудные тела в структуре гигантской вертикальной колонны гидротермалитов первого этапа формирования месторождения.

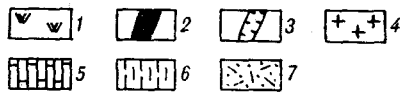
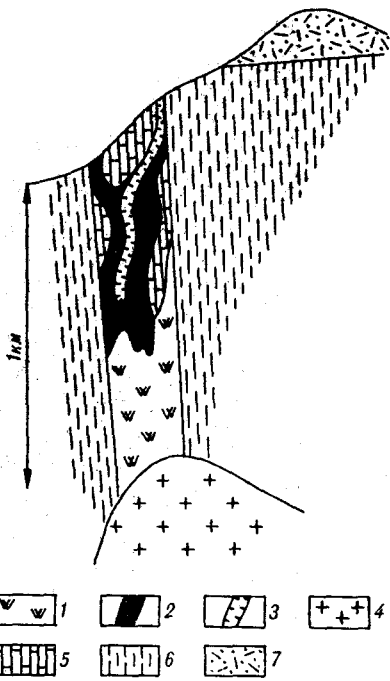
Основание этой колонны, начиная от контакта тела известняков с гранитной интрузией, сложено гроссуляр-волластонитовыми скарнами часто лучистого облика, практически нацело замещившими известняки. Тонкополосчатые агрегаты, выступающие предметом наших исследований, непосредственно сменяют эти скарны на удалении около 400—500 м от контакта интрузии. Их скопления вскрываются в настоящее время Центральным карьером и вполне доступны для наблюдения. Установлено, что они участвуют в строении специфических трубообразных тел, которые имеют зональное строение. Периферия тел сложена указанными тонкополосчатыми образованиями. Мощность этой оторочки варьирует от 1—2 до 10—15 м. Ближе к центру локализована зона мощностью 1—3 м, где доминировал данбурит, представленный крупными (до 0,5 м) хорошо ограниченными кристаллами. Кристаллы сгруппированы в друзы, обращенные к центру тела, и росли, вне сомнения, в свободном пространстве. Полости, ограниченные друзами данбурита, были выполнены после их отложения магматитами среднего состава. В силу этого ядерная часть характеризуемых тел сложена андезитовыми порфиритами. Размеры «ядер» составляют 30—40 м в поперечнике.

Тонкополосчатые агрегаты, скопления данбурита и андезитовые порфириты подверглись во втором этапе интенсивному скарнированию, частичному, а в случае с данбуритом, полному замещению новообразованными минеральными ассоциациями [10]. Однако даже при весьма высоком уровне переработки андезиты уверенно диагностируются. В ходе геологической документации уступов Центрального карьера выявлена штокообразная форма массивов андезитов и оценены условия их залегания. На погоризонтных планах отчетливо видно, что размещение тел, выполняющих палеополости, контролируется левым сдвигом северо-восточного простирания, вдоль которого они группируются в виде цепочки. Падают тела на северо-восток под углом 70—80°.

Кроме указанных крупных тел, где тонкополосчатые агрегаты выполняли периферию полостей, в Центральном карьере вскрыто множество мелких. Однако изучение их морфологии исключительно затруднено в

Рис. 1. Принципиальная схема вертикальной зональности гидротермалитов раннего этапа формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения.

1 — зона метасоматического замещения известняков гроссулар-воластонитовыми скарнами; 2 — скопления тонкополосчатых почковидных агрегатов боросиликат-силикатного состава; 3 — зона полостей, инкрустированных друзами данбурита; 4 — гранитная интрузия; 5 — реликты тела триасовых известняков; 6 — алюмосиликатные терригенные породы раннемеолового возраста; 7 — вулканиты кислого состава позднемелового возраста.



силу глубокой гидротермальной переработки на втором скарновом этапе формирования месторождения.

На верхних горизонтах месторождения (Западный карьер) на удалении 800—1000 м от контакта с гранитами скопления тонкополосчатых агрегатов отсутствуют, но наблюдаются полости, которые бывают частично выполнены, как и описанные выше, кристаллами данбурита, углеродистым веществом, кварцем и кальцитом. Полости локализуются обычно на контакте известняков и терригенных пород и имеют несравненно меньший объем (0,5—1,0 м в поперечнике). Анализ углеродистого вещества показал, что в настоящий момент оно представлено антраксолитом.

Принципиальная схема вертикальной зональности минеральных продуктов первого этапа формирования месторождения, представляющая позицию скоплений тонкополосчатых боросиликат-силикатных агрегатов, приведена на рис. 1.

Текстурно-структурные особенности и некоторые особенности минерального состава тонкополосчатых агрегатов. С морфологической точки зрения тонкополосчатые боросиликат-силикатные образования аналогичны натечно-колломорфным агрегатам типа малахита или с равным успехом могут сопоставляться с тонко-полосчатыми кремнистыми стяжениями коллоидного происхождения. Для них характерна полусферическая форма агрегатов при разнообразном сочетании крупных (до 1—2 м) и мелких (0,05—0,3 м) полусфер (почек) концентрически-полосчатого строения (рис. 2).

Полосчатый рисунок почек обусловлен чередованием тонких (0,1—1,0 см) силикатных и боросиликатных (датолитовых) полос. Среди силикатных резко преобладают полосы, сложенные воластонитом, в значительно меньшей степени отмечаются полосы пироксенового состава, и очень редко присутствует гранат. Датолит концентрируется в отдельных достаточно резких полосках, но иногда присутствует в небольшом объеме и в сростаниях с силикатами. Полосы, сложенные воластонитом, имеют асимметричное строение. В основании каждой из них присутствует тонкокристаллический пелитовидный спутанно-волоконистый агрегат воластонита, а в верхней — отчетливо проявлена лучистая микротекстура кристаллических агрегатов. Здесь воластонит группируется в виде мелких розеток, ориентированных по нормали к подстилающему слою. При этом лучистые агрегаты единообразно ограничиваются гладкой сферической поверхностью, отделяющей их от последующей полоски со спутанно-волоконистой подложкой. При ударе молотком мелкие почки разрушаются по этим плоскостям, образуя скорлуповатые обложки.

Полусферы, как правило, не зональны. Появление на фоне преобладающего воластонита полос с пироксеном и датолитом весьма закономерно. Проявлена только некоторая неявная тенденция в увеличении ко-

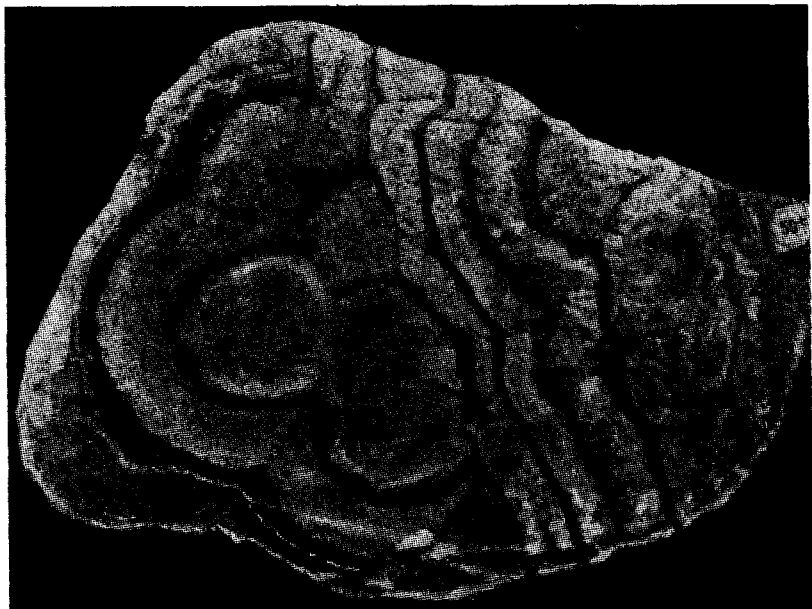


Рис. 2. Типичный вид минеральных почек датолит-геденбергит-волластонитового состава. 1/2 нат. размера.

личества и мощности датолитовых полос с приближением к периферии полусфер. В случае несоприкасающихся полусфер, всегда ориентированных при этом навстречу друг другу, в промежутках между ними присутствуют кристаллические агрегаты геденбергита, датолита, кварца и кальцита. Последние часто имеют друзовидное строение и только частично выполняют полости. В некоторых полостях позднее выполнение их центральных частей отсутствует, при этом рудные тела имеют форму полых труб, стенки которых сложены мелкими фестонами боросиликат-силикатных агрегатов, обращенными фронтальной поверхностью в центр полости.

Реже встречаются крутопадающие трубообразные тела, сложенные мелкими (1—3 см) радиально-лучистыми сферолитами, в составе которых чередуются полоски лучистого волластонита и мелкозернистые полоски кварц-датолитового состава.

Наблюдаемая специфика строения и условий локализации тонкополосчатых боросиликат-силикатных агрегатов в полном объеме соответствует образованиям колломорфного типа. Вполне очевидно, что их формирование происходило в трубообразных полостях. При этом большая часть из них нарастала на стенках, но можно предполагать, что иногда быстрая объемная раскристаллизация выполняющей полости субстанции (геля) приводила к возникновению множества мелких соприкасающихся радиально-лучистых сферолитов.

Прямым доказательством правомочности подобной интерпретации выступают необычные текстуры боросиликат-силикатных агрегатов, зафиксированных при документации борта уступа 180—168 м. Здесь в ядрах боросиликат-силикатных почек наблюдались скорлуповатые обломки аналогичного состава. Положение обломков указывает, что они играли роль центров кристаллизации этих новообразованных почек. Причем отчетливо видно, что обрастание происходило только с трех сторон, а сторона, обращенная к основанию новообразованной почки, лишена каймы (рис. 3). В коллекции Н. А. Носенко есть образцы, где присутствуют несколько этажно расположенных обломков. Все они выступают как ядра мелких почек, при этом обломки-ядра обрамляются каймой только сверху и с боков. Не вызывает сомнений, что такие текстуры могут возникать только

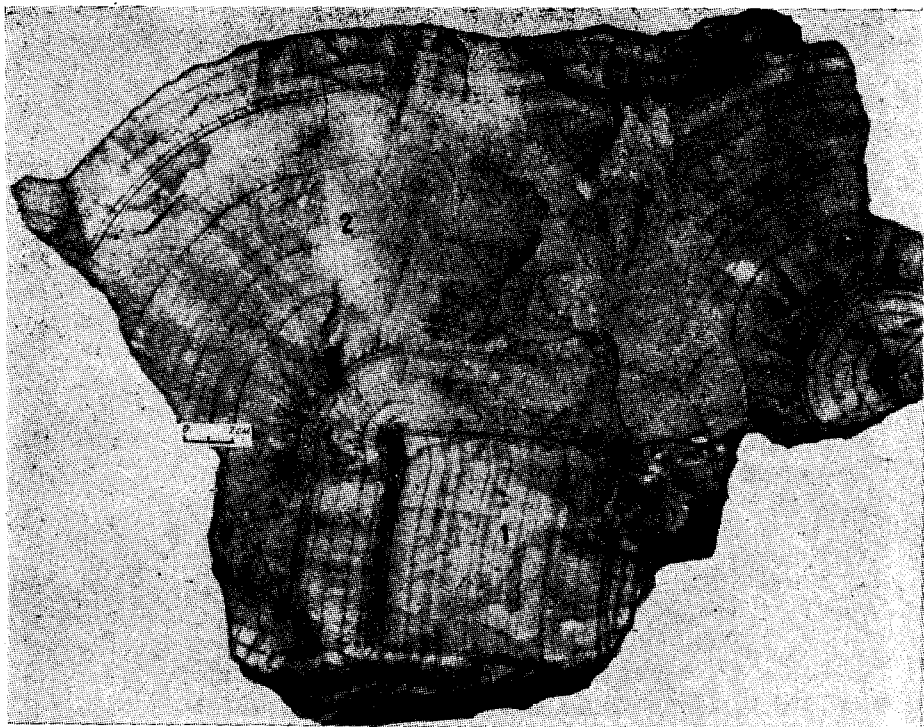


Рис. 3. Характерный тип обрастания (только сверху и с боков) обломка минеральной датолит-волластонитовой почки (1) в ядре новообразованной почки аналогичного состава (2). Основанием почки, к которому плотно прилегает обломок-ядро, является слабо преобразованный известняк (черное).

при свободном налегании и обрастании обломков при их поступлении извне.

Такая трактовка в полной мере согласуется с условиями залегания тонкополосчатых агрегатов с брекчиевыми текстурами. В центральной части карьера Центральный на уступе 192—180 м наблюдались мелкие трубообразные тела, периферия которых сложена обычными боросиликат-силикатными почками, а центр — брекчиями. Можно вполне уверенно говорить, что обломки из брекчий являются фрагментами нарастающих на стенки полости почковидных агрегатов, гравитационное обрушение которых явилось причиной их дезинтеграции с последующей концентрацией обломков в придонной или вышележающей части полости.

Несомненный интерес, с точки зрения доказательства последовательного формирования минеральных почек путем нарастания полоски за полоской, т. е. пульсирующей разгрузки образующей их среды, представляет образец, фотография которого приведена на рис. 4. Видно, как после отложения и растрескивания ранее отложившегося слоя последующий перекрывает его, залечивая трещины. Особенностью части полос, где доминируют пироксен и датолит (на фото — темные полосы), является присутствие полостей, инкрустированных кварцем. Это явление можно связывать с запаздывающим уплотнением отложившегося в подобном «слое» минерального агрегата.

Специфические брекчиевые текстуры интересны не только как свидетельство конкреционного механизма роста почковидных агрегатов, но также как прямое доказательство непосредственной перемежаемости отложения волластонита, датолита и пироксена при росте почек.

Изучение характера сростаний минералов, формирующих минеральные почки, и выяснение особенностей их состава осложнено глубокой гидротермальной переработкой тонкополосчатых агрегатов на позднем скарновом этапе формирования месторождения. Только используя элект-

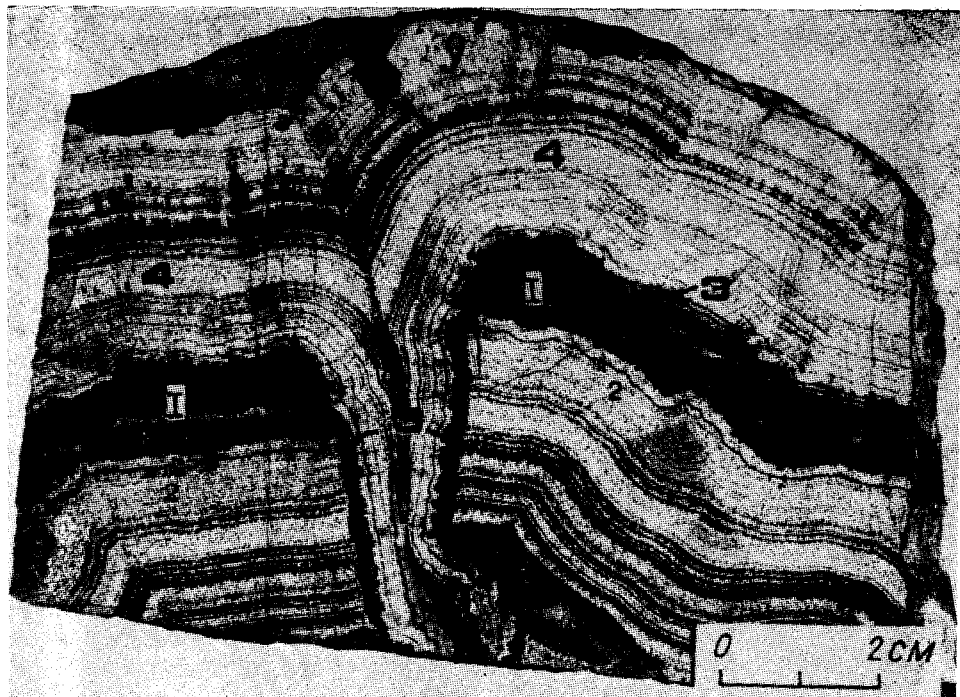


Рис. 4. Залечивание трещины в минеральной датолит (1)-волластонитовой (2) почке при ее последующем (после брекчирования) облекании геденбергитовыми (3) и волластонитовыми (4) полосами («слоями»).

ронный микроанализатор, удалось выявить сохранившиеся реликты минералов и определить их состав.

Волластонит, как уже отмечалось, является доминирующим минералом почек. Он формирует преимущественно мономинеральные полоски и представлен спутанно-волокнустым агрегатом в их основании и длиннolучистым — в верхней части. Иногда в составе тонких полос совместно с волластонитом присутствует датолит. Здесь под микроскопом хорошо различимы мелкие (1—2 мм) минеральные почки, где чередуются микрополоски спутанно-голокнуистого волластонита и датолита. По данным определений с помощью электронного микроанализатора, волластонит заметно обогащен железом и марганцем (см. таблицу).

Пироксены, участвующие в строении минеральных почек, заметно уступают по распространенности волластониту и в заметном объеме бывают представлены только в единичных образцах. Преобладающим является геденбергит, формирующий большей частью обособленные полоски

Результаты анализа химического состава силикатов и датолита тонкополосчатых мн

Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO
Волластонит	50,51	Н. обн.	4,22	5,68
Волластонит	50,63	Н. обн.	4,61	6,05
Геденбергит	50,07	Н. обн.	18,94	3,85
Геденбергит	49,96	Н. обн.	19,03	4,21
Ферросилит	51,08	2,60	31,01	4,51
Датолит	35,53	0,28	0,94	Н. обн.
Датолит	35,85	0,05	0,40	Н. обн.

Примечание. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО РАН на электрон-



Рис. 2. Типичный вид минеральных почек датолит-геденбергит-волластонитового состава. 1/2 нат. размера.

личества и мощности датолитовых полос с приближением к периферии полусфер. В случае несоприкасающихся полусфер, всегда ориентированных при этом навстречу друг другу, в промежутках между ними присутствуют кристаллические агрегаты геденбергита, датолита, кварца и кальцита. Последние часто имеют друзовидное строение и только частично выполняют полости. В некоторых полостях позднее выполнение их центральных частей отсутствует, при этом рудные тела имеют форму полых труб, стенки которых сложены мелкими фестоными боросиликат-силикатных агрегатов, обращенными фронтальной поверхностью в центр полости.

Реже встречаются крутопадающие трубообразные тела, сложенные мелкими (1—3 см) радиально-лучистыми сферолитами, в составе которых чередуются полосы лучистого волластонита и мелкозернистые полосы кварц-датолитового состава.

Наблюдаемая специфика строения и условий локализации тонкополосчатых боросиликат-силикатных агрегатов в полном объеме соответствует образованиям колломорфного типа. Вполне очевидно, что их формирование происходило в трубообразных полостях. При этом большая часть из них нарастала на стенках, но можно предполагать, что иногда быстрая объемная раскристаллизация выполняющей полости субстанции (геля) приводила к возникновению множества мелких соприкасающихся радиально-лучистых сферолитов.

Прямым доказательством правомочности подобной интерпретации выступают необычные текстуры боросиликат-силикатных агрегатов, зафиксированных при документации борта уступа 180—168 м. Здесь в ядрах боросиликат-силикатных почек наблюдались скорлуповатые обломки аналогичного состава. Положение обломков указывает, что они играли роль центров кристаллизации этих новообразованных почек. Причем отчетливо видно, что обрастание происходило только с трех сторон, а сторона, обращенная к основанию новообразованной почки, лишена каймы (рис. 3). В коллекции Н. А. Носенко есть образцы, где присутствуют несколько этажно расположенных обломков. Все они выступают как ядра мелких почек, при этом обломки-ядра обрамляются каймой только сверху и с боков. Не вызывает сомнений, что такие текстуры могут возникать только



Рис. 3. Характерный тип обрастания (только сверху и с боков) обломка минеральной датолит-волластонитовой почки (1) в ядре новообразованной почки аналогичного состава (2). Основанием почки, к которому плотно прилегает обломок ядро, является слабо преобразованный известняк (черное).

при свободном налегании и обрастании обломков при их поступлении извне.

Такая трактовка в полной мере согласуется с условиями залегания тонкополосчатых агрегатов с брекчиевыми текстурами. В центральной части карьера Центральный на уступе 192—180 м наблюдались мелкие трубообразные тела, периферия которых сложена обычными боросиликат-силикатными почками, а центр — брекчиями. Можно вполне уверенно говорить, что обломки из брекчий являются фрагментами нарастающих на стенки полости почковидных агрегатов, гравитационное обрушение которых явилось причиной их дезинтеграции с последующей концентрацией обломков в придонной или выположенной части полости.

Несомненный интерес, с точки зрения доказательства последовательного формирования минеральных почек путем нарастания полосы за полоской, т. е. пульсирующей разгрузки образующей их среды, представляет образец, фотография которого приведена на рис. 4. Видно, как после отложения и растрескивания ранее отложившегося слоя последующий перекрывает его, залечивая трещины. Особенностью части полос, где доминируют пироксен и датолит (на фото — темные полосы), является присутствие полостей, инкрустированных кварцем. Это явление можно связывать с запаздывающим уплотнением отложившегося в подобном «слое» минерального агрегата.

Специфические брекчиевые текстуры интересны не только как свидетельство конкреционного механизма роста почковидных агрегатов, но также как прямое доказательство непосредственной перемежаемости отложения волластонита, датолита и пироксена при росте почек.

Изучение характера сростаний минералов, формирующих минеральные почки, и выяснение особенностей их состава осложнено глубокой гидротермальной переработкой тонкополосчатых агрегатов на позднем скарновом этапе формирования месторождения. Только используя элект-

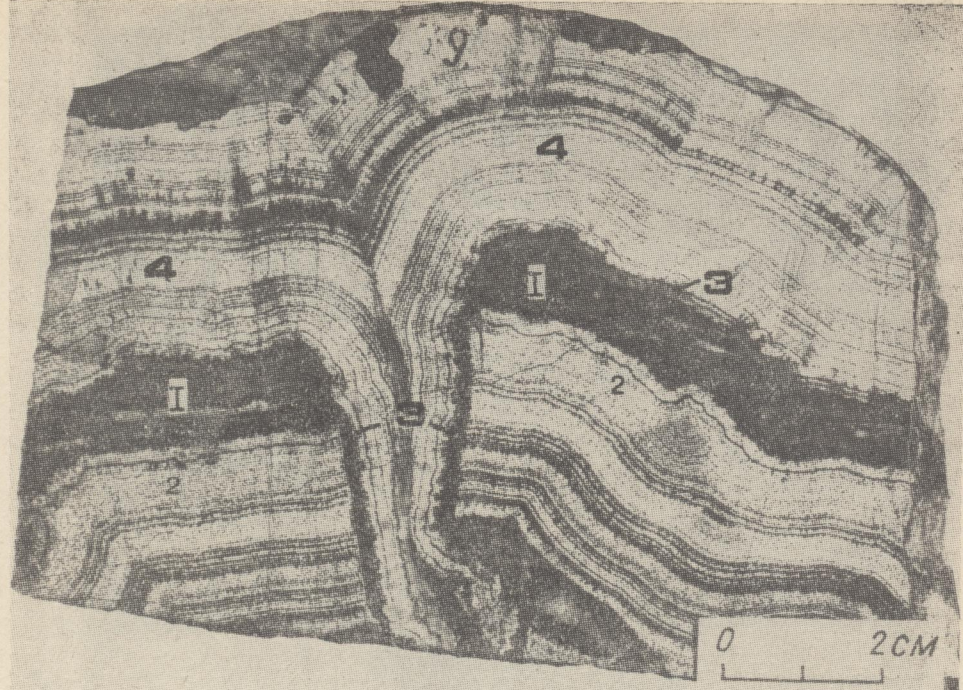


Рис. 4. Залечивание трещины в минеральной датолит (1)-волластонитовой (2) почке при ее последующем (после брекчирования) облекании геденбергитовыми (3) и волластонитовыми (4) полосами («слоями»).

ронный микроанализатор, удалось выявить сохранившиеся реликты минералов и определить их состав.

Волластонит, как уже отмечалось, является доминирующим минералом почек. Он формирует преимущественно мономинеральные полоски и представлен спутанно-волокнистым агрегатом в их основании и длиннolучистым — в верхней части. Иногда в составе тонких полос совместно с волластонитом присутствует датолит. Здесь под микроскопом хорошо различимы мелкие (1—2 мм) минеральные почки, где чередуются микрополоски спутанно-волокнистого волластонита и датолита. По данным определений с помощью электронного микроанализатора, волластонит заметно обогащен железом и марганцем (см. таблицу).

Пироксены, участвующие в строении минеральных почек, заметно уступают по распространенности волластониту и в заметном объеме бывают представлены только в единичных образцах. Преобладающим является геденбергит, формирующий большей частью обособленные полоски

Результаты анализа химического состава силикатов и датолита тонкополосчатых ми

Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO
Волластонит	50,51	Н. обн.	4,22	5,68
Волластонит	50,63	Н. обн.	4,61	6,05
Геденбергит	50,07	Н. обн.	18,94	3,85
Геденбергит	49,96	Н. обн.	19,03	4,21
Ферросилит	51,08	2,60	31,01	4,51
Датолит	35,53	0,28	0,94	Н. обн.
Датолит	35,85	0,05	0,40	Н. обн.

Примечание. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО РАН на электрон

мощностью 0,1—1,0 см. В небольшом объеме геденбергит присутствует в составе полосок, где доминируют волластонит. Так же как и последний, геденбергит обогащен марганцем и содержит около 4 мас. % MgO.

Кроме геденбергита, среди минералов почек был обнаружен ферросилит. Это принципиально отличает изучаемые тонкополосчатые агрегаты от обычных метасоматических пород (скарнов), развивающихся путем замещения известняка, где присутствие бескальциевых мироксенов исключено. В отличие от геденбергита ферросилит не дает макроскопических, а присутствует в виде мелких (до 0,2—0,3 мм) розеток, рассеянных в массе датолита в отчетливо обособленных полосках. Для ферросилита в равной степени, как и для других силикатных минералов, характерно обогащение марганцем, но в сравнении с геденбергитом он является более магнизальным (см. таблицу).

Датолит по распространенности еще в большей мере, чем геденбергит, уступает волластониту. Он как образует самостоятельные полосы, где ассоциирован с кварцем, так и присутствует в составе датолит-волластонитовых почковидных агрегатов. Датолит имеет, как обычно, устойчивый состав. При этом, однако, наблюдаются вариации содержания микропримесей алюминия и железа и в объеме индивидуальных зерен, и при переходе от одной полоски к другой. Наибольшее обогащение алюминием отмечено в датолите в ассоциации с ферросилитом.

Результаты изучения газово-жидких включений в минералах тонкополосчатых агрегатов. Изучение включений минералообразующих сред в тонкополосчатых агрегатах представляет еще большую трудность, чем исследование их минерального состава. Обилие вторичных включений в силу длительной интенсивной гидротермальной переработки этих агрегатов на втором этапе скарнирования при отсутствии четких критериев выявления собственно первичных включений делает в большинстве случаев невозможным их корректное использование. Исключение составляют специфические структуры, на которые было обращено внимание при изучении взаимоотношений датолита и волластонита. Речь идет о мелких шарообразных стяжениях, концентрирующихся в виде самостоятельных полос в составе крупных почек. При размерах 1—2 мм они имеют отчетливое зональное строение. В датолите этих стяжений как в их центре, где он находится в тесном срастании с волластонитом, так и по периферии, где волластонит отсутствует, обнаружены многочисленные газово-жидкие включения. Отчетливо фиксируется закономерное распределение этих включений. Они формируют цепочки, ориентированные в радиальном направлении от центра к периферии. Только в ядре стяжений газово-жидкие включения оказались распределены относительно равномерно по массе датолита. Эти наблюдения дали основание считать, что в случае описываемых стяжений мы имеем дело с первичными включениями, характеристика которых в той или иной мере отвечает условиям формирования собственно тонкополосчатых агрегатов.

неральных почек, по данным локального рентгено-спектрального анализа, мас. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Примечание
0,17	40,74	Н. обн.	Н. обн.	101,32	
0,06	40,00	Н. обн.	Н. обн.	101,35	
3,94	24,28	Н. обн.	Н. обн.	101,08	
3,88	24,30	Н. обн.	Н. обн.	101,37	
8,22	1,30	0,04	0,12	98,90	
Н. обн.	35,89	Н. обн.	Н. обн.	72,66	В ассоциации с ферросилитом
Н. обн.	36,13	Н. обн.	Н. обн.	72,43	В ассоциации с волластонитом

ном микроанализаторе «Самебах», оператор Чубаров В. Н.

Изучение показало, что в центре стяжений в датолите присутствуют немногочисленные мелкие газовой-жидкие включения размером до 15 мкм с твердой фазой (галитом?). Газовый пузырек занимает до 25 % вакуоли (тип А). Более распространены здесь водные (без газового пузырька) включения с несколькими твердыми фазами, расположенными по стенкам вакуолей.

Среди включений, образующих радиально ориентированные цепочки в датолите в периферической части описываемых датолит-волластонитовых стяжений, доминирующими являются разнообразные по форме включения размером до 50 мкм. Их фазовый состав неоднороден. Часть из них имеет газовый пузырек (около 10 % объема) и содержит до десятка (!) разнообразных твердых фаз. Кристаллы-узники либо располагаются по стенкам вакуолей, либо занимают весь ее объем, создавая зрительный эффект «икристого» строения (тип В). Присутствующие во включениях твердые фазы являются преимущественно игольчатыми и кубическими кристаллами и мелкими, возможно, полиминеральными шариками. Кроме того, на стенках вакуолей иногда можно наблюдать маслянистые пленки углеводородов.

Наряду с этими крупными разнообразными по составу включениями, в семействе вакуолей, образующих радиальные цепочки в датолите, присутствуют мелкие (до 10 мкм) округлые либо вытянутые газовой-жидкие включения (газовый пузырек около 15 % объема вакуолей) с одним — двумя кубическими кристаллами.

При нагревании полированных препаратов было обнаружено, что газовой-жидкие включения обычного вида (без обильных твердых фаз) гомогенизируются в интервале температур 290—325 °С. При этом кристаллик галита растворяется при температуре около 160 °С. А гомогенизация газовой-жидкой части включений с разнообразными твердыми фазами происходит при температуре 160—200 °С.

Солевой состав растворов, закапсулированных во включениях, определялся методом криометрии, основы которого приведены в ряде работ [2, 11]. Были установлены температуры эвтектики водно-солевых систем, особенности поведения растворов при охлаждении, описаны свойства возникающих при этом твердых фаз. Количество компонентов систем определялось на основе метода кристаллизационного разделения [2].

Криометрическое изучение описанных выше включений показало, что составы растворов, закапсулированных во включениях в датолите, формирующем мономинеральные полоски в мелких стяжениях, и в датолите, ассоциированном с доминирующим волластонитом, различны.

В мономинеральном датолите растворы во включениях представлены четырехкомпонентной системой — $\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} +$ неизвестная фаза. Последняя не определена в связи с отсутствием справочных данных по четырехкомпонентным системам, содержащим соединения бора. Предположительно она является боратом. Измеренная температура эвтектики указанной системы составила — 22,7 ÷ 23,0 °С. Концентрация солей в растворах во включениях непостоянна и варьирует от 6,4 до 12,3 % по NaCl -эквиваленту.

Растворы во включениях в датолите из ядер стяжений, где доминирует волластонит, также являются четырехкомпонентными, но имеют другой состав — $\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} +$ неизвестная фаза (с температурой плавления кристаллов при —8 ÷ —4 °С). Температура эвтектики закапсулированных растворов варьирует около —50 °С, свидетельствуя о некоторых колебаниях их состава, но не оставляя сомнений в преобладании хлорида кальция. Концентрация растворов колеблется от 15,03 до 17,9 % по NaCl -эквиваленту.

Отмеченные выше специфические черты включений в датолите тонкополосчатых агрегатов дают возможность суждений об условиях образования минеральных почек. Отчетливо проявленная неоднородность морфологии и фазового состава включений, широкий интервал температур их гомогенизации, изменения состава закапсулированных растворов свиде-

тельствуют о нестабильности среды минералообразования. Присутствие же включений с обильными твердыми фазами вполне однозначно, как и данные криометрии, указывают на ее высокую концентрацию. По данным Ю. А. Долгова [3], такие включения характерны для минеральных агрегатов коллоидного происхождения.

Обсуждение результатов наблюдений. Своеобразие тонкополосчатых боросиликат-силикатных агрегатов Дальнегорского месторождения в свете изложенных данных вполне очевидно. Можно с достаточной уверенностью говорить, что они возникли как минеральные почки, нарастающие на стенки трубообразных полостей в теле гидротермально преобразованных известняков. Характерные для этих образований брекчиевые текстуры связаны с обрушением стенок полостей и концентрацией обломков на пологих выступах, где продолжалось формирование почек. Их рост происходил в условиях пульсирующей разгрузки в неравновесных условиях высококонцентрированных растворов, заполняющих полости. Следствием этого является чередование однородных или варьированных по минеральному составу силикатных и реже боросиликатных полос.

Физико-химическая модель процессов, приводящих к формированию полостей и заполняющих их почек, на качественном уровне сводится к следующему.

Возникновение системы полостей, предшествующее отложению тонкополосчатых агрегатов, является следствием интенсивного процесса замещения известняков гроссуляр-волластонитовым агрегатом на более глубоких горизонтах. Колоссальные размеры зоны волластонитовых скарнов (более $0,25 \text{ км}^3$), локализованной на глубине не менее 1 км от палеоповерхности, при учете необходимого условия для протекания реакции замещения известняков — низкой концентрации CO_2 в системе непосредственно наводят на мысль, что выше зоны замещения должны были существовать каналы, обеспечивающие эффективный отвод реакционного CO_2 . Мигрирующий в сторону палеоповерхности, насыщенный CO_2 и другими летучими компонентами флюид при охлаждении и смешении с метеорными водами, обеспечивал растворение известняков и формирование полостей. Нельзя исключать и собственно карстовую природу этих образований. Однако трубообразная форма полостей, их крутое падение при вертикальном размахе в сотни метров, отчетливый тектонический контроль более соответствуют гидротермально-водородной природе.

Вполне очевидно, что рост полостей прекратился к моменту образования системы сообщающихся с палеоповерхностью каналов, когда CO_2 получило возможность беспрепятственно отделяться от раствора на достаточно больших глубинах. Можно предполагать, что реализуемые к этому моменту дегазация и быстрый сброс давления приводят к преобразованию растворов, поступающих в полости, и стимулируют начало кристаллизации тонкополосчатых агрегатов.

Существуют естественные трудности в определении температуры поступающих в полости гидротерм в силу того, что использование данных термобарогеохимического изучения включений в образованных минералах некорректно, как показано выше, из-за их гетерогенности. Возможна только косвенная оценка.

Не вызывает сомнения взаимозависимость зоны метасоматического замещения известняков на глубине и изучаемых полостей с минеральными почками, расположенными на 400—500 м выше. Изучение включений в волластоните и гранате показало, что замещение, происходившее на глубине около 1 км от современной поверхности, протекало при температуре 500°C . По данным [4], на однотипных скарновых месторождениях Дальнегорского района геотермальный градиент составляет около 100°C на 400—500 м. Исходя из этого можно предполагать, что поступающие в полости гидротермы имели температуру около 400°C . В принципе это удовлетворяет условиям образования преобладающих в агрегатах волластонита, геденбергита и датолита.

Ритмично-полосчатое строение почек в сочетании с данными об их формировании из высококонцентрированных растворов позволяют обоснованно предполагать участие коллоидов в указанном процессе. Однотипность изученных включений в датолите с включениями из минеральных образований коллоидной природы [3] подтверждает правомочность вывода.

Переход поступающих в полости растворов в коллоидное состояние обусловлен, видимо, сбросом давления и их резкой дегазацией. Процесс преобразования коллоида в гель связан, по данным А. М. Асбахова [1], с поликонденсацией ортосиликатной кислоты с формированием полимерных цепочек, резко увеличивающих вязкость среды. Нельзя исключить, конечно, и возможное участие в образовании геля углеводов, присутствие которых было зафиксировано при изучении включений в датолите.

Непосредственное образование полосчатых боросиликат-силикатных агрегатов (почек) связано, видимо, с ритмичной частичной коагуляцией коллоида, заполняющего полость. Результатом каждого ритма является образование тонкого чехла (полоски) уплотненного геля, покрывающего относительно холодные стенки полости. Переход коллоида в гелевое состояние (коагуляция и уплотнение) сопровождается отторжением воды. Как следствие этого происходит скачкообразное повышение концентрации всех компонентов, миграция которых в отличие от воды резко ограничена сорбционными свойствами геля [12]. Начинаясь в основании гелевой полоски быстрая кристаллизация в условиях, как это следует из результатов изучения газовой-жидких включений, его пересыщенности кальцием приводит к образованию спутанно-волоконистого агрегата волластонита. Не вошедшие в волластонит бор и избыточное железо, марганец и магний «отжимаются» в верхнюю часть полоски, где при дальнейшем обезвоживании геля на фоне снижающейся концентрации кальция образуются длинно-лучистые агрегаты волластонита, ориентированные по нормали к основанию полоски. К моменту завершения кристаллизации волластонита в самой верхней еще неокристаллизованной части полоски концентрация бора и железа может оказаться достаточной для отложения датолита и пироксена. При этом характерный для этого момента относительный дефицит кальция находит свое выражение в образовании совместно с датолитом бескальциевых железистых пироксенов. Если концентрация бора недостаточна для отложения датолита, при избытке железа кристаллизуется геденбергит. В случае же когда содержания и бора, и железа не достигают критического уровня, кристаллические фазы не образуются. Однако локальное повышение их концентрации на верхнем контакте образованной волластонитовой полоски при последующем ритме коагуляции коллоида обеспечивает большие «стартовые» значения и в конечном итоге приводит в ходе раскристаллизации новообразованного геля к отложению датолита и пироксенов.

Ритмичность разгрузки коллоидов, заполняющих полость, следует, видимо, связывать с изменением давления в гидротермальной системе за счет ритмичных прорывов газов, мигрирующих к поверхности и скапливающихся в головной части гидротермальной колонны.

В свете предложенной модели не выглядит противоречием пространственно-временная сопряженность процессов отложения силикатов и боросиликатов. При этом можно утверждать, что именно разгрузка гидротерм в полостях приводит к «связыванию» бора уже на скарновой стадии формирования месторождения. При протекании процессов в стандартных условиях метасоматического замещения известняков бор не только не образовал бы на этой стадии сколько-нибудь заметных минеральных скоплений, но даже не породил бы и геохимических ореолов. Причиной этого является, во-первых, его низкая концентрация, как это следует из предложенной модели, во-вторых, устойчивость преобладающей минеральной фазы — волластонита к воздействию растворов с умеренной концентрацией бора [6], в, в-третьих, неизбежное присутствие CO_2 , что исключает [5] кристаллизацию датолита.

Влияние палеополостей на условия локализации боросиликатного оруденения не ограничивается продуктами первой скарновой стадии первого этапа формирования месторождения. Подтверждением этого является приуроченность к палеополостям наиболее значительных скоплений боросиликатов, сформированных в сравнительно низкотемпературном режиме на продуктивной стадии раннего же этапа, когда происходит возрастание концентрации бора в гидротермах.

Причиной такой приуроченности является безусловно благоприятный режим CO_2 , эффективно удаляющегося из растворов по мере их поступления в сохранившиеся от заполнения тонкополосчатыми боросиликат-силикатными агрегатами полости. При этом датолит большей частью выполнял промежутки между тонкополосчатыми минеральными почками в небольших полостях. А данбурит кристаллизовался на стенках крупных полостей, которые впоследствии использовались как пути инъецирования в рудную зону магмы андезитового состава. Эту особенность можно связывать с повышенной борофильностью данбурита [9], уменьшением концентрации бора в растворе и относительным повышением концентрации CO_2 по мере удаления от главных путей циркуляции растворов.

Таким образом, палеогидротермальные полости выступают как наиболее благоприятные структуры для локализации боросиликатного оруденения Дальнегорского боросиликатного месторождения. Именно наличие палеополостей приводит к возникновению скоплений тонкополосчатых минеральных почеч боросиликат-силикатного состава на ранней скарновой стадии. Они же определяют возникновение благоприятных условий для отложения в них датолита и данбурита на продуктивной стадии.

Авторы статьи благодарят профессора И. Н. Говорова за критический просмотр статьи и полезные рекомендации, учтенные при доработке текста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асбахов А. М. Процессы и механизм кристаллогенеза.— Л.: Наука, 1984.
2. Борисенко А. С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений.— М.: Недра, 1982.— С. 37—47.
3. Долгов Ю. А. Роль коллоидов в образовании кварца колчеданных месторождений Среднего Урала // Проблемы геологии. Вып. 1.— М.: Наука, 1959.— С. 280—295.
4. Кокорин А. М., Кокорина Д. К. Об условиях образования рудных месторождений Дальнегорского района (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах) // Новые данные по минералогии Дальнего Востока.— Владивосток, 1987.— С. 102—117.
5. Куршакова Л. Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений (по геологическим и экспериментальным данным): Автореф. канд. дис.— М., 1977.
6. Некрасова Р. А. Фазовые соотношения в системе $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{B}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ при 500°C и 1000 атм // Очерки физико-химической петрологии. Вып. VIII.— М.: Наука, 1978.— С. 103—122.
7. Носенко Н. А., Раткин В. В., Логвинцев П. И., Полохов В. П., Пустов Ю. К. Дальнегорское боросиликатное месторождение — продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 312, № 1.— С. 178—182.
8. Раткин В. В. О соотношении боросиликатного и полиметаллического оруденения Дальнегорского рудного района // Рудные месторождения Дальнего Востока — минералогические критерии прогноза, поисков и оценки: Тез. докл.— Владивосток, 1991.— С. 110—111.
9. Семенов Ю. В., Малинко С. В., Киселева И. А., Ходаковский И. Д. Термодинамический анализ условий образования эндогенных боросиликатов и боратов кальция // Геохимия.— 1987.— № 8.— С. 1182—1189.
10. Хетчиков Л. Н., Гнидаш Н. В., Раткин В. В. Эволюция среды минералообразования по данным изучения псевдоморфоз ко кристаллам данбурита в пустотах

11. Хитаров Д. Н., Кандинов М. Н. Комплексование водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1986.— С. 124—131.
12. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток
ИПО Бор
Дальнегорск

Поступила в редакцию

7 апреля 1992 г.

УДК 552.3(571.651 + 265.53)

Э. П. Изох, Н. В. Андреева, А. В. Трушнин

ФОРМИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИХОХТЬЯ

На примере Магаданского полихронного плутона как эталонного объекта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выработана новая схема магматизма для отрезка Северного Приохотья. Выделено семь интрузивных серий (комплексов), в том числе четыре мультиплетных. Установлена ритмичность нескольких рангов: простые интрузивные ритмы — интрузивные мультиплетные — вулканоплутонические — мегаритмы. В общем виде в магматической истории региона различаются два крупных мегаритма. Возраст первого J_3 (?) — K_1 , второго — K_2 . Границей мегаритмов служит сеноман. Наибольшего размаха интрузивный магматизм достиг в конце первого мегаритма, что соответствует, по данным изотопного датирования, альбу.

Новая схема формирования магматических пород Северного Приохотья выработана на основе изучения Магаданского полихронного плутона. Тематические работы на этом плутоне периодически проводились с 1945 г., но наиболее значительны исследования Е. К. Устиева [11, 13], А. М. Демина [4, 5], Л. В. Фирсова [14], С. В. Сендека [10], С. С. Юдина [15].

Долгие годы общепринятой была схема А. М. Демина, которая, как показали детальные исследования последних лет, требует кардинальной переработки. Вопрос выходит за рамки рассмотрения строения отдельного массива, поскольку этот плутон является крупным батолитом и типичным представителем гетерогенных плутонов внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). В плане он имеет изометрическую форму, его площадь около 2000 км², с юга он омывается водами Охотского моря, а северная его граница совпадает с глубинным разломом, разделяющим внутреннюю и внешнюю зоны ОЧВП.

В основу методики было положено изучение опорного разреза протяженностью около 130 км, которым послужили морские береговые обрывы субширотного простирания (рис. 1). На отщепарированной поверхности обрывов четко отражены геологические соотношения пород разных фаз и фаций (рис. 2, 3).

Интрузив прорывает позднеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы [3]. В опорном разрезе их крупные блоки фиксируются среди гранитоидов и разделяются на три разновозрастные толщи. Первая (довенцовая) представлена биотитовыми, двуслюдяными, гранат-биотитовыми, широксен-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами и metabазальтами. Вторая толща сложена базальтами, андезибазальтами, дацитами, риолитами и их туфами, в разной степени метаморфизованными, с участками скарнирования и будинажа. Третья толща состоит из практически не измененных грубополосчатых и тонкополосчатых андезибазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов и риолитов.

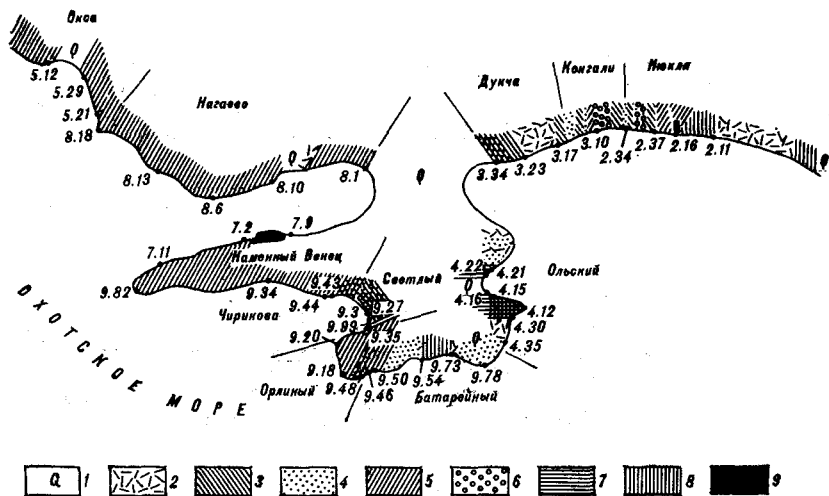


Рис. 1. Схема размещения интрузивных серий и комплексов в опорном разрезе Магаданского массива с указанием упоминаемых в тексте участков побережья. 1 — четвертичные отложения; 2 — все вулканические и вулканогенно-осадочные породы; 3 — интрузивные серии и комплексы: 3 — дукчинская, 4 — светлинская, 5 — магаданская, 6 — конгалинский, 7 — ольская, 8 — нюклинская, 9 — венцовый. Цифрами обозначены точки наблюдения.

Венцовый комплекс. Породы венцового комплекса являются одними из наиболее ранних интрузивных пород мезозойского магмогенеза в регионе. В пределах Магаданского массива они наблюдались в береговых обрывах г. Каменный Венец и м. Нюкля. Общая протяженность их выходов не превышает 1,5 км. Породы венцового комплекса подразделяются на четыре последовательно сформировавшиеся группы (фазы или группы фаз внедрения, см. таблицу).

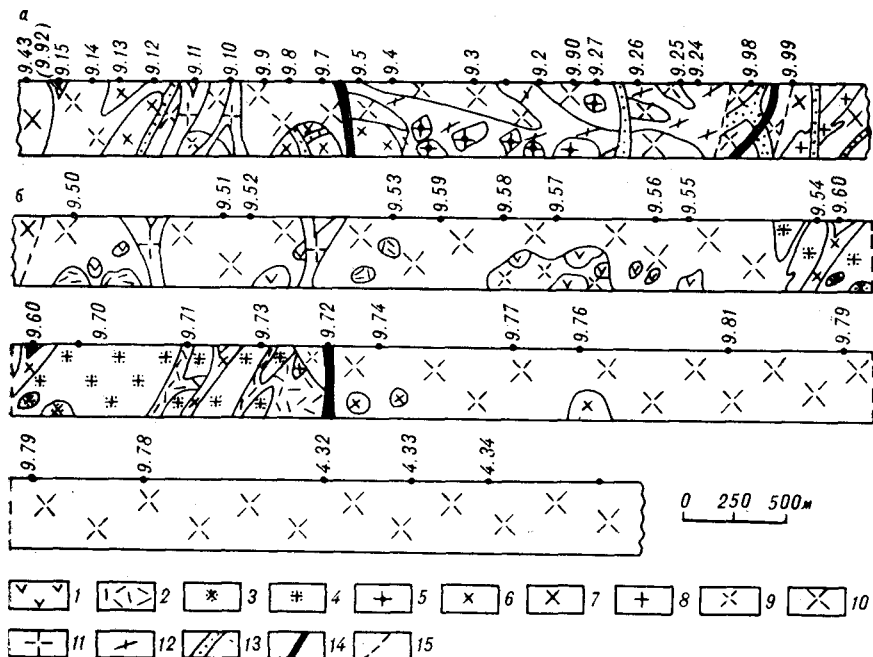


Рис. 2. Геологический профиль опорного разреза (а — участок «Светлый», б — участок «Батарейный»).

1, 2 — первая и вторая вулканогенные толщи; 3, 4 — нюклинская серия; 3 — базиты, 4 — гранитоиды; 5 — гранитоиды конгалинского комплекса; 6—8 — магаданская серия: 6 — базиты, 7 — гранодиориты, 8 — граниты; 9—11 — светлинская серия: 9 — базиты, 10 — гранодиориты, 11 — адамеллиты и граниты; 12 — гранитоиды дукчинской серии; 13 — дайки кислого состава; 14 — дайки основного состава; 15 — разрывные нарушения.

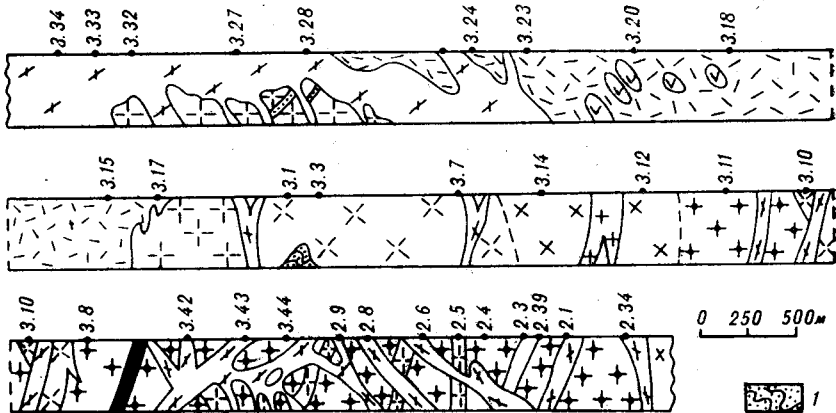


Рис. 3. Геологический профиль участков «Дукча» (т.н. 3.34—3.1), «Конгали» (т.н. 3.1—2.9), «Нюкля» (т.н. 2.9—2.34).

1 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования первой толщи; остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

В первую выделены расслоенные крупнозернистые троктолиты и оливиновые габбро-нориты, а также оливиновые габбро со скрытой расслоенностью, установленной по дискретности содержаний Al_2O_3 и MgO (рис. 4). Резкие контакты между оливиновыми габбро-норитами и габбро интерпретируются неоднозначно. Они могут фиксировать либо макрорасслоенность в рассматриваемых габброидах, либо результат внутрикамерных дислокаций или последовательность сингенетических внедрений эволюционирующей базитовой магмы. В последнем случае последовательность формирования пород представляется следующей: троктолиты — оливиновые габбро — оливиновые габбро-нориты.

Во вторую группу выделены крупнозернистые кварцсодержащие габброиды, которые подразделяются на габбро-нориты с единичными мелкими зернами кварца в интерстициях и кварцсодержащие габбро-нориты (содержание кварца до 1,5%). На мысе Нюкля эти разновидности образуют обособленные однородные тела. На г. Каменный Венец в кварцсодержащих габброидах, как и в оливиновых габбро первой группы, выявлена скрытая расслоенность. Габброидами второй группы прорыва-

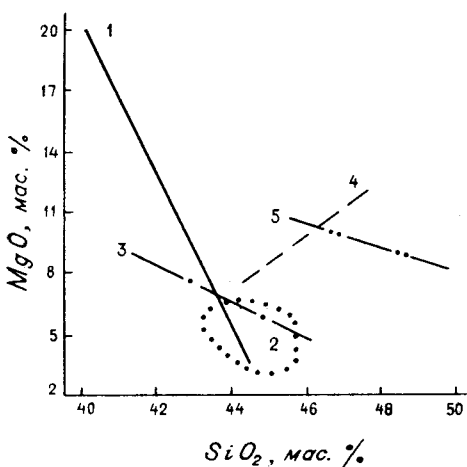


Рис. 4. Тренды вариаций состава габброидов первой группы венцового комплекса.

1 — троктолиты; 2 — оливиновые габбро; 3 — 5 — оливиновые габбро-нориты (3 — г. Каменный Венец, 4 — м. Нюкля, 5 — магматическая брекчия к западу от м. Нюкля).

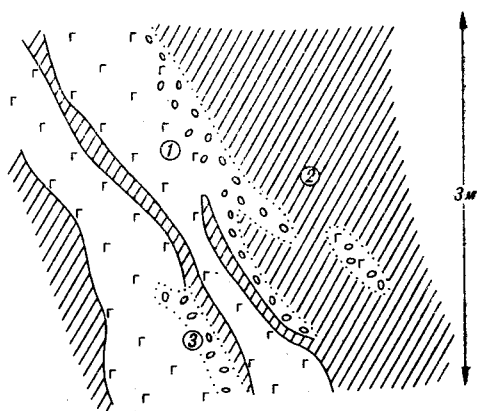


Рис. 5. Венцовый комплекс.

Взаимоотношения между крупнозернистым оливиновым норитом первой группы (1) и мелкозернистым габбро-норитом третьей группы (2), 3 — участки нечетких контактов вследствие образования скоплений крупных кристаллов плагиоклаза. Участок «Каменный Венец», т.н. 7.4.

Схема формирования магматических пород Северного Приохотья по данным опорного разреза Магаданского массива
(по Э. П. Изоху, Н. В. Андреевой, П. Н. Анорову, А. В. Трушину [9])

$J_4(?)$	Метаморфизованная (первая) вулканогенно-осадочная толща		
$J_3(?)$	Венцовый комплекс	1 группа 2 группа 3 группа 4 группа	Крупнозернистые расслоенные оливковые габброиды Крупнозернистые кварцсодержащие габброиды Средне-, мелкозернистые расслоенные габброиды и микрогаббро Плагииграниты
Вторая вулканогенная толща, контрастная базальт-риолитовая			
Нюклинская интрузивная серия			
2-й ритм			
Диориты Граниты Лейкограниты			
Скарны, кварцевые жилы			
Ольская интрузивная серия			
Третья вулканогенная толща, андезибазальт-риолитовая			
Конгалинский интрузивный комплекс			
Магаданская интрузивная серия			
2-й ритм			
Габбро-диориты (?) Диориты Кварцевые диориты Гранодиориты Адамеллиты Граниты Лейкограниты			
Светлинская интрузивная серия			
2-й ритм			
Диориты, диорит-порфиры Кварцевые диориты, кварц-диорит-порфиры Гранодиорит, гранодиорит-порфиры Адамеллит, адамеллит-порфиры Лейкограниты			

Первый мегабит J₃ (?) — K₁

Второй мегабит K₂

Дайки диабазов, лампрофиров

Дукчинская интрузивная серия	1-й ритм	Диориты (? Кварцевые диориты (?) Гранодиориты-граноспелиты Адамеллиты Граниты Лейкограниты
	2-й ритм	Гранодиорит-порфиры Адамеллит-порфиры Гранит-порфиры Лейкогранит-порфиры

Дайки диабазов, лампрофиров, долеритов

ются оливиновые габбро-нориты и оливиновые габбро. Взаимоотношения между габбро-норитами этой группы и кварцсодержащими габбро-норитами не наблюдались.

К третьей группе отнесены разнообразные мелко-, среднезернистые габброиды и микрогаббро, прорывающие в виде жил и мелких интрузивных тел породы двух первых групп (рис. 5). Среди габброидов третьей группы выделяются габбро-нориты, кварцсодержащие габбро-нориты, магнетитовые габбро, оливиновые габбро-нориты и, условно, габбро-пегматиты. Взаимоотношения пород внутри группы наблюдались, например, в виде пересечения жилы магнетитовых габбро жилой оливиновых габбро-норитов. Это дает основание полагать, что внедрение габброидов третьей группы происходило в течение относительно продолжительного времени и со сменой безоливинового парагенезиса на оливиновый.

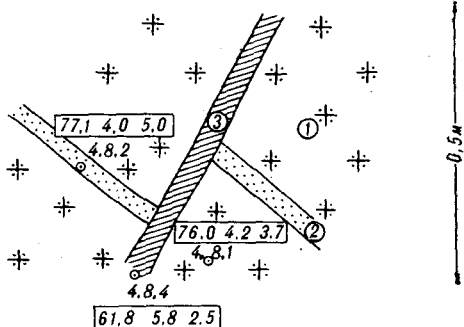
В четвертую группу выделены платиограниты, сопровождающие вышеперечисленные габброиды. Они в виде редких жил гранитов, пегматоидных гранитов и пегматитов прорывают габброиды первых двух групп. Пегматоидные граниты образуют цемент магматической брекчии оливиновых габбро-норитов, а также мелкозернистых метабазитов, относящихся к первой толще.

Породы венцового комплекса внедряются в вулканогенно-осадочные образования первой толщи и прорываются андезитами, относящимися ко второй толще, что и определяет время образования венцового комплекса. Габброиды имеют четкие взаимоотношения с другими, более молодыми интрузивными породами. Так, они пересекаются дайками трондьемитов и лейкогранитов нюклинской и породами магаданской серий.

Венцовый комплекс отличается от всех комплексов и серий Магаданского массива тем, что в нем преобладают базиты, отсутствуют породы среднего состава и очень незначительное развитие имеют гранитоиды. Породы комплекса являются специфическими образованиями для данного массива. Аналоги их встречаются в других районах ОЧВП, например, на п-ове Кони (мыс Блиган).

Нюклинская серия. Нюклинская серия формировалась вслед за венцовым комплексом. Это первая из габбро-гранитных серий Магаданского массива, которая знаменует начало первого раннемелового метаритма. Нюклинская серия мультиплетная. В ней выделяются два интрузивных ритма: ранний и поздний (см. таблицу). Оба ритма бедны базитами. Наиболее полно и четко выражен первый ритм. Второй проявлен слабее и менее изучен. Выходы пород серии в целом составляют около 8 км береговой линии. Они формировались в условиях активной тектонической деятельности, что нашло отражение в следах течения, сжатия и дробления. Кроме того, при внедрениях более поздних магматитов породы серии частично подвергались калиевому метасоматозу, а также хлор-

Рис. 6. Дайка порфиroidного кварцевого диорита ольской серии (3), пересекающая лейкоплагииграниты (1) и аплиты (2) нюклинской серии. Участок «Ольский», т. н. 4.8. Здесь и далее в рамке приводится содержание в породе оксидов кремния, натрия и калия, соответственно.



ритизации, серицитизации и эпидотизации с образованием сульфидов. Тем не менее, трондjemиты и плагииграниты сохраняют, как правило, своеобразие и относительную однородность, особенно в крупных телах.

Трондjemиты и плагииграниты внедряются в вулканииты второй толщи, брекчируют и метаморфизуют их, а более поздние жилы вулканиитов обнаружены в трондjemитах. Породы нюклинской серии имеют отчетливые взаимоотношения не только с габброидами венцового комплекса, но и с рядом более молодых интрузивных образований. Так, трондjemиты и плагииграниты прорываются почти всеми разновидностями пород ольской серии (рис. 6), диоритами магаданской серии, гранодиоритами (тоналитами) светлинской серии, фельзит-порфирами дукчинской серии. Взаимоотношения между породами наблюдались не только непосредственно между интрузивными телами, но и в сложных ксенолитах.

В первом ритме нюклинской серии выделяются пять интрузивных фаз (%): габбро-диориты (2), кварцевые диориты (4), трондjemиты (3), плагииграниты (81), лейкоплагииграниты (10). Следует отметить, что трондjemиты не являются типичными представителями своего класса, но тем не менее удовлетворяют международному определению понятия «трондjemит» [2].

Второй ритм выделяется на основании наблюдений пересечений трондjemитов и плагиигранитов дайками диоритов. Подобные дайки как «межгранитовые» или «синконсолидационные» описаны ранее Э. П. Изухом [6]. Их образование связано с внедрением магмы в еще незатвердевшие, вязкие предшествующие интрузивные породы. Дайки диоритов прорваны еще более молодыми гранитами и лейкогранитами этого же ритма. Таким образом, во втором ритме нюклинской серии выделяются: диориты, граниты и лейкограниты.

Формирование серии заканчивается образованием скарнов и кварцевых жил. В целом нюклинская серия является низкокальциевой и высоконатриевой (рис. 7), характерной для ранних членов магматических мегаритмов [7]. Кроме того, серия близка к классу железососных, хотя и отличается от них слабым развитием базитов. Признаки Fe-оруденения обнаружены при анализе ксенолитов в кварцевых диоритах мыса Ольского. Содержание оксидов железа в ксенолитах достигает 30 мас. %.

Ольская серия. Ольская серия является следующим членом раннего магматического мегаритма (см. таблицу). Распространение пород серии ограничивается в опорном разрезе только районом мыса Ольского и составляет около 5 км.

Породы этой серии внедряются в вулканииты второй толщи и перекрываются эффузивами третьей толщи, определяя возрастные границы данной серии. Выше описаны взаимоотношения пород ольской серии с более ранними по сравнению с ней интрузивными образованиями, а с более молодыми они не наблюдались.

В ольской серии выделяются (%): габбро-диориты и диориты (4), кварцевые диориты (68), гранодиориты (22), граниты (6).

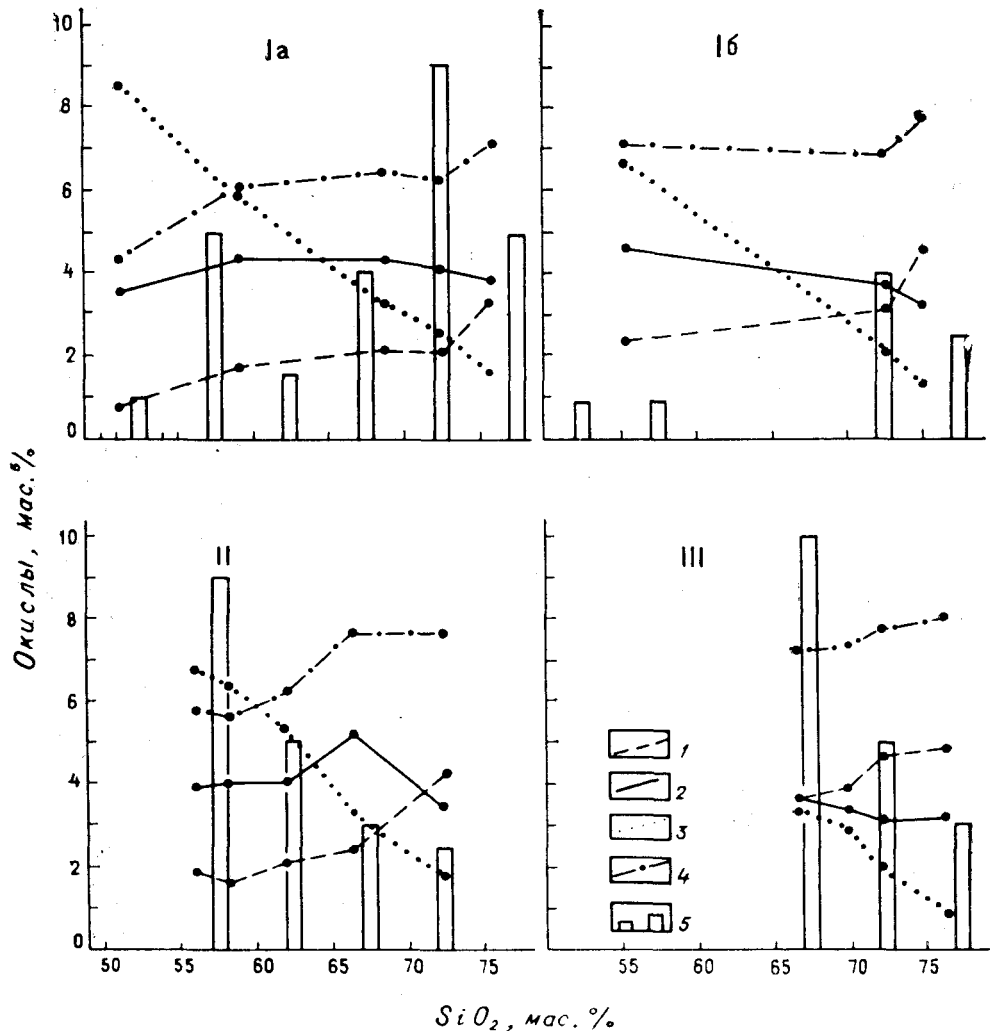


Рис. 7. Статистико-петрохимические диаграммы габбро-гранитных серий Магаданского плутона.

I — ноклинская серия (Ia — первый ритм, Iб — второй ритм), II — ольская серия, III — конгалинский комплекс. 1 — K₂O, 2 — Na₂O, 3 — CaO, 4 — K₂O + Na₂O, 5 — гистограмма, отражающая число проб в каждом 5%-м интервале содержания SiO₂ пропорционально объему выборки. Кружками обозначены средние составы интрузивных фаз.

Следует отметить, что габбро-диориты встречаются лишь в ксенолитах и глыбах. По составу они близки к щелочным габброидам и относятся к данной серии в достаточной мере условно.

Ольская серия, более высоконатриевая, чем предыдущая, отличается широким развитием пород среднего состава, причем с резким увеличением в них натрия (см. рис. 7). Тем не менее, между ноклинской и ольской сериями существует немало общего, благодаря чему они могли бы быть объединены в единую мультиплетную ассоциацию, но этому препятствует значительный разрыв во времени, который характеризуется образованием жил и скарнов, различиями в степени деформаций и т. п.

Конгалинский комплекс. В конгалинский комплекс включена породная группа гранодиорит-гранитного состава (см. таблицу), близкая по времени образования гранитоидам магаданской серии, но предшествующая ей. Породы комплекса суммарно составляют 3 км опорного разреза. Для его разновидностей характерны порфировая структура, придающая им облик субвулканических гранитоидов, и лиловый оттенок пород. Взаимоотношения с более ранними образованиями не наблюдались, но с более поздними проявлены достаточно отчетливо: гранитоиды комп-

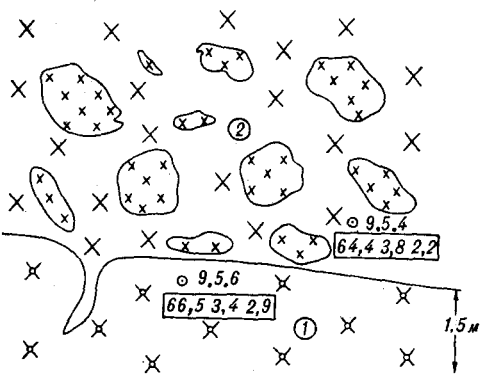


Рис. 8. Взаимоотношение гранодиоритов с включениями кварцевых диоритов магаданской серии (2) и гранодиоритов конгалинского комплекса (1). Участок «Светлый», т. н. 9.5.

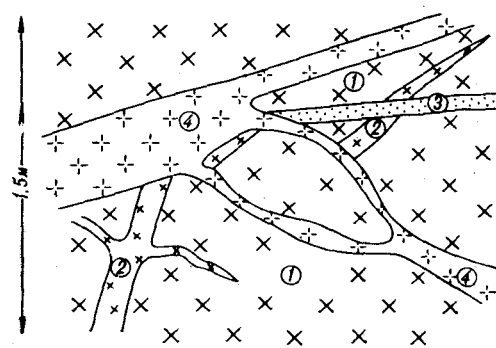


Рис. 9. Инъекции гранодиорит-порфиров второго ритма светлинской серии (4) в породы магаданской серии (1-3). 1 — кварцевый диорит, 2 — гранодиорит, 3 — аплит. Участок «Светлый», т. н. 9.13.

лекса прорываются гранодиоритами светлинской серии, гранодиорит-адамеллит-порфирами и фельзитами дукчинской серии. Кроме того, отмечались рвущие контакты между гранодиоритами конгалинского комплекса и гранодиоритами магаданской серии (рис. 8), между дацит-порфирами комплекса и адамеллитами магаданской серии.

Внутреннее строение конгалинского комплекса недостаточно ясно. В гранитоидах встречаются редкие ксенолиты кварцевых диорит-порфиров, поэтому не исключено, что комплекс имеет более полный (длинный) набор пород. Гранитоиды имеют калиево-натриевый тип щелочности, равенство щелочей достигается при 68 мас. % SiO_2 , а в дальнейшем содержание калия всегда выше натрия (см. рис. 7).

Все разновидности конгалинского комплекса по облику, минеральному и химическому составу абсолютно не похожи на образования ньюлинской и ольской серий.

При картировании на площади породы комплекса, по-видимому, часто объединяют с вулканитами, а в береговой зоне у них есть сходство с гранитоидами магаданской серии.

Магаданская серия. Магаданская габбро-диорит-гранитная серия объединяет породы, имеющие наиболее широкое развитие не только в Магаданском массиве, но и во внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По-видимому, именно они выделялись ранее в составе охотского комплекса, в понимании Е. К. Устиева [11]. Магаданская серия является мультиплетной, в ней выделяются два простых ритма: ранний (главный) и поздний (дополнительный, см. таблицу). Последний, представленный дайками и малыми интрузивными телами, фиксируется по отчетливому нарушению гомодромности при пересечении гранитоидов раннего ритма.

Породами серии сложено около 74 км опорного разреза. Гранитоиды содержат блоки-ксенолиты всех трех толщ вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и имеют резкие и четкие контакты с роговиками. Взаимоотношения с более ранними интрузивными образованиями описаны выше.

Высоконатриевые гранитоиды светлинской серии внедряются в породы магаданской серии, определяя верхнюю возрастную границу последней. Так, среди протяженных интервалов берегового профиля с широким развитием пород магаданской серии встречаются секущие их дайки натриевых гранитоидов (рис. 9). По облику гранитоиды обеих серий близки, но резко различны по химическому составу.

Взаимоотношения пород магаданской серии с дукчинской наблюдаются редко. Например, в восточной части разреза отмечается дайка мощностью около 4 м серых порфировидных гранодиоритов дукчинской

серии, пересекающих граниты магаданской. Породы хорошо различаются и по облику, и по составу.

В главном ритме магаданской серии выделяются (%): габбро-диориты и диориты (1,5), кварцевые диориты (19), гранодиориты (62), адамеллиты (14), граниты (5) и лейкограниты (1,5). Габбро-диориты образуют самостоятельные интрузивные тела, их ксенолиты обычны в породах последующих фаз внедрений. Это же наблюдается в отношении диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Нередко встречаются сложные ксенолиты, иллюстрирующие многофазность интрузивных образований. Между кварцевыми диоритами и гранодиоритами существуют разные типы контактов. Они могут быть четкие, с тонкими лейкократовыми оторочками в гранодиоритах или в виде чередования лейкократовых полос, представляющих собой зоны шириной в несколько метров. Среди кварцевых диоритов выделяются две разновидности, различающиеся по цвету и зернистости, что может свидетельствовать о существовании в магаданской серии по крайней мере двух очень близких по составу и времени образования субфаз кварцевых диоритов. В гранодиоритах нередко отмечаются обширные поля либо полосы, насыщенные шаровидными темными включениями. Картирование таких участков возможно лишь по границе распространения включений, так как их гранодиоритовый цемент и гранодиориты за пределами полей имеют, как правило, близкий состав. Включения характеризуются не только субпараллельной ориентировкой и вытянутой формой, но и овальной, и шарообразной. Состав их соответствует монцонитам, диоритам и кварцевым диоритам.

Многочисленно отмечалось пересечение адамеллитов гранитами, свидетельствующее о принадлежности пород самостоятельным фазам внедрения. Легко фиксируется контакт между адамеллитами и лейкогранитами, при этом лейкограниты имеют в контакте аплитовую оторочку.

Второй ритм является по составу родственными породами главного ритма. В гранитоидной части они настолько близки, что их не всегда с уверенностью можно отнести к тому или иному ритму. Естественно, что наиболее четко породы даек и небольших интрузивных тел позднего ритма фиксируются при нарушениях гомодромности. При этом контакты могут быть как четкими, так и в виде неясно выраженных полос, сложно разветвленных, с взаимными проникновениями, а также чередованием лейкократовых и меланократовых зон, иногда выклинивающихся и трудно прослеживаемых.

Взаимоотношения между разновидностями пород наблюдаются в полосчатых дайках, где контакты могут быть либо прямыми, либо извилистыми с фестончатыми краями.

О близости формирования обоих ритмов магаданской серии можно судить по фактам существования в одной жиле пород контрастного состава, которые можно объяснить только практически одновременным заполнением трещин разными расплавами, например, лейкогранитом первого ритма и диоритом второго ритма.

Магаданская серия является калиево-натриевой нормальной щелочности, в ней преобладают гранодиориты (рис. 10). Породы серии по облику и составу отличаются от пород нюклинской и ольской, но близки некоторым разновидностям гранитоидов конгалинского комплекса.

Светлинская серия. Светлинская серия — (габбро)-габбро-диорит-гранитная, мультиплетная, состоящая из двух интрузивных ритмов: главного и дополнительного (см. таблицу). Второй ритм частично перекрывается по времени формирования с первым и при этом происходит их взаимодействие (интерференция), выражающееся в широком развитии разнообразных «сквозьмагматических» даек.

Породами серии в сумме сложено примерно 12 км опорного разреза. Они внедряются в вулканиты второй толщи, образуя приконтактные брекчии и участки гранитизированных пород, проникают по слоистости дацитов третьей толщи.

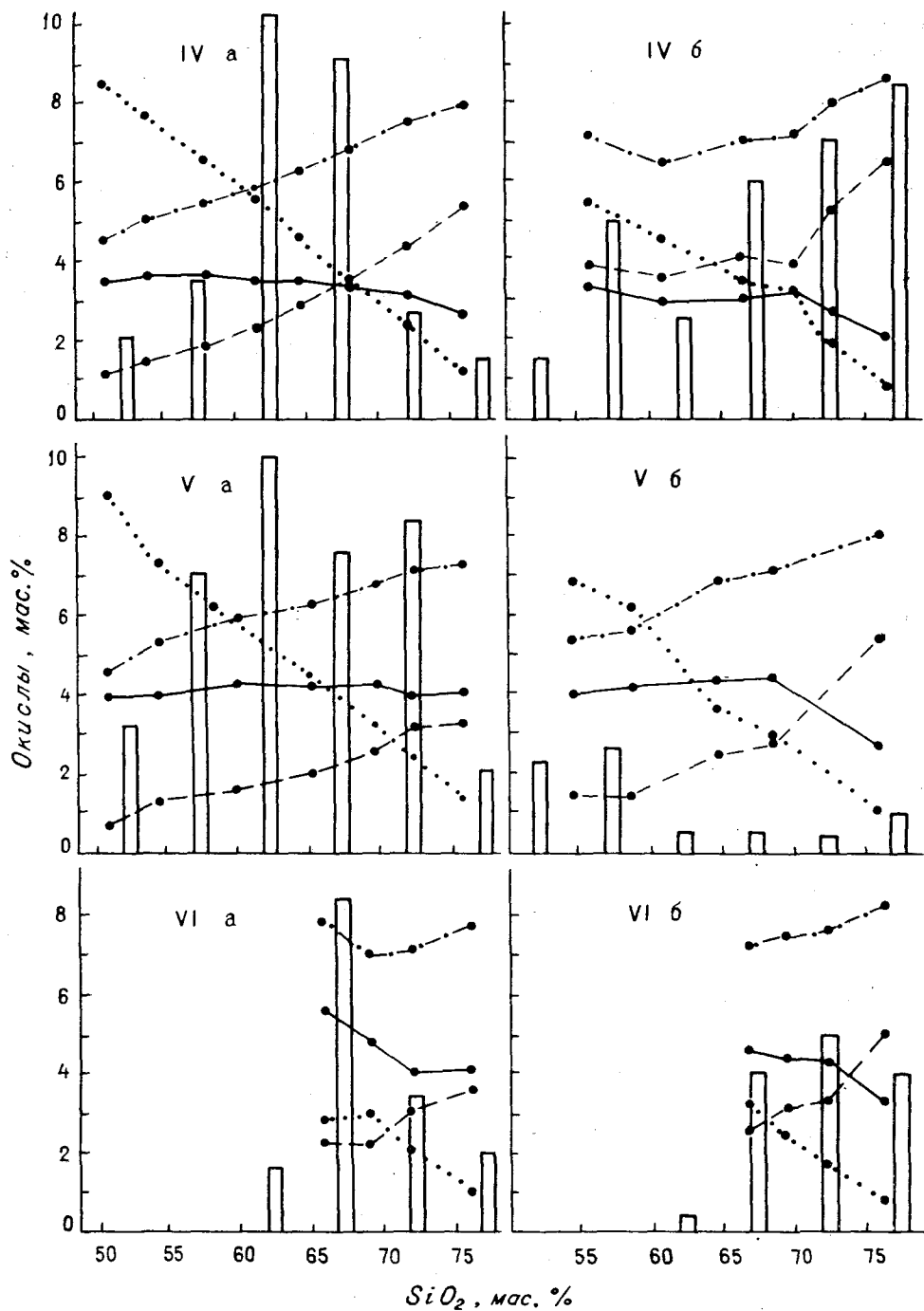


Рис. 10. Статистико-петрохимические диаграммы габбро-гранитных серий Магаданского плутона.

IVa, б — магаданская серия, Va, б — светлинская серия, VIa, б — дукчинская серия; а — главные, б — дополнительные ритмы. Усл. обозн. см. на рис. 7.

Взаимоотношения с более ранними по сравнению со светлинской серией интрузивными породами описаны выше, а более поздними являются только породы дукчинской серии. Наблюдались пересечения граносиенитами дукчинской серии гранитов светлинской, а также гранодиорит-порфирами — кварцевых диоритов с дайкой аплита. Такое нарушение гомодромности — одно из наиболее четких доказательств существования более молодой по сравнению со светлинской серией — дукчинской. Кроме того,

фельзитами дукчинской серии пересекаются гранодиориты, а адамеллит-порфирами — граниты предшествующей серии, при этом ранние породы содержатся в виде четких ксенолитов в поздних.

В пределах массива отмечаются дайки диабазов, долеритов и лампрофиров, срезающих аплиты второго ритма светлинской серии. Геологическая позиция этих даек остается неясной. Они могут завершать светлинскую серию в качестве самостоятельного комплекса послегранитовых базитовых даек, а могут быть и последукчинскими, т. е. наиболее молодыми образованиями данного опорного разреза.

В первом ритме выделяются (%): габбро, габбро-диориты и диориты (8), кварцевые диориты (50), гранодиориты (26), адамеллиты (8), граниты и лейкограниты (8). Габбро не образует самостоятельных интрузивных тел, но отмечаются в виде ксенолитов в диоритах. Габбро-диориты закартированы как единичные интрузивные тела, но чаще они встречаются в форме крупных блоков-ксенолитов в породах более поздних фаз внедрений, например, в диоритах, инъекциями которых расчленяются габброиды на ксенолиты. Интрузивные взаимоотношения фиксируются практически между всеми разновидностями пород первого ритма светлинской серии.

Второй ритм представлен дайками мелкозернистых порфировидных пород от диоритов, диорит-порфиритов (редко габбро-порфиритов) до гранит-порфиров и аплитовых гранитов. Морфология, строение и состав этих даек, так же как даек второго ритма нюклинской и магаданской серий, сходны с «внутриматрическими» или «сквозьмагматическими» дайками Зайсанской складчатой области [6]. Нередко происходит дезинтеграция даек, они преобразуются в полосы гранитоидов, насыщенные округлыми включениями более основных пород, аналогично гранодиоритам магаданской серии. Возможны и другие варианты сложных жил, в которых, например, гранитоидный материал зальбанд дезинтегрирует базитовую породу осевой части. Такие жилы с нарушением гомодромности пересекают породы первого ритма (рис. 11).

Светлинская серия является высоконатриевой (см. рис. 10). Это означает, что после формирования калиево-натриевой магаданской серии происходит смена режима щелочности.

По облику, минеральному и химическому составам породы светлинской серии в целом отличаются от однотипных пород предшествующих серий. Однако следует отметить, что внешний вид кварцевых диоритов и гранодиоритов сходен с подобными породами магаданской серии, но химический состав их резко различен. Напротив, гранодиориты и адамеллиты светлинской серии по петрохимии близки соответствующим породам нюклинской и ольской серий, но отличаются от них по облику.

Дукчинская серия. Дукчинская (диорит)-гранодиорит-гранитная серия является наиболее молодой в изученном разрезе, ее породы составляют в сумме около 5 км. Они имеют четкие взаимоотношения с вулканитами третьей толщи, а также с гранитоидами нюклинской и других интрузивных серий, которые описаны выше.

Первый ритм дукчинской серии представлен хорошо раскристаллизованными породами собственно интрузивного облика. При этом выделяются (%): диориты и кварцевые диориты (1), гранодиориты-граноспелиты (30), адамеллиты (50), граниты и лейкограниты (19). Ранние фазы — диориты и кварцевые диориты — проявлены слабо, встречаются лишь в виде ксенолитов в граноспелитах, поэтому выделение их в составе ритма достаточно условно. Последовательность образования пород в данной серии, как и в ранних, гомодромная, причем, из двух контактирующих пород в более поздней обычно видна эндоконтактная лейкократизация. Встречаются сложные адамеллит-гранитные дайки с четкими контактами между породами.

Второй ритм включает порфировые, мелкозернистые, иногда плохо раскристаллизованные породы дайкового и субвулканического типа исключительно гранитоидного ряда вплоть до гранофиров и фельзитов.

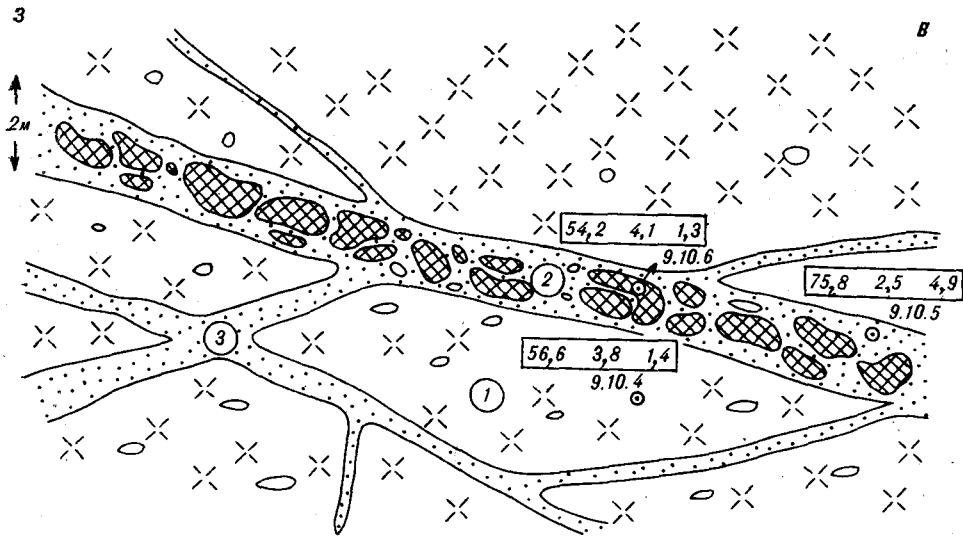


Рис. 11. Светлинская серия.

Сложная дайка второго ритма (2, 3) в диоритах первого ритма (1), 2 — аплитовидный гранит с включениями мелкозернистых диоритов, 3 — аплитовидный гранит без включений. Участок «Светлый», т. н. 9.10.

Дукчинская серия — натриевая, повышенной щелочности (см. рис. 10). Самые характерные породы серии — адамеллиты — по облику резко отличаются от однотипных пород других натриевых серий, но близки им по химическому составу.

Заключение. В развитии Магаданского плутона устанавливается сложная ритмичность: простые интрузивные ритмы — интрузивные мультиплетные — вулканогенно-плутонические мультиплетные — мегаритмы. Каждый простой ритм (венцовый и конгалинский комплексы, ольская серия) представлен рядом гомодромно внедряющихся интрузивных фаз. Мультиплетные серии (нюклинская, магаданская, светлинская и дукчинская) состоят из двух простых интрузивных ритмов. Тесная связь интрузивных и эффузивных образований позволяет выделить вулканоплутонические ритмы. Первый такой ритм включает нюклинскую серию и предшествующую ей базальт-риолитовую толщу, второй — андезибазальт-риолитовую толщу, конгалинский комплекс и магаданскую серию. В более общем виде формирование плутона можно представить как развитие двух крупных мегаритмов. Ранний мегаритм объединяет все серии (за исключением венцового комплекса) до светлинской. Вторым мегаритм включает светлинскую и дукчинскую серии и, по-видимому, является неполным. Это предположение основано на том, что, как показано ранее [8], мегаритмы развиваются тоже гомодромно, т. е. начинаются с натриевых серий, а завершаются все более калиевыми. Ранний служит примером именно такого крупного полного мегаритма. Вторым мегаритм содержит только две высоконатриевые серии.

Первый мегаритм охватывает эпоху от поздней юры до позднего мела, второй начинается в позднем мелу, вопрос же о времени его завершения остается открытым. Сравнительно новые геохронологические данные [1] позволяют считать границей мегаритмов сеноман. Наибольшего размаха интрузивный магматизм достиг в конце первого мегаритма, что соответствует, по данным изотопного датирования, альбу.

В последовательности формирования пород, описанной в работе, отражается почти вся магматическая история развития не только Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в Северном Приохотье, но и структур его основания.

1. Андреева Н. В., Изох Э. П. Интрузивные серии Магаданского массива и критерии их выделения. Методические рекомендации/СВКНИИ ДВО АН СССР.— Магадан, 1990.
2. Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы.— М.: Мир, 1983.— С. 9—18.
3. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
4. Демин А. М. Этапы формирования Магаданского батолита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 2.— Магадан, 1946.— С. 36—47.
5. Демин А. М. Трондьемитовые граниты мыса Ольского и острова Три Брата // Там же. Вып. 2.— Магадан, 1948. С. 14—25.
6. Ермолов П. В., Изох Э. П., Пономарева А. П., Тянь В. Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1977.
7. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования.— М.: Недра, 1978.
8. Изох Э. П. Общие закономерности эволюции гранитоидного магматизма // Магматические и метаморфические формации в истории Земли/7-е Всесоюз. петрограф. совещ.— Новосибирск, 1986.— С. 43—47.
9. Изох Э. П., Андреева Н. В., Аноров П. Н., Трушнин А. В. Новая схема строения Магаданского полихронного плутона (результаты изучения опорного разреза) // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: Третье регион. петрогр. совещ. по Северо-Востоку СССР: Тез. докл.— Магадан, 1988.— С. 43—44.
10. Сендек С. В., Дорофеев В. К. Некоторые новые данные о верхнемеловых интрузиях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их молибденоносности (район р. Олы).— Л., 1966.— С. 3—18. (Тр./ВСЕГЕИ; Т. 121).
11. Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 4.— Магадан, 1949.— С. 30—51.
12. Устиев Е. К. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология.— 1959.— № 3.— С. 3—26.
13. Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций // Проблемы магмы и генезиса изверженных пород.— М.: Наука, 1963.— С. 161—182.
14. Фирсов Л. В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита // Изв. АН СССР.— Сер. геол.— 1960.— № 2.— С. 28—38.
15. Юдин С. С. К тектонике северного побережья Охотского моря // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17.— Магадан, 1964.— С. 49—56.

СВКНИИ ДВО РАН
Магадан

Поступила в редакцию
14 мая 1992 г.

УДК 551.243 (571.651)

В. А. Игнатьев

СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Впервые для Западной Чукотки дается описание геологического строения кольцевых макроструктур (Малоанюйской, Большеанюйской и Приморской), выделенных по мелкомасштабным космическим снимкам. Рассматриваются особенности строения областей тектонического сжатия и растяжения в пределах каждой КС. Обосновывается вывод о том, что кольцевые структуры сформировались в осадочном чехле на осколках литосферных плит, образовавшихся при скользящем столкновении Евразийской и Северо-Американской плит и последующем вращении этих осколков. Осколки являются элементами плитного меланжа (плито-меланжа).

При дешифрировании мелкомасштабных космических снимков нами выделены три кольцевые структуры (КС) на площади от побережья Восточно-Сибирского моря на севере до бассейна р. Яблонь на юге (рис. 1): Малоанюйская КС (МАКС) диаметром 170 × 175 км, Большеанюйская КС



Рис. 1. Геологическая карта кольцевых макроструктур Западной Чукотки.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнечетвертичные лавы (а), вулканы (б); 3 — нижнечетвертичные вулканы кислого состава (а), вулкан (б); 4 — верхне-меловые вулканы кислого состава; 5 — верхне-меловые вулканы кислого состава; 6—8 — нижне-меловые отложения; 6 — вулканы верхнего берриаса — верхнего алта; 7 — континентальные отложения нижнего — среднего алта, 8 — морские отложения нижней юры — верхнего триаса; 9 — отложения средней — верхней юры; 10 — флишеидные отложения палеозойские породы; 11 — гипербазиты; 12 — плутонические и субвулканические породы основного состава; 13 — гипербазиты; 14 — плутонические и субвулканические породы основного состава; 15 — плутонические породы среднего состава; 16 — плутонические породы основного состава; 17, 18 — субвулканы; 17 — среднего, 18 — кислого состава; 19—21 — дайки; 19 — основного, 20 — среднего, 21 — кислого состава; 22 — разломы; 23 — геологические границы; 24 — надвиги; 25 — залегание пластов нормальное (а), опрокинутое (б). Уел. обозн. на врезке: 1—3 — кольцевые макроструктуры: 1 — Малоанюйская, 2 — Большеанюйская, 3 — Приморская; 4 — фрагмент границы литосферных плит; 5 — направление движения Северо-Американской плиты.

(БАКС) — 180 × 250 км и Приморская КС (ПКС) — 140 × 180 км. Анализ их геологического строения с использованием материалов геологической съемки среднего и крупного масштаба (автор в них участвовал с 1962 г.) не только подтверждает реальность КС, но и позволяет поставить под

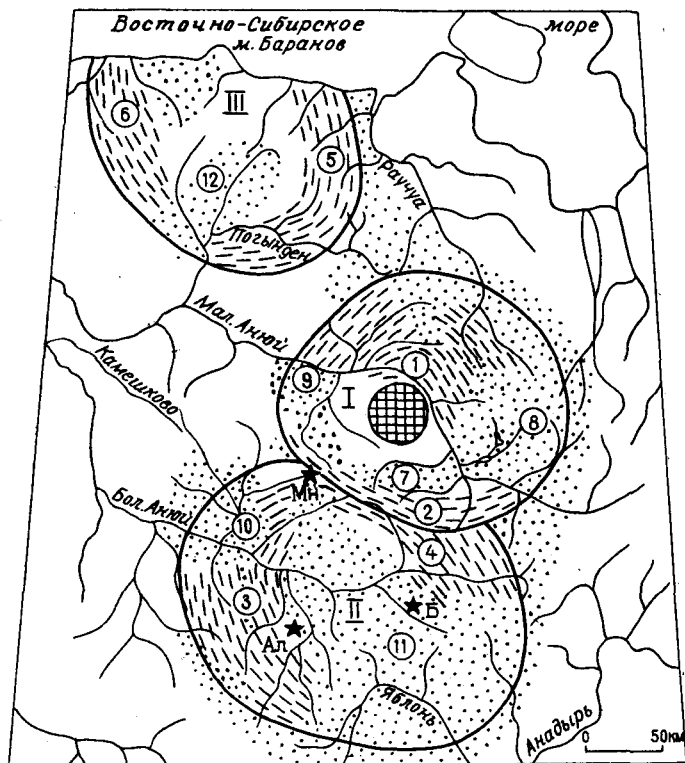


Рис. 2. Схема областей тектонического сжатия и растяжения в кольцевых макро-структурах.

1 — кольцевые макроструктуры: I — Малоануйская, II — Большеануйская, III — Приморская; 2 — области сжатия (цифры в кружках: 1 — Дуговая, 2 — Южно-Ануйская, 3 — Алучинская, 4 — Лисьинская, 5 — Алярмаутская, 6 — Сухарнинская); 3 — области растяжения (цифры в кружках: 7 — Нутесынская, 8 — Илirianейская, 9 — Тополевская, 10 — Гаргачанская, 11 — Айнахургенская, 12 — Аттыкевеевская); 4 — ядро Малоануйской КС; 5 — верхнететвертичные вулканы (Мн — Моннинская группа, Ал — Алучинская группа, Б — влк. Билибина).

вопрос существование традиционно выделяемой на Западной Чукотке тектонической триады — Ануйской и Олойской складчатых зон (АЗС и ОСЗ) и Южно-Ануйского прогиба (ЮАП) в принятом ныне понимании их строения, генезиса и развития. КС ограничены кольцевыми зонами разломов (КЗР), представляющими систему сопряженных дуговых и кольцевых мантийных и коровых разломов и сопровождающих их дизъюнктивов высоких порядков разной ориентировки. Ширина компактной части КЗР достигает 40—50 км, отдельные ветви дуговых разломов отходят веером на расстоянии до 20—30 км в обе стороны от КЗР, придавая ей вихревой рисунок. На космических снимках КЗР МАКС и БАКС трассируются по сближенным долинам притоков рек Пырканайвеем, Каральвеем, Черынейвеем, Яблонь, Мал. и Бол. Ануй, Пеледон, по дуговым долинам рек Бол. и Мал. Кепервеем, Ниж. Пувтувеем, Тытлютин, Майнги-Пауктуваам, Монни, Ангарка, Баймка, Егдгкыч. К КЗР приурочены озера Илirianей, Тытыль, Утайпитгын и крупные наледы в долинах рек Алуции, Бургахчан, Теленеут, Оконайто и в других.

В пределах каждой КС обособляются области и зоны тектонического сжатия и растяжения (рис. 2) со специфическим для каждого вида тектонического состояния набором складчатых и разрывных нарушений, составом и формой интрузивных тел. В МАКС определяющим являлось наличие жесткого ядра: в ее центре горным массивом (до 1576 м) возвышается Соколино-Чуванейская многофазная интрузия габбро, гранодиори-

тов, гранитов; на глубине она, по данным геофизики (Л. Я. Ващилова, 1988 г.), переходит в гранитогнейсовый купол. Ядро служило упором для сминающихся с севера триасовых отложений (Дуговая область сжатия), слагающих среднегорные (900—1853 м) дуговые гряды (хребты Хыргойей, Каменный, Перыстый и др.), разделенные дуговыми долинами рек Бол. и Мал. Кепервеем, Пыркарынат, Майнгы-Пауктуваам и др. Пласты триасовых пород смяты в узкие изоклинальные, часто опрокинутые складки, осевые плоскости которых следуют простиранию КЗР и облекают ядро КС. Разрывные нарушения Кызыркайский, Золотистый, Северный, Кепервеемский и др. представляют собой взбросы с амплитудами 200—500 м, сдвиги со смещениями до 2,5 км, реже сбросы. Крупными структурными формами являются горст-антиклинали (Кепервеемская, Пауктуваамская, Номнункувеемская, Мало-Кепервеемский горст) и грабен-синклинали (Понеургенская, Верхне-Номнункувеемская, Пельвунтыкой-ненская). В сводах первых обычно выведены породы кепервеемской свиты нижнего триаса (песчаники, алевролиты, кремнисто-хлоритовые, серицитохлоритовые, филлитовидные и глинистые сланцы, 1000—1300 м), прорванные интрузиями раннетриасовых толеитовых габбро-диабазов (мелкие штоки, силлы, дайки длиной до 4—7 км и мощностью до 0,8 км). Синклинали выполнены флишоидными осадками среднего триаса (понеургенская свита, 300—500 м), карнийского и норийского ярусов (до 2000 м). Эти породы на севере МАКС в зоне перехода к области растяжения интродированы штоками и дайками субвулканитов среднего, реже кислого состава мелового возраста. Тектонические деформации затронули и магматические тела, в особенности габброиды триаса, дайки которых часто изогнуты, будинированы, разорваны и растащены.

С юга МАКС ограничена дуговым хребтом высотой до 1635 м. Характер складчатых и разрывных нарушений в пределах данной Южно-Анжуйской области сжатия аналогичен дислокациям Дуговой области, но участвуют в них отложения нижней юры (песчаники, алевролиты с прослоями пепловых туфов, 230 м), вулканотерригенные и вулканогенные (в основном спилиты, базальты, андезиты, их туфы) образования средней и верхней юры (всего до 1600—1700 м) и грубая морская моласса от берриаса до низов апта включительно (до 1300—1700 м). В тектонических блоках выходят породы верхнего триаса (не более 250 м), более грубые, чем на севере. КЗР МАКС здесь контролирует штоки и дайки позднеюрских габбро и габбро-диабазов (длина отдельных даек более 50 км), плагиогранитов, гранит-порфиров, гипербазитов и раннемеловых гранитоидов, диоритовых порфиров, базальтов. Все интрузивные образования нарушены дислокациями. Крупные массивы раннемеловых гранодиоритов с переходами к гранитам и кварцевым диоритам (горы Снеговая, пиков Блохина, Каральвеемский, Ледниковый) вытянуты вдоль КЗР. Контакты интрузий крутые, слабо волнистые. Лишь у Ледникового массива юго-восточный контакт в зоне перехода к Илирнейской области растяжения имеет угол наклона 25° и зона контактового метаморфизма с выходами штоков-апофиз достигает 8 км. Для этого массива характерна также линейно-плоскостная ориентировка темноцветных минералов, совпадающая с простиранием КЗР на этом участке.

Часть МАКС между ее ядром и южным горным обрамлением представляет собой унаследованную с поздней юры Нутесынскую область растяжения. Это холмисто-увалистое низкоегорье (отметки не более 950 м) с широко раскрытыми долинами рек Нутесын, Кульпольней и их притоков, заложеными вдоль дуговых раздвиговых зон. Отложения верхнего триаса слагают пологие (10 — 35°) складки, облекающие ядро КС. Терригенные (от алевролитов до конгломератов) с пластами лав и туфов базальтов отложения волжского яруса (900 м), нижнемеловые континентальные осадки нижнего — среднего альба (нутесынская свита, 450—500 м), вулканиты среднего и основного состава верхов альба (тытыльвеемская свита, 500 м) и вулканиты различного состава верхнего мела выполняют Нутесынскую впадину. Породы слабо дислоцированы, углы

падении 10—30°, вблизи разломов до 50—70° (последнее характерно только для доальбских отложений).

Нутесынская область к востоку переходит в обширную Иллирийскую область растяжения, охватывающую территорию от верховьев рек Ниж. Пувтувеем, Раучуа, Яракваам на севере до р. Прав. Пеньвельвеем на юге. Осевой части данной области соответствует кайнозойская впадина, заполненная рыхлыми осадками разного генезиса, с островными выходами полого (15—40°) залегающих пород триаса. К северу и к югу от молодой впадины расположены апт-альбские депрессии (соответственно Тытыльвеемская впадина и северная часть Верхне-Анадырского прогиба), сложенные вулканитами мощностью более 2,5 км. Интрузивные массивы горы Двух Цирков, Иллирийский, Пельвунтыкойненский площадью 100—300 км² каждый контролируются КЗР и поперечными к ней зонами растяжения. Строение их многофазное (монодиориты, гранодиориты, субщелочные и нормальные граниты, кварцевые диориты), контакты с вмещающими породами и между породами разных фаз резко извилистые (рваные). Широкие (до 2—2,5 км) эндоконтактные зоны и апикальные части насыщены ксенолитами до 1,5—2 м в поперечнике. Характерен большой объем гибридных пород. Правосторонними сдвигами вдоль КЗР блоки интрузий смещены на расстояние до 1 км. Среди раннемеловых эффузивов развиты силлы сиенит-порфиров, а южнее р. Мал. Анюй закартирован мощный силл гранит-порфиров поздней юры.

В западной части МАКС Тополевская область растяжения охватывает бассейны рек Ургувеем, Тэтэмвеем, Тополевки 1 и 2. Заложённая в поздней юре, она развивалась и в апт-альбе. Здесь, к югу от р. Мал. Анюй нами [9] выделен Ургувеемский планорий, характеризующийся пологим залеганием триасовых пород, в том числе и нижнего отдела, которые под углом 15—30° погружаются в направлении восточных румбов, а их простирание согласуется с простиранием здесь КЗР. Обрамляющие планорий с севера и с юга отложения верхнего триаса и юры дислоцированы более интенсивно (углы падения 50—70°). Плутонические массивы Крутой, Эломбал, Ступенчатый (габброиды, плагиограниты, тоналиты, адаметлиты, диориты) отличаются наличием извилистых пологих контактов и насыщенностью ксенолитами эндоконтактных зон. Среди субвулканов преобладает межпластовая форма залегания. В составе позднеюрского габбро-плагиогранитного комплекса выделена субфаза гибридных кварцевых диоритов.

В БАКС Алучинская область сжатия протянулась на 170 км от среднего течения р. Орловка на севере до р. Крестовая (притока р. Яблонь) на юге. На местности ей соответствует низко- и среднегорье с высотами 500—600 м к северу от р. Бол. Анюй и до 1400 м южнее. Горные гряды лишь в северной половине следуют простиранию КЗР. На юге речные долины, заложённые вдоль меловых линейных раздвиговых зон северо-восточной ориентировки, обусловили возникновение междуречий, дискордантных по отношению к КЗР.

Вдоль восточного фронта КЗР, в основном в виде тектонических покровов, представлены породы девона, карбона и триаса (Алучинское поднятие). Первые включают спилиты, кератофиры, базальты, андезиты, их туфы, вулканотерригенные и туфогенные песчаники и гравелиты (200—1200 м). В составе нория наряду с вулканотерригенными и терригенными породами (от аргиллитов до конгломератов) присутствуют известняки, лавы и туфы толентовых базальтов, спилитов, кератофиров, дацитов (200—500 м). На левом междуречье р. Агнаутала и правом междуречье р. Орловка закартированы триасовые вулканические постройки (В. П. Фомин, 1983 г.). В южной части области сжатия палеозой смят в узкие линейные складки с углами падения до 60°; на севере, в зоне перехода к области растяжения, структуры выполаживаются.

Вышележащие отложения датируются нижней и средней юрой (терригенные породы, в верхах — пласты пирокластитов кислого и среднего состава, 1300—1400 м), верхней юрой (вулканотерригенные и вулкано-

генные разного состава породы, до 4000 м) и нижним мелом (континентальная моласса Агнаутальской впадины, 400 м). Последние, приуроченные к дуговой зоне растяжения внутри области сжатия, слабо дислоцированы (углы падения 10—25°). Остальные толщи образуют узкие (не более 2 км) линейные складки с углами падения до 70°.

В Алучинской области сжатия КЗР контролирует протянувшуюся на 120 км полосу интрузий. В ее восточной части располагается Хивавчанский массив палеозойских плагиогранитов, в средней — Алучинский массив гипербазитов, западнее, в пределах линейной зоны растяжения — субвулканы (штоки, дайки, силлы) раннемеловых дацитов, андезитодацитов, гранитоидов. Вдоль западного фронта КЗР вытянулся Егдегкычский габбро-сиенитовый плутон (В. А. Игнатъев, А. И. Толокольников, 1963 г.). Породы первой фазы плутона (габброиды, пироксениты и др.) формировались в обстановке тектонического сжатия предаптского (позднеюрского?) времени. Они имеют стабильные состав, структуру и текстуру и крутые контакты с вмещающими породами. Вторая фаза интродуирования происходила в условиях растяжения апт-альба. Контакты сиенитов с вмещающими породами и с породами первой фазы пологие, извилистые, сопровождаются зоной контаминированных ксенолитами пород и гибридных разностей. В этой же части КЗР на междуречье Баимка-Егдегкыч в 1963 г. автор закартировал альбскую вулканическую постройку.

П. П. Лычагин [5] в составе Алучинского массива выделяет расчлененные тела дунит-гарцбургитовой, пироксенит-габбро-верлитовой и габброидной ассоциаций и «комплекс параллельных даек» (на рис. 1 это тело габброидов к северу от р. Бол. Анюй). «Слоистость» в южной части массива наклонена на северо-запад, в средней и северной — на северо-восток под углами 10—30°. Все породы имеют магматическое происхождение, причем породы первой ассоциации кристаллизовались на глубине более 50 км и их протрудирование вверх происходило в холодном состоянии. Контакты с вмещающими породами гипербазитов тектонические — по взбросам, сбросам, сдвигам, причем движение их вверх происходит и в современную эпоху. На левобережье р. Теленеут нами установлен пологий (25—30°) надвиг гипербазитов с севера на породы верхней юры. К северу от р. Бол. Анюй по данным геофизики предполагается чешуйчатый надвиг с востока на запад пород палеозоя на гипербазиты и последних — на породы триаса (В. П. Фомин, 1983 г.). Смещения по левосторонним сдвигам в пределах КЗР достигают 3,5 км. Северная и южная части Алучинской области сжатия в начале раннего мела трансформировались в раздвиговые области, и это нашло отражение в появлении в этих частях КЗР межпластовых тел сиенитодиоритовых порфиритов и сложноветвящихся контактов у раннемеловых интрузий.

На водоразделе рек Мал. и Бол. Анюй КЗР МАКС и БАКС пересекаются, а северо-восточная часть БАКС тектоническим напором с северо-востока деформирована; смещение блоков достигает 30 км. Приуроченная к этой части БАКС Лисьинская область сжатия имеет длину 150 км. Она включает Яракваамское поднятие с выходами пород палеозоя и верхнего триаса среди юрских и меловых отложений. Первые — это девонские вулканы кислого состава с прослоями алевролитов (300 м), вулканы основного состава нижнего карбона (300—400 м) и нижнепермские терригенные породы с прослоями пепловых туфов (780 м). Верхнетриасовые отложения состоят из терригенных (до конгломератов) пород с пластами ракушечников (500 м). Существенно терригенный состав имеют осадки нижней и средней юры (до 1200 м). К верхней юре относятся спилиты, базальты, диабазы, их туфы, терригенные разности, кремнистые породы (1300—1400 м). Толщи мелового возраста описаны выше в Южно-Анюйской области сжатия. Гетерогенный Громадненско-Вургувеемский массив площадью 600—650 км² включает породы палеозойской габбро-плагиогранитной формации, позднеюрские габбро, долериты, мелкие штоки гипербазитов. Цепочка штоков меловых гранитов, гранодиоритов и диоритов прослеживается вдоль южного ограничения области сжатия (горы

Медвежья, Вулканная, пик Советской Гвардии и др.). Контакты интрузий с вмещающими породами крутые, слабо извилистые. В. В. Егоров в 1987 г. в бассейнах рек Гремучая, Быстрянка и других правых притоков р. Бол. Анжуй закартировал Мегеренвеевский надвиг с чешуйчато-надвиговыми взаимоотношениями нижнемеловых и верхнеюрских отложений. Судя по космическим снимкам, надвиговый характер, вероятно, имеют контакты отложений палеозоя и мезозоя на междуречье Чимчемемель, Лисья и Ниж. Вургувеем к югу от р. Бол. Анжуй.

К северо-западному и юго-восточному секторам БАКС приурочены соответственно Гаргачанская и Айнахкургенская области растяжения. Их развитие началось в раннем мелу, первая наиболее активно развивалась в валанжине, вторая — в апт-альбе. Гаргачанская мульда, являющаяся центральной частью одноименной области растяжения, представляет собой сохранившийся *in situ* фрагмент более крупной раннемеловой впадины. Левосторонним сдвигом в течение готерива — апта вдоль КЗР БАКС восточный блок впадины был смещен к северу на расстояние от 20 до 50 км (ныне это Прорвинский и Бусучанский грабены и меловые породы к северу от р. Монни). Смещения устанавливаются по осадкам валанжина, нижней юры и триаса. Вдоль раздвиговых зон, поперечных по отношению к КЗР, заложены долины рек Орловская и Ангарка.

Айнахкургенская область растяжения охватывает территорию от рек Бургахчан и Вукваам на западе до р. Чимчемемель на востоке и от истоков рек Монни и Орловка на севере до рек Голая и Оконайто на юге. В рельефе это низкогорье, разделенное меридиональным хребтом Гыдан на две части. Наиболее опущенному участку отвечает Айнахкургенская впадина, сложенная слабо дислоцированными, в низах морскими (айнахкургенская свита верхов апта — низов альба), выше континентальными (чимчемемельская свита нижнего — среднего альба) грубыми осадками мощностью 4500 м. Выше — альбские вулканиты саламихинской и вилковской свит (2400 м) и вулканиты верхнего мела (1200 м). Вдоль раздвиговых разломов размещены плутонические и субвулканические тела (в основном межпластовые и дайки) ранне- и позднемеловых габброидов, гранитоидов, поля пропилитов, вулканокупольные структуры и структуры проседания и заложены долины рек Вукваам, Алучин, Бургахчан и др. В южной части данной области вдоль КЗР трассируются выходы апт-альбской молассы и вытянуты крупные (до 300 км²) многофазные интрузии Оконайтовская, Нижне-Яблонская и Пеледонская со сложными очертаниями контактов с породами вмещающими и разных фаз. Наблюдаются провисы кровли, эндоконтактовые зоны насыщены ксенолитами. Состав интрузий — габбро, гранодиориты, адамеллиты, граниты, гибридные породы.

В сартанскую стадию оледенения в зоне сочленения Айнахкургенской области растяжения и КЗР БАКС, а также в пределах дуговой зоны растяжения внутри КЗР БАКС происходили вулканические извержения вулканов Алучинской и Моннинской групп и влк. Билибина [1].

Приморская КС выделена в бассейнах рек Погынден, Китепвеем, Кейнгувеем. В нашем распоряжении имеются только предварительные итоги ее изучения. К восточной части ПКС приурочена Алярмаутская область сжатия с одноименным поднятием палеозойских пород среди отложений триаса. В северной части области автор описал Китеп-Гуйтенърывеевский надвиг, по которому палеозойские образования шарьированы с северо-востока на отложения триаса с амплитудой смещения до 25 км [2]. В 60 км к юго-востоку от него Г. Я. Белик в 1966 г. выделил Бельвинский взброс: породы нория взброшены с амплитудой не менее 800 м и надвинуты на юрские осадки. В южной части Алярмаутской области сжатия Г. И. Соловьев в 1981 г. закартировал Кикуквеевский взбросонадвиг отложений кепервеевской свиты нижнего триаса на породы нория; амплитуда надвига 20 км.

Фрагменты Сухарнинской области сжатия сохранились на левом междуречье р. Кейнгувеем, северная часть этой области скрыта водами моря.

Области растяжения фиксируются вулканитами тытыльвеемской свиты верхов альба, к этим областям приурочены Тымкивеемский, Филипповский, Сухаринский и другие массивы гранитоидов.

Обобщая данные по кольцевым макроструктурам, можно наметить признаки КС, которые позволяют оценить их генезис: приуроченность к КЗР КС магматических образований явно мантийного происхождения (гипербазитов, пород толеитовой серии, континентального базальтового вулканизма); вихревой рисунок ограничивающих КС разломов; закономерное сочетание областей и зон тектонического сжатия и растяжения. Отсюда следует: 1) кольцевые зоны разломов, а точнее сквозкоровые разломы, приуроченные к КЗР, ограничивают осколки литосферных плит (граница Мохо, по данным С. Ф. Рыжкова, проходит на глубинах 28—42 км); 2) кольцевая, точнее цилиндрическая форма приобретена осколками при их вращении.

С пионерных работ Ли Сыгуана [4] проблемой структур вращения занимались многие исследователи и в настоящее время доказана возможность их формирования в зонах сдвигов [8], в том числе при коллизии плит [3].

Плитная тектоника предполагает взаимодействия Евразийской и Северо-Американской плит (ЕАП и САП) на Северо-Востоке Азии, причем некоторые исследователи границу между ЕАП и САП прослеживают в пределах Западной Чукотки [7]. Интеграция имеющихся материалов по межплитной границе и изложенных нами данных приводит к выводу о том, что описанные КС трансформируют зону скользящего (сдвигового) столкновения ЕАП и САП: здесь происходит торошение краев плит и разворот их осколков вплоть до приобретения ими цилиндрической формы, а в осадочном чехле — появления КС. С известными допущениями можно считать, что в этой зоне, ширина которой может составлять сотни и тысячи километров, формируются образования, сходные с меланжем надвиговых зон, — плитный меланж (плито-меланж). В этом плито-меланже осколки плит не обязательно имеют форму цилиндров, а их размеры могут быть самыми разными.

Вслед за Б. А. Натальным [7] мы рассматриваем Чукотский мегаблок в качестве элемента САП, который в предранне триасовую эпоху отделялся от Восточно-Сибирского мегаблока ЕАП бассейном океанического типа. В конце перми — начале триаса вследствие скользящего столкновения плит край САП полигональной сетью расколов дробится на блоки и вдоль расколов формируются щелевые [6] континентальные рифтовые грабены, заполняющиеся водой замкнувшегося бассейна. Накопление осадков в грабенах происходит в условиях сильно пенеэпленезированного, возможно, пустынного рельефа за счет эолового и речного переноса тонкого материала. Вдоль расколов образуются узкие выступы астеносферы и в земную кору внедряется толеитовая магма, обусловившая метаморфизм осадков нижнего триаса и, в особенности, пород палеозойского фундамента. Внутри последних сформировались крупные пластины пород дунит-гарбургитовой ассоциации. В среднем триасе начинается опускание пририфтовых частей низменности. Осадконакопление не заходило пока южнее линии, соединяющей устья рек Нутесын, Тэтэмвеем, Потынден. В карнии рифты расширяются и трансгрессия моря вдоль них доходит до Яракваамского поднятия. В норийском веке происходит резкое возрастание скорости трансгрессии, активизация взаимодействия ЕАП и САП, вращение осколков плит, подъем магмы на стыках осколков и излияние базальтов в бассейне р. Бол. Анюй. К концу нория суммарная амплитуда опускания земной коры за триасовый период к северу от р. Мал. Анюй составила 3,5—4 км, в бассейне р. Бол. Анюй не более 500—700 м.

В нижней юре почти вся территория становится сушей и лишь на юго-западе МАКС и на северо-западе БАКС в областях растяжения сохранились заливы. В средней юре происходит расширение бассейна и появляются первые признаки вулканизма как следствие начала тектониче-

ских подвижек, вращения осколков и появления расколов. В верхней юре подвижки активизируются, происходит быстрое движение вверх дунит-гардбургитовой пластины и новой порции ультраосновной магмы и выплавка из нее, возникают новые области растяжения (и морские бассейны) к северу от МАКС, расширяются старые бассейны, резко активизируется вулканизм. ПКС в течение ранней и средней юры оставалась сушей, в верхней юре возникает морской залив на ее северо-западе.

В берриасе начинают формироваться область растяжения и морской бассейн в юго-восточной части БАКС и на юге МАКС. В валанжине расширяется Айнахургенская область растяжения, возникают новые области растяжения (Гаргачанская на северо-западе БАКС и на юго-западе ПКС), занятые морем. В готериве ПКС и почти вся МАКС, исключая ее южную часть, становятся сушей, Айнахургенская область сужается. Вследствие вращения БАКС происходит срыв восточной части Гаргачанской впадины и сдвиг блока к северо-востоку; процесс этот продолжается и в бареме. Следствием вращения МАКС и БАКС является втягивание осадков, накопившихся в областях растяжения, в области сжатия. Более интенсивно это происходило в апте, и тогда же значительно расширилась Айнахургенская область, где до середины альбского века, как и в Нутесынской области, существовали морские условия, а затем началось обмеление моря, завершившееся осушением территории.

Подвижки аптского века сопровождалась подновлением старых и рождением новых расколов, что спровоцировало мощный вулканизм и плутонический магматизм, преимущественно в зонах перехода от областей сжатия к областям растяжения. К позднему меду вулканические центры сохранились исключительно в пределах КЗР. Последняя вспышка вулканизма, в определенной степени унаследованная от позднемелового, проявилась в начальную фазу сартанского оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Игнатьев В. А.* Новые данные об Анюйской группе вулканов (Западная Чукотка) // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 118—121.
2. *Игнатьев В. А.* Осадочный меланж и тектоника Китепвеемского каньона // Тектоника и минерогения СевероВостока СССР: Тез. докл. школы-семинара.— Магадан, 1990.— С. 91—92.
3. *Кац Я. Г., Козлов В. В., Полегаев А. И.* Ротационные структуры литосферы // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1990.— № 7.— С. 36—42.
4. *Ли Сыгуан.* Вихревые структуры Северо-Запада Китая.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.
5. *Лычагин П. П.* Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 5.— С. 33—41.
6. *Мирлин Е. Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез.— М.: Недра, 1985.
7. *Наталийн Б. А.* Раннемезозойские эвгеосинклиналильные системы северной части Тихоокеанского обрамления.— М.: Наука, 1984.
8. *Пржияляговский Е. С., Басанин А. К.* О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1989.— № 6.— С. 12—20.
9. *Сизых В. И., Игнатьев В. А., Школьный Л. Д. и др.* Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Кн. 1.— Магадан: Кн: изд-во, 1977.— С. 29—34.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕОМОЛОНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Изучены метаморфические породы Верхнеомолонского поднятия Омолонского массива. Установлено, что эти породы, слагающие Ауланджинскую, Закоронную и Коаргычанскую полосы, представляют собой единый «омолонский» метаморфический комплекс. Литология и постметаморфическая история отдельных метаморфических полос и блоков различна. По условиям метаморфизма метаморфические породы Верхнеомолонского поднятия являются аналогом гранулитовых комплексов юга Алданского щита и зверевского комплекса Восточной Сибири.

1. История изученности метаморфических образований и постановка некоторых проблем. Выходы метаморфических пород Омолонского массива образуют ряд выступов блоков или поднятий, известных под названиями Рассоипинского, Хебикенджинского, Абкитского, Молонджинского, Кедонского и Верхнеомолонского [14]. В пределах Верхнеомолонского поднятия метаморфические породы образуют четыре изолированные полосы субмеридионального простирания, именуемые вслед за А. П. Шпетным [8] — Ауланджинской, Закоронной, Коаргычанской, Ольдянинской, и ряд мелких блоков (Дикий, Ледяной). В настоящее время на геологическое строение кристаллических толщ Омолонского массива имеется несколько точек зрения. Краткое содержание наиболее обоснованных фактическим материалом сводится к следующему.

В «Решениях 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР» [12] метаморфические толщи Омолонского массива, для которых получены радиохронологические даты в 3,7—4,8 млрд лет, объединены в ауланджинскую серию и сопоставляются со зверевским комплексом Становой области. Метаморфические образования Хебикенджинского поднятия в бассейне р. Коркодон выделены в верхнеархейскую хебикенджинскую серию.

По Ю. Д. Недосекину [5], метаморфические образования архейского фундамента Омолонского массива разделяются на две серии: ауланджинскую и коркодонскую.

Ауланджинская серия состоит из двух толщ — нижней и верхней. Нижняя толща преимущественно основного состава, а верхняя представлена, главным образом, глиноземистыми гнейсами при ограниченной роли основных пород.

Коркодонская серия залегает стратиграфически выше верхней толщи ауланджинской серии и резко отличается от последней литологическим составом. В коркодонской серии развиты, главным образом, безгранатовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, мономинеральные и слюдястые кварциты. Коркодонская серия разделяется, как и ауланджинская, на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща (кварциты, амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы) вскрывается в бассейне р. Коркодон и в Ауланджинской и Коаргычанской полосах. Верхняя толща, состоящая из амфиболовых гнейсов и амфиболитов, слагает основные площади Коаргычанского и Ольдянинского выходов. Г. А. Гринберг с соавторами [5] полагают, что по условиям метаморфизма и литологическому составу архейские толщи Омолонского массива несопоставимы с породами архейских гранулитовых комплексов Алданского щита, Анабарского и Охотского массивов.

В. М. Шевченко [5] докембрийские метаморфические породы Омолонского массива объединяет в один омолон-коркодонский метаморфический комплекс и сопоставляет его с верхней частью разреза зверевского комплекса.

Б. С. Левин [8] среди метаморфических образований Омолонского массива выделяет две ассоциации, монотонную и контрастную. Контрастная состоит из двух серий — золотогорской и приискательской. Стратотипом для контрастной ассоциации является Ауланджинский выступ. Монотонная ассоциация выделяется в крутовскую, самую верхнюю серию. Она, по Б. С. Левину, протягивается через весь Омолонский массив и срезает своими меридиональными простираниями структуры контрастной ассоциации. Золотогорская серия состоит из двух толщ. Нижняя сложена, главным образом, двупироксеновыми и гиперстеновыми сланцами, гипербазиитами, эклогитоподобными породами. В верхней толще породы основного состава редки, а распространены преимущественно гранатопегматиты и плагиогнейсы. Приискательская серия состоит из трех толщ: нижней — контрастной (кварциты, амфиболиты, амфиболовые гнейсы), средней (амфиболовые гнейсы) и верхней (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы). Крутовская серия представлена амфиболитами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, актинолит-хлоритовыми, амфибол-эпидотовыми сланцами. По Б. С. Левину [8], все три выделенные серии разновозрастны: золотогорская серия датируется нижним археем, приискательская — верхним археем, а крутовская — нижним протерозоем.

И. Л. Жуланова [6] в составе ауланджинского комплекса выделяет нижнюю, контрастную по составу анманджинскую серию и верхнюю, мезократовую — синереченскую серию.

Е. В. Бибилова [4] провела U — Pb и Sm — Nd-изотопное датирование плагиогнейсов Ауланджинской полосы. По U — Pb-датированию Е. В. Бибилова выделяет три возрастных метки. Максимальное значение возраста — 3,4 млрд лет — Е. В. Бибилова принимает за возраст магматогенного образования тоналитов — протолитов плагиогнейсов. Возраст сухого гранулитового метаморфизма отвечает второй цифре — 2,76 млрд лет. Наконец, третий возрастной рубеж — 1,95 млрд лет — датирует время гранитизации метапород в условиях гранулитовой фации.

И. Л. Жуланова с соавторами [6] выполнила большой объем геохронологических исследований Rb — Sr-изохронным методом наиболее крупных выступов докембрия Омолон-Тайгоносского района. Для пород ауланджинского комплекса Rb — Sr-метод по И. Л. Жулановой дает оценку в 1,67 млрд лет.

Таким образом, несмотря на длительную историю изучения древнейших пород Омолонского массива, основные моменты их геологического строения остаются неясными. В частности, остродискуссионными остаются вопросы о наличии послераннеархейских метаморфических комплексов в составе дорифейского фундамента Омолонского массива, условиях их метаморфизма и возможности сопоставления Омолонского архея с алданским, анабарским или охотским археем.

2. Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Верхнеомолонского поднятия. Среди метаморфических пород наблюдались биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, амфиболиты, амфибол-пироксеновые и пироксеновые кристаллосланцы, кальцифиры, эклогитоподобные породы, кварциты, эндербиты и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы. Структуры пород гранобластовые, гранолепидобластовые, пойкилобластовые. Цвет пород — серый, темно-серый, зеленый, зеленовато-серый. Текстуры пород от тонкопараллельно-полосчатых до массивных.

Высокоглиноземистые гнейсы (с гранатом, силлиманитом и кордиеритом) развиты в Ауланджинской полосе. Кордиерит в них наблюдался только как реакционный минерал — в виде тонких кайм вокруг силлиманита или граната. Гранат-биотитовые, биотит-гранатопегматитовые гнейсы и мигматиты развиты в Ауланджинском и Закоронном выходах. Это обычно светло-серые неравномерно-зернистые породы, кристаллы граната в них могут достигать 2—4 см. Биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы присутствуют во всех докембрийских блоках, кроме блока Дикий. Свообразие блока Дикий заключается в том, что он сложен нестратифи-

цированными амфибол-двопироксеновыми кристаллосланцами и эндробитами, бывшими до метаморфизма, вероятно, магматическими породами.

Эклогитоподобные кристаллические сланцы с минеральным парагенезисом $Grt + Orx + Crx + Pl + Hb + Ilm$ развиты в бассейне р. Бол. Ауланджа и в Закоронном выходе. Сланцеватость в этих породах отсутствует или плохо выражена. Возле граната обычно наблюдаются гиперстен-плагноклазовые симплектитовые каймы, отделяющие гранат от амфибола и клинопироксена.

Среди кварцитов выделяются несколько разновидностей: мономинеральные, биотит-гранатовые, гранатовые, амфибол-магнетитовые и магнетитовые.

Кальцифиры встречаются в Закоронном блоке. Они картируются в виде хорошо выраженных прослоев небольшой мощности (1—5 м). Слоистость этих пород подчеркивается выветриванием: слои, обогащенные оливином и диопсидом, разрушаются меньше по сравнению с кальцитовыми прослоями. Это придает кальцифирам своеобразную ребристую, бугорчатую текстуру. Отмечаются форстеритовые, форстерит-диопсидовые, форстерит-пшинелевые разновидности кальцифиров.

Амфиболиты и амфибол-пироксеновые кристаллосланцы встречаются во всех докембрийских блоках. Это черные, зеленовато-черные, слабосланцеватые породы. Амфибол в этих породах часто развивается с замещением клинопироксена.

Метаморфические породы, как правило, сильно диафторированы. Диафторез выражен в актинолитизации, хлоритизации, эпидотизации темноцветных минералов, серицитизации плагноклаза. Обычный минеральный парагенезис, развивающийся вследствие диафтореза — $Act + Chl + Ep + Mt$, к которым присоединяются вторичный биотит и сфен. Насколько можно судить, диафторез не связан с новым низкотемпературным этапом метаморфизма, а обусловлен гидротермальной деятельностью в период становления фанерозойских вулканитов. Доказательством этого служит резко различная степень диафторного преобразования Ауланджинского и Закоронного блоков. Ауланджинские породы в большинстве своем свежие или слабодиафторированные. Породы Закоронной полосы сильно диафторированные. Во многих образцах от граната остаются только черно-бурые округлые хлоритовые псевдоморфозы, а пироксены и высокотемпературный амфибол нацело замещены актинолитом и хлоритом. По плагноклазу обычно развит серицит, но альбитизация его не наблюдается. При взгляде на геологическую карту очевидно, что Закоронный блок, в отличие от Ауланджинского, чрезвычайно насыщен разнообразными дайками основного, среднего и кислого состава, служившими, видимо, подводящими каналами в период формирования эффузивных покровов. Интенсивная гидротермальная деятельность этого этапа и послужила, вероятно, причиной сильного диафтореза метамород Закоронного блока. Другим критерием при выяснении причины диафтореза метаморфических пород может служить, видимо, отсутствие вторичного альбита в диафторитах. Низкотемпературный метаморфизм первых этапов развития совершается посредством натровых флюидов [9], что должно было выразиться в альбитизации плагноклаза омолонских гнейсов. Существенно водный состав диафторических флюидов легче объяснить происхождением их в связи с формированием вулканогенных пород.

При анализе минеральных ассоциаций омолонских метамород очевиден различный литологический состав Ауланджинской, Закоронной и Коаргычанской полос и мелких блоков. Это объясняется тем, что в указанных полосах и блоках на поверхности обнажаются разные части метаморфического разреза, что безусловно затрудняет сопоставление метаморфических толщ между собой. Вероятно, это обстоятельство служит главной причиной разногласия мнений по поводу природы омолонского комплекса. Дополнительная трудность расшифровки генезиса омолонских метамород создается различной степенью диафтореза, проявленного в разных блоках.

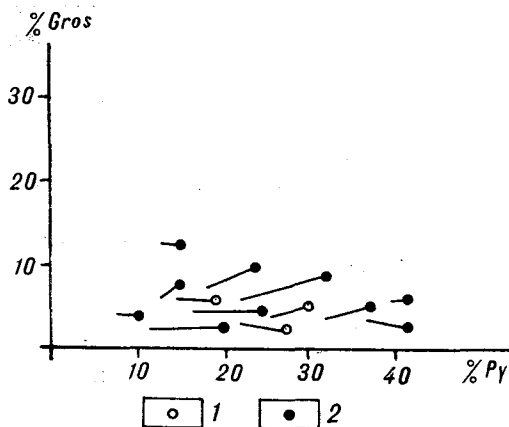


Рис. 1. Соотношение пирона (Py) и гросуляра (Gross) в зональных гранатах из метapelитовых гнейсов омолоного (1) и охотского (2) комплексов. Точки и концы векторов — составы центров и краевых зон кристаллов, соответственно.

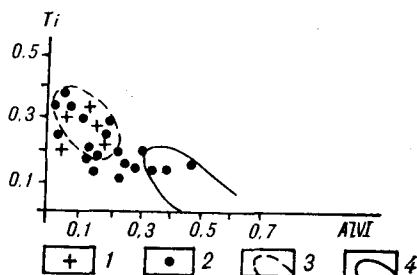


Рис. 2. Соотношение $Ti - AlVI$ в форм. ед. в биотитах омолоного (1) и охотского (2) комплексов; 3, 4 — поля составов биотитов из пород гранулитовой (3) и амфиболитовой (4) фаций [18] (3 — из комплексов с температурой образования 700—900 °C; 4 — из комплексов с температурой образования 540—650 °C).

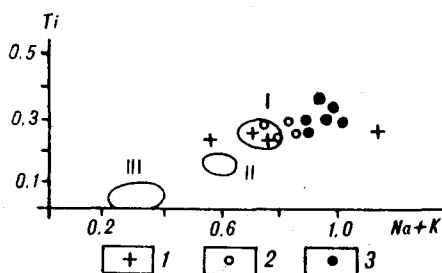


Рис. 3. Соотношение $(Na + K)$ и Ti (в форм. ед.) в роговых обманках из метабазитов омолоного (1), охотского (2) и чогарского (3) комплексов.

I — III — доверительные эллипсы содержания Ti и $(Na + K)$ в кальциевых амфиболах из гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и зеленосланцевой (III) фаций по Е. Костюк [7].

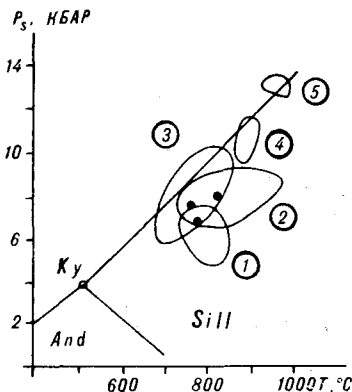


Рис. 4. $P - T$ -условия метаморфизма гранулитовых комплексов.

Контурь 1—5 — метаморфические комплексы [1]: 1 — охотский, 2 — сутаамский, 3 — юг Индии, 4, 5 — метагаббро Чогарского блока; залитые точки — омолоный комплекс.

Химические составы типичных литологических разностей метapород (из группы бедных CaO гнейсов) на основе петрохимических диаграмм реконструкции исходного состава М. А. Мишкина [11] соответствуют грауваккам и монтмориллонитовым глинам. По Г. А. Гринбергу и др. [5], бедные кальцием метapороды омолоного массива до метаморфизма были глинистыми сланцами, плаггиолипаритами и плаггиодацитами. Типичные химические составы метабазитов по диаграммам реконструкции первичного состава М. А. Мишкина отвечают метабазитам. Этот же вывод следует из рассмотрения данных составов на диаграмме Б. Муэна и Х. Рона [5]. На AFM-диаграммах [15] метабазиты сходны с подобными породами Тайгоносского массива, Канадского и Алданского щитов и до мета-

морфизма являлись, вероятно, кварцевыми толеитами и оливиновыми толеитами.

Таким образом, петрохимические особенности пород указывают на различную природу их исходного состава — магматическую (вулканогенную) и осадочную.

3. Некоторые особенности состава минералов. Составы гранатов, биотитов, роговых обманок омолонок пород в общем близки составам этих минералов из высокотемпературных комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Кристаллы гранатов обладают, как правило, регрессивной зональностью, что выражается в повышении железистости и марганцовистости от центра зерна к его краю (рис. 1) или от центра зерна к контакту его с кристаллами биотита, амфибола или пироксенов (табл. 1). Такая регрессивная зональность гранатов типична для гранатов из гранулитовых, высокотемпературных комплексов [1].

Биотиты по содержанию титана и шестерного глинозема, а амфиболы по содержанию титана и суммы щелочей из омолонок кристаллосланцев и гнейсов попадают на диаграммах (рис. 2, 3) в поля составов минералов, образованных в условиях высокотемпературной гранулитовой фации.

Из других минералогических особенностей можно отметить отсутствие равновесного кордиерита в омолонках породах и крайне ограниченное развитие высокотемпературного биотита в метапелитовых, недиффторированных гнейсах. Как показано ниже, это объясняется сухими условиями метаморфизма омолонок пород при довольно высоких температурах.

4. Условия метаморфизма. В анализе условий образования высокотемпературных метаморфических пород широкую популярность в настоящее время приобрел гранат-биотитовый, гранат-амфиболовый, гранат-ортопироксеновый, двупироксеновый, кальцит-доломитовый геотермометры и гранат-силлиманит-плаггиоклазовый, гранат-пироксен-плаггиоклазовый, гранат-ортопироксеновый, гранат-кордиерит-силлиманитовый геобарометры. Обзор и вывод многих геобаротермометрических уравнений проводится в ряде работ [1, 2, 13, 14].

В табл. 2 показаны оценки температур омолонок метаморфизма по двупироксеновому термометру В. И. Фонарева и А. А. Графчикова [12], гранат-клинопироксеновому термометру Д. Эллиса и Д. Грина [17] и гранат-ортопироксеновому термометру Л. Я. Арановича [2, 3]. Следует подчеркнуть, что двупироксеновый термометр В. И. Фонарева и А. А. Графчикова [13] дает значительно более низкие температуры двупироксенового равновесия, сравнительно, например, с ранее предложенными [20, 21].

С другой стороны, установлено [1], что $Cr - Vi$ -термометр в условиях гранулитовой фации метаморфизма принципиально не может дать верных температурных оценок максимума метаморфизма, в силу большей чувствительности $Fe - Mg$ -распределения между Cr и Vi к регрессивным стадиям метаморфизма. Поэтому термометрия $Cr - Vi$ -равновесия нами не производилась.

Как видно из табл. 2, температура омолонок метаморфизма по двупироксеновому термометру составляет $720-770^{\circ}C$, по гранат-клинопироксеновому термометру — $740-870^{\circ}C$, а по гранат-ортопироксеновому — $780^{\circ}C$. Это типичные температуры метаморфизма гранулитовой фации.

Оценки литостатического давления производились по гранат-силлиманит-плаггиоклазовому, гранат-клинопироксен-плаггиоклазовому и гранат-ортопироксеновому барометрам [1, 18]. Температура для оценки P_s в ассоциации $Cr - Sill - Pl$ была принята $800^{\circ}C$ — средняя величина температуры по гранат-клинопироксеновому термометру. Оценки литостатического давления составляют при соответствующих температурах $7,5-6,0$ кбар (см. табл. 2). Важно подчеркнуть, что метаморфические породы бассейнов рек Ауланджи, Кордон и Закоронного выступа метаморфизованы в условиях примерно одинакового литостатического давления ($P_s = = 7$ кбар). Парциальное давление воды во флюиде можно оценить по

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов

Компонент	A-615					A-608				
	Минерал									
	Hb	Gr _c	Gr _r	Pl	Срх	Gr _c	Gr _r	Pl	Pl	Срх
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,90	39,99	40,10	51,01	49,44	38,44	38,31	53,71	52,83	50,75
TiO ₂	2,43	0,01	0,01	0,01	0,41	0,01	—	0,01	0,01	0,23
Al ₂ O ₃	12,47	22,32	22,48	30,80	5,47	22,66	22,77	26,17	27,14	2,51
FeO	15,85	22,43	23,47	—	9,34	26,39	26,50	0,35	—	11,67
MnO	0,14	1,65	1,99	—	0,42	1,34	1,91	—	—	0,32
MgO	9,90	7,73	8,34	—	11,54	4,81	5,45	—	—	12,58
CaO	11,57	6,76	6,25	14,81	21,55	7,24	6,64	10,77	12,00	20,92
Na ₂ O	1,67	—	—	3,24	0,74	—	—	5,27	4,81	0,56
K ₂ O	1,18	—	—	0,11	—	—	—	—	0,03	—
Сумма	96,11	101,88	102,64	99,98	99,18	100,88	101,60	96,29	96,83	99,54
Si	6,256	3,015	3,001	2,325	1,868	2,975	2,950	2,518	2,469	1,927
Al	2,247	1,983	1,983	1,654	0,255	2,067	2,066	1,446	1,495	0,112
Fe	2,027	1,477	1,468	—	0,295	1,708	1,706	0,014	—	0,371
Mn	0,018	0,104	0,124	—	0,013	0,087	0,123	—	—	0,010
Mg	2,255	0,868	0,930	—	0,649	0,554	0,625	—	—	0,712
Ti	0,280	—	—	—	0,012	—	—	—	—	0,006
Ca	1,895	0,546	0,501	0,723	0,872	0,600	0,547	0,541	0,600	0,851
Na	0,495	—	—	0,286	0,054	—	—	0,479	0,436	0,041
K	0,231	—	—	0,007	—	—	—	—	0,002	—

Примечание. Обр. A-615 — Gr + Срх + Hb + Pl = Орх + Q + Plm + Mt; обр. + Sill + Pl + Bi; Ауланджинская полоса; обр. A-622-1 — Срх + Орх + Pl + Q + Hb + G,

парагенезису Cr + Sill + Bi + Kfs + Pl + Q, образец 1755/2. Для минимального соотношения $Phl + 3/2An + 3/2Q = 1/2Gros + Py + Kfs + H_2O$ имеется соответствующее термодинамическое уравнение [1]: $23261 - 21,7T - 1,21P_s + RT \ln f_{H_2O} + RT \ln f_{K_s}$, где K_s — константа равновесия, при-

Т а б л и ц а 2

P — T-параметры метаморфизма

Образец	T, °C			P, бар		
	I	II	III	IV	V	VI
1. A-622-1	738	—	—	—	—	—
2. A-615	—	870	—	7411	—	—
3. A-608	—	742	—	7582	—	—
4. 3666-2 *	—	800	—	—	6000	—
5. 1755-2 *	—	800	—	—	6700	—
6. 185/4-H-77	—	—	777	—	—	7000
7. 156/7	720	—	—	—	—	—
8. 166/3	771	—	—	—	—	—
9. 142/1	755	—	—	—	—	—
10. 185/4	721	—	—	—	—	—

Примечание. I — Орх—Срх термометр [13]; II — Gr—Срх-термометр [17]; III — Gr—Орх-термометр [13]; IV — Gr—Срх—Pl-барометр [11]; V — Gr—Sill—Pl-барометр [11]; VI — Gr—Орх-барометр [18]; 1 — двуокисносерпентинитовый кристаллосланец, Дикий блок; 2, 3 — эклогитоподобный сланец, Загоронная полоса; 4, 5 — гранат-силлиманитовый гнейс, басс. р. Ауланджи; 6 — эклогитоподобная порода, басс. р. Коркодон; 7, 8 — эклогитоподобная порода, басс. р. Ауланджи; 9 — гранатосодержащий кристаллосланец, Загоронная полоса; 10 — эклогитоподобная порода, басс. р. Коркодон. Образец 6—10 из работы [5]; * — температура в образцах принята средней из показаний Gr—Срх-термометра и равной 800 °C.

в кристаллосланцах и гнейсах омолонского комплекса

А-622-1			3666/2			1755/2			
Минерал									
Орх	Срх	Pl	Gr	Gr _c	Gr _r	Pl	Gr	Pl	Bi
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
52,23	51,20	61,03	38,95	38,99	39,04	62,40	38,02	62,65	36,73
0,10	0,29	0,03	0,10	0,04	—	0,01	—	0,01	4,92
0,73	2,64	24,60	22,00	21,95	22,22	24,19	22,39	24,40	16,67
28,02	11,79	0,04	31,22	29,83	32,66	0,08	30,06	0,11	17,16
0,61	0,37	—	0,75	0,80	0,92	—	0,74	—	—
19,33	12,14	—	7,33	8,55	5,78	—	7,59	—	11,24
0,60	21,36	6,48	1,18	1,00	1,06	5,12	1,29	5,47	—
0,05	0,60	8,22	0,03	0,03	0,03	8,18	—	8,14	0,1
—	0,03	0,23	0,01	—	—	0,44	0,02	0,17	10,67
101,68	100,44	100,65	101,58	101,21	101,73	100,43	100,11	100,95	97,50
1,967	1,929	2,702	2,998	2,993	3,018	2,753	3,0	2,748	2,724
0,032	0,117	1,284	1,996	1,986	2,024	1,258	2,029	1,261	1,457
0,882	0,371	0,002	2,009	1,915	2,111	0,003	1,932	0,004	1,064
0,019	0,012	—	0,048	0,052	0,059	—	0,047	—	—
1,084	0,682	—	0,841	0,978	0,666	—	0,869	—	1,242
0,003	0,008	0,001	0,006	0,003	—	—	—	—	0,274
0,024	0,862	0,307	0,098	0,083	0,088	0,242	0,106	0,257	—
0,004	0,044	0,705	0,004	0,005	0,005	0,699	—	0,692	0,014
—	0,001	0,013	0,001	—	—	0,024	0,002	0,009	1,009

А-608 — Gr + Срх + Нб + Pl + Орх + Q + Ilm; Заколонный блок; обр. 3666/2; 1755/2 — Gr + блок Дикий. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН, оператор О. В. Авченко.

чем $K_s + (a_{Gros})^{1/2} \cdot a_{Gr} \cdot a_{Kfs}/a_{Phl} \cdot (a_{An})^{3/2}$, T — температура, K , P_s — давление в барах, а $R = 1,987$ кал/к · моль. Активности минералов находятся по соответствующим уравнениям при данных P_s , T [1, 2]. Величина f_{H_2O} в условиях $P = 6,7$ кбар и $T = 800^\circ C$ при соответствующих активностях минералов в обр. 1755/2 равна 2900 бар. Величину фугитивности воды можно пересчитать на парциальное давление воды, если принять идеальное смешение компонентов флюида: $P_i = f_i/\gamma_0^i$, где P_i — парциальное давление, γ_0^i — коэффициент фугитивности компонента. Этот коэффициент при условии равенства флюидного давления литостатическому принимает значение при данных P , T (округленно) 1,093 [10]. Поэтому $P_{H_2O} = 2653$ бар или давление воды составляет 0,4 общего давления флюида, что в общем является обычным для гранулитовой фации. На самом деле, давление воды, вероятно, меньше 2653 бар, поскольку активность флогопита в биотите рассчитывалась без учета фтора.

Как видно на диаграмме (рис. 4), условия метаморфизма омолонского комплекса близки по P — T -параметрам гранулитам Индийского щита, юга Алданского щита и Охотского массива.

Заключение. Петрологический анализ метаморфических пород, слагающих Ауланджинскую, Заколонную и Коаргычанскую полосы и ряд мелких блоков в бассейне р. Омолон, показал, что эти породы представляют собой, скорее всего, один «омолонский» метаморфический комплекс. Главный этап метаморфизма совершался в условиях гранулитовой фации при температурах 740—870 °С и литостатическом давлении 7,5—6,0 кбар. Парциальное давление воды составляло 0,4 общего давления флюида.

В состав комплекса входили осадочные и вулканогенные породы. Литология отдельных блоков метаморфических пород различна и разрезы разных блоков несопоставимы между собой.

Постметаморфическая история метаморфических полос и блоков различна. Это обстоятельство выражается в разной степени диафтореза изолированных блоков и зон внутри некоторых блоков, что осложняет сопоставление метаморфических пород между собой. По условиям метаморфизма и литологии пород оломонский метаморфический комплекс является, видимо, аналогом гранулитовых комплексов юга Алданского щита и зверевского комплекса Восточной Сибири, метаморфизованных в условиях саумской фации.

Данная статья является результатом изучения образцов метаморфических пород, отобранных в пределах Верхнеомолонского поднятия. Часть этих образцов была любезно передана авторам статьи Т. Б. Русаковой, старшим геологом геолого-съёмочной партии Северо-Эвенской экспедиции. Проведение маршрутов на Оломонском массиве авторами статьи не было бы возможным без активного содействия начальника экспедиции В. П. Карчавец и начальника геолого-съёмочной партии Л. Д. Школьного. Авторы статьи искренне благодарны всем им.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии.— М.: Наука, 1990.
2. Аранович Л. Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов.— М.: Наука, 1989.
3. Аранович Л. Я., Подлесский К. К., Косьякова Н. А. Термодинамика гранат-кордиерит-ортопироксеновых равновесий // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 291, № 4.— С. 945—949.
4. Бибикина Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов.— М.: Наука, 1989.
5. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Базарев А. Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Оломонского массива.— М.: Наука, 1981.
6. Жуланова И. Л. Земная кора северо-востока Азии в докембрии и фанерозое.— М.: Наука, 1990.
7. Костюк Е. А. Статистический анализ и петрогенетические типы амфиболов метаморфических пород.— М.: Наука, 1970.
8. Левин Б. С. Геологическое строение кристаллического фундамента Оломонского массива: Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1989.
9. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.
10. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса.— Киев: Наук. думка, 1978.
11. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1981.
12. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР.— Магадан, 1974.
13. Фонарев В. И., Графчиков А. А. Двупироксеновая геотермометрия: (Критический анализ) // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14.— М.: Наука, 1987.— С. 118—136.
14. Фонарев В. И., Графчиков А. А., Конюков А. П. Система согласованных минералогических термометров для метаморфических комплексов // Физико-химический анализ процессов минералообразования.— М.: Наука, 1989.— С. 96—126.
15. Шевченко В. М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Оломонского массива: Автореф. канд. дис.— Магадан, 1983.
16. Шпетный А. П. Колымский, Оломонский и Охотский остаточный массивы // Геологическое строение СССР. Т. 3: Магматизм.— М.: Недра, 1968.— С. 533—546.
17. Ellis D., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe—Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol.— 1979.— V. 71, N 1.— P. 13—22.
18. Harley S. L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ and CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ // Journ. Petrol.— 1984.— V. 25, p. 3.— P. 663—696.
19. Schreurs J. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, South-west Finland // Lithos.— 1985.— V. 18.— P. 69—80.

20. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. and Petrol.— 1977.— V. 62.— P. 129—139.
21. Wood B. S., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Ibid.— 1973.— V. 42.— P. 109—124.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
20 апреля 1992 г.

УДК 549.5 : 552.333(235.34)

А. И. Христенко

АКЦЕССОРНЫЕ ШПИНЕЛИДЫ ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ В КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ СТАНОВОЙ СИСТЕМЫ (оз. ТОКИ) И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Приведены результаты изучения акцессорных шпинелидов (21 микронзондовый анализ) из кайнозойских щелочных базальтоидов Токинского Становика и их ксенолитов. Хромшпинели из лерцолитовых ксенолитов разделяются на две подгруппы: из недеплетированных и деплетированных лерцолитов. Первые характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 (54,45 %), MgO (20,84 %) при $Cr_2O_3 = 10,95$ %, тогда как вторые имеют более высокие значения Cr_2O_3 (34,07 %) при более низких — Al_2O_3 (33,95 %) и MgO (16,50 %). Повышенная хромистость минералов обусловлена локально проявленными процессами мантийного метасоматоза и частичного плавления. По химическому составу эти хромшпинели близки к шпинелидам из гарцбургитов и лерцолитов Атлантического и Индийского океанов, а также шпинелидам из ксенолитов шпинелидсодержащих лерцолитов в кимберлитах Якутии, где интенсивность указанных выше процессов в верхней мантии, вероятно, была аналогична. В изученных шпинелидах обнаружены включения (16 микронзондовых анализов) оливинна, клинопироксена и ортопироксена. Минералы-включения в шпинелидах из лерцолитовых ксенолитов отличаются от усредненного состава породообразующих минералов тех же ксенолитов повышенными содержаниями Cr_2O_3 , FeO (для клинопироксенов к тому же и TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O) и пониженными — SiO_2 , MgO , CaO . Характер изменения состава включений клинопироксена в алюмошпинелях из верлит-пироксенитовых ксенолитов несколько отличен: повышенное содержание TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и пониженное — SiO_2 , MgO , Na_2O , Cr_2O_3 . Особенности изменения химического состава минералов-включений и *PT*-условия их образования в сравнении с породообразующими минералами ксенолитов можно рассматривать как одно из доказательств твердофазных превращений в мантии, важную роль в которых играют диффузионные процессы.

Глубинные ксенолиты в кимберлитах, лампроитах, щелочных базальтоидах дают важную информацию о веществе верхней мантии Земли и его эволюции. Шпинелиды являются типичными акцессорными минералами мантийных ксенолитов. Широкий спектр вариаций химического состава минералов этой группы обусловлен особенностями химического состава среды минералообразования, температурой, давлением, фугитивностью кислорода, что дает возможность использовать шпинелиды в решении различных задач петрологии.

Нами исследовались кайнозойские щелочные базальтоиды Токинского Становика, находящиеся на южной окраине Алданского щита и приуроченные к Становой системе глубинных разломов. Главные типы щелочных базальтоидов представлены базанитами, гавайитами, лимбургитами, лейцитовыми меланефеленитами. Глубинные включения в базальтоидах разделены [8, 15] на две группы: зеленую хромдиоксидную (лерцолитовую) и черную алюмоавгитовую (верлит-пироксенитовую). Первая представлена шпинелевыми лерцолитами (85 % всех ксенолитов) и оливиновым клинопироксенитом (0,2 %). Во вторую входят клинопироксе-

Аксессуары шпинелиды из щелочных базальтоидов

Компоненты	Шпинелиды из базальтоидов										
	1	2-п	2-кр	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	—	0,01	—	—	—	0,03	—	0,02	0,04	—	0,03
TiO ₂	0,02	0,24	3,91	0,10	0,36	0,86	0,08	0,60	0,07	—	0,11
Al ₂ O ₃	59,06	47,29	21,96	44,73	34,44	30,29	34,12	31,75	29,80	25,52	23,00
Cr ₂ O ₃	9,84	19,98	21,64	23,03	33,63	33,87	35,14	36,15	39,82	42,86	43,64
Fe ₂ O ₃	0,14	3,20	19,81	2,52	2,65	5,09	3,22	2,47	2,65	3,41	5,11
FeO	10,77	9,74	23,18	13,47	12,66	16,72	9,65	13,28	12,93	13,15	13,97
MnO	0,13	0,13	0,40	0,27	0,23	0,31	0,26	0,21	0,23	0,26	0,24
MgO	19,89	19,52	10,14	16,82	16,33	13,58	18,14	15,82	15,75	14,80	14,14
K ₂ O	0,01	0,01	—	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
С у м м а	99,86	100,12	100,04	100,97	100,31	100,77	100,61	100,33	101,31	100,02	100,26
f *	23,30	21,88	56,20	30,99	30,31	40,85	22,99	32,02	31,53	33,27	35,67
Cr **	10,05	22,09	39,80	25,68	39,58	42,86	40,86	43,30	47,27	52,98	56,00
MgCr ₂ O ₄	—	3,29	6,81	—	11,60	7,10	19,65	14,17	17,23	21,09	22,91
FeCr ₂ O ₄	9,88	17,98	20,01	24,96	26,54	32,52	19,74	27,39	28,59	29,84	29,68
MgAl ₂ O ₄	76,50	75,00	40,57	68,72	58,23	52,81	57,01	54,42	51,12	45,21	41,31
FeAl ₂ O ₄	13,38	—	—	3,52	—	—	—	—	—	—	—
FeFe ₂ O ₄	—	2,95	22,32	1,96	2,29	4,88	2,82	2,18	2,34	3,20	5,23
Fe ₂ TiO ₄	0,03	0,49	9,23	0,21	0,77	1,91	0,16	1,32	0,16	—	0,25
MnFe ₂ O ₄	0,13	0,29	1,06	0,64	0,57	0,79	0,61	0,52	0,56	0,66	0,63

* — железистость ($Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) \times 100$);

** — хромистость ($Cr/(Cr + Al) \times 100$).

Примечание. Здесь и в табл. 2 анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе

ниты (2,5—5,5 %), верлиты (6), вебстериты (3), оливиновые ортопироксениты (0,4) и эклогитоподобные породы (0,2 %). Минералогические, петрографические и геохимические особенности этих базальтоидов и их ксенолитов были рассмотрены в работах В. В. Николаева и др. [8], В. Г. Семенов и др. [5] и ряда других исследователей [5, 11, 16, 19].

В верлит-пироксенитовых ксенолитах шпинель содержится в количестве от единичных зерен, редко до 5—10 %; имеет темно-зеленую и реже коричневато-бурую окраску (в шлифах). Размер зерен от 0,02 до 0,7 мм, форма — округлая, неправильная и редко ромбовидная. Предполагается довольно равномерно по площади, находясь на границе зерен клинопироксена или в виде включений в них. Во включениях лерцолитов шпинель зеленовато-бурого цвета, неправильной и квадратной формы, располагается на границе зерен оливина и клинопироксена или включена в них; размер зерен — 0,2—1,0 мм и редко до 2 мм, количество — 1—4 %. В основной массе базальтоидов шпинелиды отмечаются довольно редко, поэтому, исходя из степени распространенности ксенолитов и шпинелидов в них, а также из особенностей химического состава, можно считать, что проанализированные минералы (табл. 1) из протоочки базальтоидов в большинстве своем представляют хромшпинелиды из лерцолитовых ксенолитов.

Шпинелиды из включений двух различных групп различаются и по химическому составу: алюмошпинели, разновидность плеонаста — цейлонит (табл. 1, ан. 17—21) и хромшпинели (хромпикотит, ан. 1—16). Для верлит-пироксенитовых ксенолитов характерны алюмошпинели, для лерцолитовых — хромшпинели. В алюмошпинелях содержание герцининового минала составляет 27,6—32,48 мол. %, шпинелевого — 64,56—68,32 мол. %, при незначительном количестве хромитового минала —

Токинского Становика и их ксенолитов

Из ксенолитов шпинелевых лерцолитов						Из верлит-пироксеновых ксенолитов				
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—
0,05	0,21	0,20	0,35	0,49	0,03	0,08	0,13	0,25	0,12	0,14
38,05	34,15	34,18	33,11	23,62	19,98	65,12	65,24	65,13	65,46	65,00
31,08	33,69	33,95	35,25	42,92	47,59	2,15	1,34	1,04	1,60	1,37
2,25	3,40	2,75	3,06	4,42	4,45	2,05	2,45	2,73	2,08	1,16
12,31	13,75	12,67	12,75	14,88	12,75	16,85	16,05	15,23	16,11	16,58
0,22	0,24	0,20	0,20	0,27	0,25	0,20	0,14	0,15	0,13	0,14
16,87	15,65	16,19	16,28	13,83	14,39	17,35	17,81	18,34	17,83	17,12
0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
100,85	101,13	100,15	101,01	100,45	99,46	103,80	103,15	102,89	103,34	101,52
29,05	33,01	30,51	30,53	37,64	33,20	35,27	33,59	31,79	33,65	35,21
35,40	39,83	39,99	41,66	54,94	61,51	2,17	1,36	1,06	1,62	1,40
7,66	9,21	11,48	13,63	20,33	29,96	—	—	—	—	—
26,86	28,98	27,15	26,33	31,22	28,31	2,12	1,32	1,02	1,58	1,38
63,00	57,69	57,96	55,98	42,29	36,46	64,56	66,38	68,32	66,30	64,77
—	—	—	—	—	—	31,26	29,76	27,60	29,95	32,48
1,85	3,07	2,48	2,81	4,35	4,52	1,51	2,01	2,25	1,67	0,82
0,11	0,46	0,43	0,75	1,12	0,08	0,14	0,24	0,48	0,22	0,26
0,53	0,59	0,50	0,49	0,70	0,6	0,41	0,29	0,32	0,28	0,29

«САМЕВАХ» в ИВ ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), аналитик Г. П. Пономарев.

1,02—2,12 мол.%. В хромшпинелях количество хромитового минала составляет 9,88—32,52 мол.%, пикрохромитового — до 29,96 мол.%, при отсутствии (за исключением ан. 1 и 3) герцинита и содержания шпинели от 36,46 до 76,5 мол.%. В данной работе уделено основное внимание хромшпинелям, так как они более многочисленны, чем алюмошпинели, и, соответственно, лучше нами изучены.

Для изученных хромшпинелей характерен широкий диапазон содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3 : от 19,98 до 56,80 мас.% и от 10,56 до 47,59 мас.% соответственно, что в целом характерно для хромшпинелидов из ксенолитов мантийных ультрабазитов в базальтах [3]. Эта изменчивость состава аксессуарных хромшпинелей связана прежде всего с изоморфизмом $Cr \rightleftharpoons Al$. Кроме того, в процессе перехода от более хромистых к менее хромистым разностям незначительно уменьшается содержание FeO , компенсирующееся возрастанием MgO и обусловленное проявлением изоморфизма $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$. Следовательно, хромистость шпинелидов из щелочных базальтоидов Токинского Становика и их лерцолитовых ксенолитов находится в обратной зависимости от их глиноземистости и магнезиальности, образуя ряд от магнезиальных существенно глиноземистых разностей до более железистых, богатых хромом. Необходимо также отметить, что при довольно низком кислородном потенциале среды минералообразования, при возрастании содержания хрома, намечается тенденция незначительного увеличения содержания Fe^{3+} , что свидетельствует о слабом изменении кислородного потенциала в ходе эволюции мантийного субстрата. При изучении $Mg-Ti$ -отношения нами отмечено, что до определенной стадии кристаллизационного процесса эволюция состава хромшпинелидов заключалась в последовательном уменьшении содержания MgO при постоянно низких значениях TiO_2 . Для изученных хромшпинелей из ксенолитов шпинелевых лерцолитов

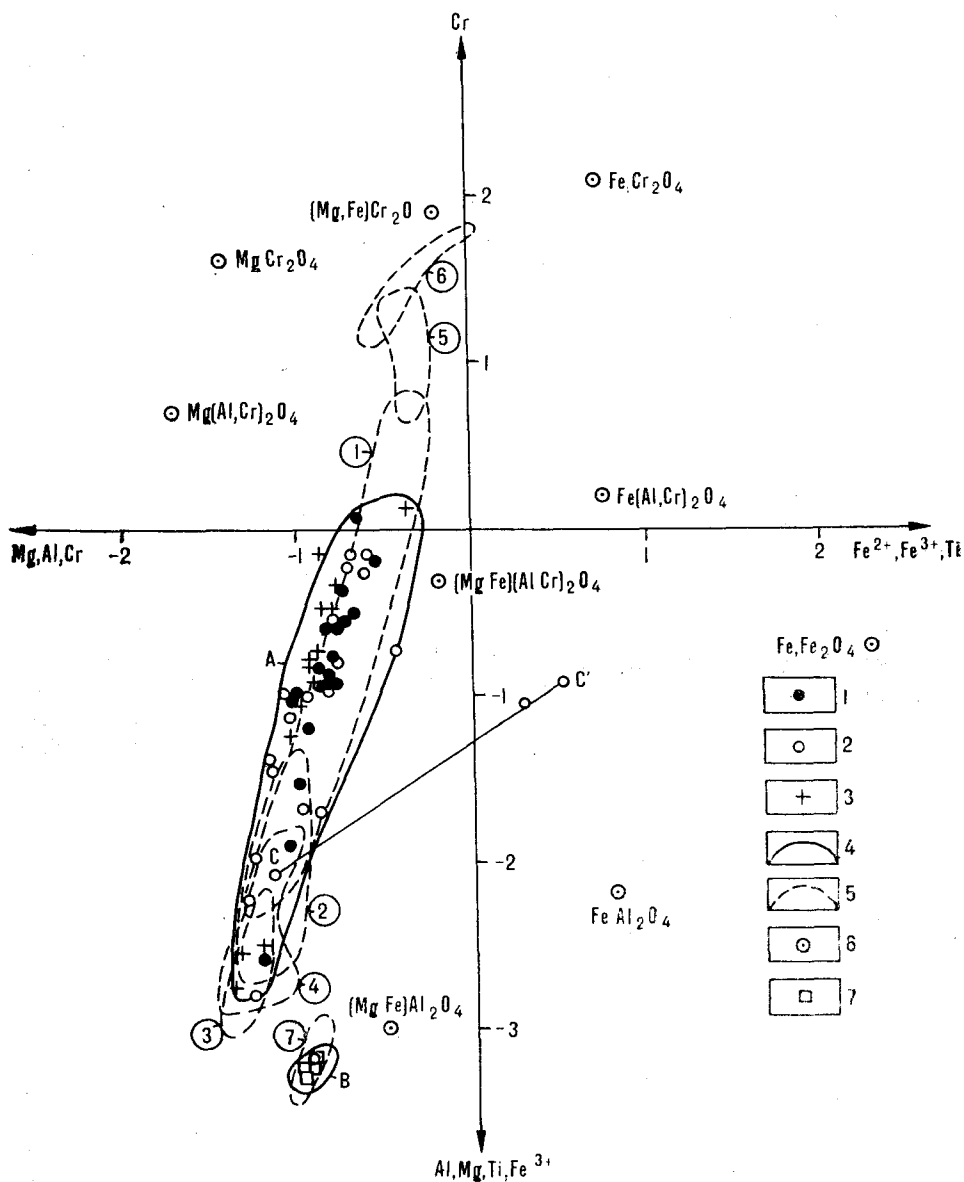


Рис. 1. Компонентная диаграмма состава шпинелидов.

1—3, 7 — шпинелиды Токинского Становика (см. табл. 1 и [19]) из: 1 — ксенолитов шпинелевых лерцолитов, 2 — протоочки щелочных базальтоидов, 3 — шликовых проб, отобранных в пределах распространения вулканитов, 7 — верлит-пироксенитовых ксенолитов; 4 — поля составов шпинелидов из базальтоидов Токинского Становика и их ксенолитов (А — хромшпинели; В — алюмошпинели); 5 — поля составов шпинелидов: из ксенолитов шпинелидсодержащих лерцолитов (цифры в кружках: 1 — в кимберлитах [6], 2—4 — в щелочных базальтоидах Джидинского плато (2), вулканических ареалов Шаварын-Царам и Дариганга, МНР (3) и Сихота-Алиня (4) (2, 3 — по [6], 4 — по [12]), 5 — из ксенолитов дунитового состава («мега-кристаллические», полнокристаллические и катаклазированные дуниты) в кимберлитах, 6 — включений и сростков с алмазами, 7 — ксенолитов ферроалькремитов в кимберлитах (5—7 — по [6]); 6 — миалы шпинелидов. Линией SS' (здесь и на рис. 2 и 3) соединены минеральные фазы в зональном хромшпинелиде.

также характерно: 1) незначительное содержание в их составе Fe_2O_3 (за исключением минеральных фаз в зональных минералах — ан. 2-ц. и 2-кр); 2) постоянное преобладание MgO над FeO ; 3) низкие концентрации TiO_2 .

По методу главных компонент факторного анализа [4] была построена компонентная диаграмма составов изученных нами шпинелидов (рис. 1). Для сравнения на эту же диаграмму были вынесены поля шпинелидов из ксенолитов шпинелидсодержащих лерцолитов в кимбер-

литах (трубки «Удачная», «Сытыканская», № 2 и др., Якутия), щелочных базальтоидах Джидинского плато, Шаварын-Царам и Дариганги [6], Сихотэ-Алиня [12] и других объектов. Хорошо видно, что поле составов хромшпинелей из лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтоидах Токинского Становика (поле А) почти полностью совпадает с таковым для ксенолитов лерцолитового состава в кимберлитах (поле 1), тогда как поля шпинелидов из лерцолитовых нодулей в щелочных базальтоидах других сравниваемых регионов (поля 2—4) располагаются в области более алюмо- и магнийсодержащих минералов. Алюмошпинели (поле В) из ксенолитов верлит-пироксенитового состава в базальтоидах Токинского Становика соответствуют по своему составу шпинелидам из ксенолитов ферроалькремитов в кимберлитах (поле 7).

В одном из зерен хромшпинелидов, выделенном из протоочки базальтоидов, выявлена зональность (см. табл. 1, ан. 2-ц. и 2-кр.). В структурно-морфологическом отношении это простой тип зональности, который характеризуется наличием ядра и оторочки, сложенных соответственно темной и светлой (в отраженном свете) хромшпинелидовыми гомогенными фазами, различающимися по составу. Относительно ядра оторочки зерна обогащена Cr_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и обеднена Al_2O_3 и MgO . Зональное зерно хромшпинелида заключено в аморфном веществе в виде стекла, которое содержит многочисленные микролиты, состав последних не определяется. Стекло имеет следующий состав (в скобках приводится состав базальта, из которого было получено данное зерно), мас. %: SiO_2 — 50,10 (45,50); TiO_2 — 1,93 (2,36); Al_2O_3 — 18,83 (13,36); FeO (общ.) — 7,52 (10,68); MnO — 0,16 (0,17); MgO — 4,48 (10,61); CaO — 7,59 (8,68); Na_2O — 6,70 (3,96); K_2O — 1,84 (2,17). Состав этого стекла подобен таковому «в участке плавления, расположенном на контакте ксенолита со шлаковой корочкой» [16].

В 11 зернах шпинелидов нами были обнаружены включения оливина, клинопироксена, ортопироксена (табл. 2). В отличие от породообразующего оливина лерцолитов включения оливина в хромшпинели характеризуются повышенным содержанием Cr_2O_3 — от 0,06 до 0,63 мас. %. В одном кристалле хромшпинелида (см. табл. 1, ан. 14), полученном из пробы ксенолитов шпинелевых лерцолитов, находится одновременно 4 включения клинопироксена (см. табл. 2, ан. 7—10). Они характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO (общ.), Na_2O и пониженными — SiO_2 , MgO , CaO в сравнении со средним составом породообразующего клинопироксена лерцолитовых ксенолитов. В двух алюмошпинелях были вскрыты два включения клинопироксена (ан. 12 и 13), которые в отличие от породообразующих клинопироксенов верлит-пироксенитовых ксенолитов характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и пониженными — SiO_2 , MgO , Na_2O , Cr_2O_3 . Вместе с клинопироксеном (ан. 12) в одном из зерен алюмошпинели содержится, по нашему мнению, расплавленное включение (ан. 20) с повышенным содержанием TiO_2 (10,53 мас. %). По своему составу оно близко составу титанистого амфибола (керсутита). В ряду клинопироксенов из: 1) ксенолитов шпинелевых лерцолитов, 2) включений в хромшпинелях этих нодулей, 3) верлит-пироксенитовых нодулей, 4) включений в алюмошпинелях из ксенолитов последнего типа — отмечается уменьшение содержания SiO_2 и MgO и увеличение — TiO_2 , Al_2O_3 и FeO (общ.). Поведение хрома несколько отлично: в хромпикотите происходит обогащение включений клинопироксена Cr_2O_3 (так же как включений оливина и ортопироксена), а в клинопироксене из алюмошпинели содержание Cr_2O_3 уменьшается. Включения ортопироксена в шпинелидах характеризуются, в среднем, близкими значениями состава с породообразующим ортопироксеном из ксенолитов шпинелевых лерцолитов, отличаясь несколько повышенными содержаниями Cr_2O_3 и FeO и пониженными — MgO . По приведенным данным (см. табл. 2) отмечается также тенденция увеличения содержания Cr_2O_3 в минералах-включениях при увеличении хромистости шпинелидов.

Компоненты	Оливин					6(n=12)	Клинопироксены				
	базальтоиды			лерцолиты			лерцолит				11(n=15)
	1(1)	2(9)	3(10)	4(13)	5(11)		7(14)	8(14)	9(14)	10(14)	
SiO ₂	41,37	40,60	40,42	40,89	40,88	41,16	52,83	52,45	52,08	53,38	53,88
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,01	0,66	0,61	0,85	0,59	0,13
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,02	6,10	5,90	4,34	6,12	3,51
Cr ₂ O ₃	0,14	0,15	0,63	0,06	0,31	0,02	1,90	1,62	2,00	1,92	0,80
FeO *	10,39	9,26	9,77	9,69	9,81	9,09	2,72	2,70	3,52	2,68	2,36
MnO	0,22	0,14	0,23	0,16	0,09	0,16	0,13	0,10	0,17	0,09	0,11
MgO	49,39	49,15	48,81	48,99	48,94	49,96	14,05	14,30	17,43	14,20	17,17
CaO	-0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	18,20	18,33	18,25	18,10	20,97
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,03	2,45	2,52	1,11	2,51	1,34
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,04
Сумма	101,55	99,33	99,90	99,84	100,07	100,50	99,06	98,53	99,80	99,61	100,31
Cr(Sp)	10,05	52,98	56,00	39,99	35,40	—	41,66	41,66	41,66	41,66	—
<i>Количество катионов на 4 O2</i>						<i>Количество катионов на 6 O2</i>					
Si	1,0003	0,9992	0,9935	1,0025	1,0008	0,999	1,9224	1,9200	1,8912	1,9287	1,941
Ti	—	—	—	—	—	—	0,0180	0,0167	0,0232	0,0160	0,004
Al	—	—	—	—	—	—	0,2614	0,2544	0,1859	0,2806	0,149
Cr	0,0026	0,0029	0,0123	0,0012	0,0059	—	0,0545	0,0468	0,0574	0,0550	0,023
Fe	0,2401	0,1904	0,2008	0,1987	0,2009	0,185	0,0827	0,0828	0,1071	0,0810	0,071
Mn	0,0045	0,0029	0,0048	0,0034	0,0018	0,003	0,0042	0,0030	0,0052	0,0027	0,003
Mg	1,7797	1,8031	1,7881	1,7901	1,7857	1,806	0,7621	0,7804	0,9437	0,7649	0,922
Ca	0,0010	0,0006	0,0006	0,0007	0,0009	0,001	0,7095	0,7189	0,7101	0,7005	0,810
Na	—	—	—	—	—	0,001	0,1726	0,1791	0,0782	0,1759	0,094
K	0,0002	0,0003	0,0004	0,0005	0,0003	—	0,0010	0,0003	0,0023	0,0008	0,001
Сумма	2,9985	2,9995	3,0005	2,9971	2,9963	3,000	3,9984	4,0023	4,0042	3,9859	4,018
F/Fm	10,56	9,55	10,10	9,99	10,11	9,29	9,78	9,59	10,19	9,58	7,15

* Все железо в форме FeO.

Примечание. 1—20 — номера образцов, в скобках указан номер анализа шпинелида 14 — породообразующий минерал верлит-пироксенитов (n — количество анализов). Cr(Sp) — хро

Обсуждение результатов. Среди изученных нами аксессуарных шпинелидов из базальтоидов Токинского Становика и их ксенолитов выделяются три группы: 1) хромшпинели из лерцолитовых ксенолитов; 2) алюмошпинели из верлит-пироксенитовых ксенолитов; 3) шпинелиды основной массы базальтоидов, представленные, вероятно, высокожелезистой разновидностью минерала (см. рис. 1 и табл. 1, ан. 2-кр. и ан. 22 (75) в [19]). Вторая и третья группы на данном этапе исследований недостаточно изучены, поэтому основное внимание было уделено аксессуарным хромшпинелям первой группы.

Изученные ранее шпинелиды [11] из ксенолитов недеплетированных лерцолитов в щелочных базальтоидах Токинского Становика характеризуются повышенными содержаниями Al₂O₃ (54,45 мас.%) , MgO (20,84 мас. %) при Cr₂O₃ = 10,95 мас. %. По химическому составу они идентичны таковым из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в щелочных базальтоидах Монголии [4, 6], Забайкалья [4], хребта Удокан [17], Приморья [12], Джидинского плато [6]. Исследованные нами хромшпинели были выделены из деплетированных лерцолитовых ксенолитов. Эти хромшпинели имеют более высокие значения содержания Cr₂O₃ (34,07 мас.%) при более низких — Al₂O₃ (33,95 мас.%) , MgO

в шпинелидах

Клинопироксены			Ортопироксены					Расплавное включение
верлит-пироксени-ты		14(n=12)	базальтоиды		лерцолиты		19(n=6)	
12(19)	13(20)		15(1)	16(8)	17(12)	18(16)		
50,32	46,99	50,61	54,96	57,50	57,04	57,19	56,78	28,71
1,31	1,97	0,94	0,02	—	0,02	—	0,07	10,53
5,80	9,79	6,50	4,83	2,16	2,63	0,95	2,88	15,58
0,07	0,15	0,36	0,34	0,72	1,26	0,59	0,46	0,15
5,54	5,52	5,30	6,44	5,56	6,45	4,90	5,14	16,89
0,09	0,08	0,14	0,17	0,13	0,14	0,10	0,15	0,15
15,33	12,80	15,50	32,69	33,55	32,92	34,13	34,20	15,75
20,17	21,44	19,39	0,78	0,65	0,68	0,55	0,66	9,49
0,47	0,63	1,13	0,02	—	0,04	—	0,13	2,07
0,02	0,02	0,01	0,01	—	0,02	0,02	0,01	0,07
99,11	99,38	99,89	100,26	100,27	101,20	98,43	100,48	99,39
1,06	1,62	—	10,05	47,27	39,83	61,51	—	1,06
<i>Количество катионов на 6 O2</i>								
1,8571	1,7427	1,851	1,8949	1,9698	1,9488	1,9903	1,941	—
0,0362	0,0549	0,026	0,0005	—	0,0006	—	0,002	—
0,2524	0,4278	0,280	0,1964	0,0873	0,1057	0,0390	0,116	—
0,0020	0,0043	0,010	0,0092	0,0195	0,0339	0,0161	0,012	—
0,1710	0,1714	0,164	0,1856	0,1594	0,1844	0,1426	0,147	—
0,0028	0,0025	0,004	0,0050	0,0039	0,0040	0,0029	0,004	—
0,8433	0,7076	0,845	1,6802	1,7133	1,6766	1,7702	1,743	—
0,7977	0,8520	0,760	0,0290	0,0237	0,0250	0,0206	0,024	—
0,0333	0,0453	0,081	0,0014	—	0,0029	—	0,008	—
0,0008	0,0011	—	0,0005	0,0001	0,0007	0,0009	—	—
3,9965	4,0095	4,021	4,0027	3,9769	3,9825	3,9826	3,997	—
16,86	19,50	16,25	9,95	8,51	9,91	7,45	7,78	37,56

хозяина (анализы 6, 11, 19 — породообразующие минералы ксенолитов шпинелевых лерцолитов, мистость шпинелида-хозяина (см. табл. 1).

(16,50 мас.%) (среднее по 54 анализам, авторские данные). Ранее [19] было отмечено, что наиболее близкими к ним являются шпинелиды из оливиновых толеитов Среднеатлантического региона [11], идентичны по составу шпинелиды из текстурированных шпинелевых лерцолитов лав вулкана Санджитийн-Ундер [14], а также ряд разновидностей шпинелидов из шпинелевых лерцолитов и дунитов хр. Удокан и бассейна р. Чикой, Забайкалье [13]. Таким образом, среди хромшпинелей из лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтоидах Токинского Становика можно выделить две подгруппы из недеплетированных и деплетированных лерцолитов (табл. 3).

Химические особенности аксессуарных хромшпинелидов из лерцолитовых ксенолитов щелочных базальтоидов Токинского Становика, наряду с особенностями химического состава этих ксенолитов и их породообразующих минералов [5, 7, 8, 15], являются еще одним подтверждением выводов предыдущих исследователей о том, что в данном регионе, по сравнению с Забайкальем, Монголией и Приморьем, вещество верхней мантии подверглось большому плавлению и метасоматическим изменениям, что привело к сильной его дифференцированности. Это позволило предположить нам [19] наличие среди пород лерцолит-гардбургитовой

Средние химические составы шпинелидов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в щелочных базальтоидах

Компо- ненты	Токинский Становик			Вулкан Сэнд- життин [14]	Монголия [4]	Забайкалье [4]	Удокан [17]	Приморье [12]	Джиджинское плато [6]	Шаварын- Цараг и Дариганга [6]	Вариация состава [3]
	алюмо- шпинель		хромшпинель								
	а*	б [11]									
TiO ₂	0,14	0,21	0,15	0,66	0,17	—	0,17	0,14	0,21	0,14	0,40—2,20
Al ₂ O ₃	65,19	33,95	54,45	30,28	53,66	51,62	57,69	53,17	49,91	58,06	19,3—42,5
Cr ₂ O ₃	1,50	34,07	10,95	39,32	11,64	12,59	9,86	12,11	17,05	9,60	7,0—34,9
FeO	2,07	2,97	4,26	—	4,74	2,81	3,27	3,68	2,26	1,36	2,7—18,2
Fe ₂ O ₃	16,16	12,17	2,48	17,57	8,21	8,55	8,47	8,62	9,58	9,45	9,9—16,7
MnO	0,15	0,23	0,11	0,26	0,22	0,20	0,11	0,09	0,16	0,14	0,05—0,18
MgO	17,69	16,50	20,84	11,21	19,39	19,55	21,60	20,48	19,77	20,77	12,9—21,3
Число анализов	5	54 **	15	2	9	7	9	13	12	22	

* — а — из деплетированных (авторские данные); б — недеплетированных [11] ксенолитов шпинелевых лерцолитов.

** — 54 анализа с учетом 39 анализов в [19], анализ 2-кр. (см. табл. 1) не учитывался.

группы в верхней мантии Токинского Становика хромшпинелевых перидотитов [20], которые являются продуктом метасоматической переработки неистощенных ультрабазитов.

На диаграмме $Mg/(Mg + Fe^{2+}) - Cr/(Cr + Al)$ -отношений (рис. 2) в сочетании с изоплетами, отражающими состав хромшпинелидов, равновесных с оливином фиксированного состава, отчетливо видно, что тренд эволюции состава рассматриваемых хромшпинелидов хорошо согласуется с трендом частичного плавления. Было отмечено [10], что в плане этого генерального направления изменения химизма хромшпинелидов в процессе частичного плавления (мантийный тренд) находятся хромшпинелиды абиссальных и альпинотипных гипербазитов, океанических толентовых базальтов, кимберлитов (алмазный парагенезис) и некоторых других пород. Хромшпинелиды из лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтоидах Токинского Становика в основной своей массе попадают в поле составов хромшпинелидов абиссальных гипербазитов (рис. 3). Наряду с основным трендом изменения состава шпинелидов, вызванного частичным плавлением лерцолитового субстрата в мантии (до попадания

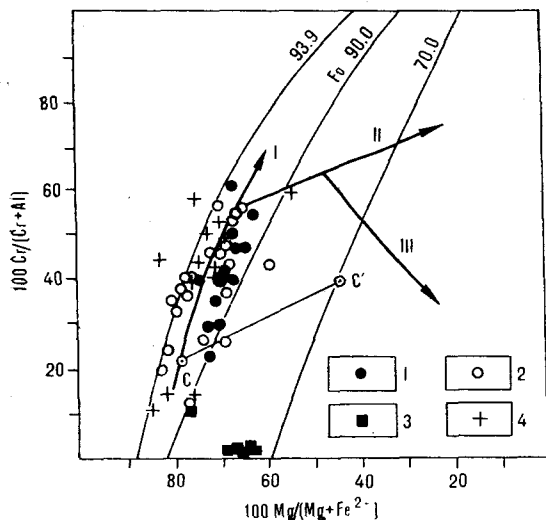
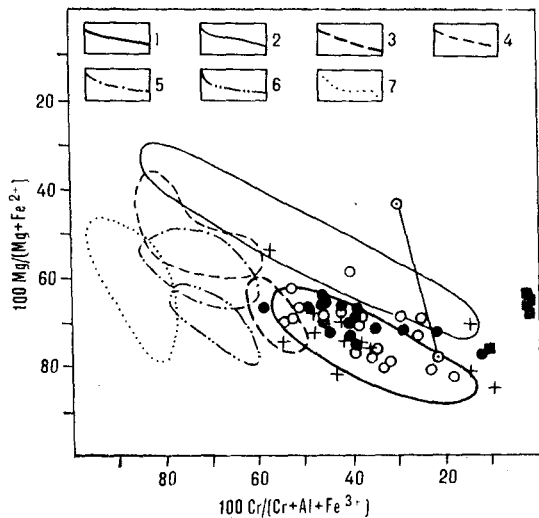


Рис. 2. Диаграмма $Cr/(Cr + Al) - Mg/(Mg + Fe^{2+})$ -отношений в сосуществующих хромшпинелиде и оливине при номинальной температуре 1200 °C (по [10]).

Трендами показаны составы хромшпинелидов в процессе частичного плавления (I) и фракционной кристаллизации оливина (II) и оливина с плаггиоклазом (III). Fo — молекулярное отношение $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ в оливине, равновесном со шпинелью. 1—4 — составы шпинелидов Токинского Становика из: 1 — ксенолитов шпинелевых лерцолитов, 2 — протоолки щелочных базальтоидов, 3 — ксенолитов верлит-пироксенитового типа, 4 — шлиховых проб, отобранных в районе распространения вулканитов.

Рис. 3. Эволюция составов хромшпинелидов в процессе частичного плавления мантийного пироксита (по [10]).

1 — абиссальные гипербазиты, 2 — альпинотинные гипербазиты, 3 — толловитовые базальты, 4 — пикритовые габбро-долериты, 5 — реститогенные шпинелиды коматитов, 6 — бониниты, 7 — кимберлиты (алмазный парагенезис). На диаграмму также вынесены составы хромшпинелидов из щелочных базальтоидов Токинского Становика и их ксенолитов (см. условные обозначения к рис. 2).



ксенолитов в базальтовую магму) в зональном зерне отмечается также тренд (см. рис. 1—3, линия СС'), отражающий, возможно, изменение состава шпинелидов в ходе дифференциации базальтового расплава.

С. А. Паланджян и Г. Г. Дмитренко [9] предложили подразделять гарцбургиты и лерцолиты шпинелевой фации глубинности по величине хромистости аксессуарных хромшпинелидов на 4 типа, соответствующих различным геотектоническим обстановкам проявления перидотитов: субконтинентальный (с хромистостью 0,06—0,25), субокеанический (0,25—0,50), переходный (0,5—0,6) и островодужный (0,6—0,9). Хромистость аксессуарных хромшпинелидов в лерцолитовых ксенолитах из щелочных базальтоидов Токинского Становика колеблется в широких пределах — от 0,10 до 0,58. При этом большинство изученных шпинелидов (68 %) попадают в интервал значений хромистости 0,25—0,50, что соответствует субокеаническому типу перидотитов (этому же типу соответствуют хромшпинелиды из ксенолитов шпинелидсодержащих лерцолитов в кимберлитах). На диаграмме хромистость — железистость (рис. 4) большинство изученных шпинелидов совпадают с полем составов аксессуарных хромшпинелидов гарцбургитов и лерцолитов Атлантического и Индийского океанов, существенно отличаясь от шпинелидов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в кайнозойских щелочных базальтоидах Приморья [12], Забайкалья и Монголии [4]. Повышенная хромистость аксессуарных хромшпинелидов в мантийных перидотитах Токинского Становика, по всей вероятности, обусловлена локально проявленными процессами частичного плавления, что в свою очередь может быть вызвано наложением на океанический перидотитовый фундамент внутриплитного базальтового магматизма, связанного с мантийными струями [21, 23]. Особенности химического состава породообразующих и аксессуарных минералов [15] шпинелевых лерцолитов, а также геохимия редких элементов этих нодулей [15] подтверждают это предположение.

Гёрни и Харт [22] выделяют два типа мантийного метасоматоза (инфильтрационный и диффузионный), происходящего до попадания ксенолитов в магму. При инфильтрационном метасоматозе в мантийный субстрат под воздействием флюидов происходит привнос химических элементов, что приводит к образованию новых минералов (флогопит, ильменит, рутил, сульфиды, реже рихтерит и карбонат) и изменению состава ранее существовавших минеральных фаз. Диффузионный мантийный метасоматоз представляет собой перенос вещества через границы пород и минералов, что ведет к изменению химического состава ранних минералов. По всей видимости, этот процесс имел место и в исследованном нами случае, при котором происходил диффузионный перенос химических элементов при достижении локального химического равновесия между хромшпинелидами и минералами, заключенными в них.

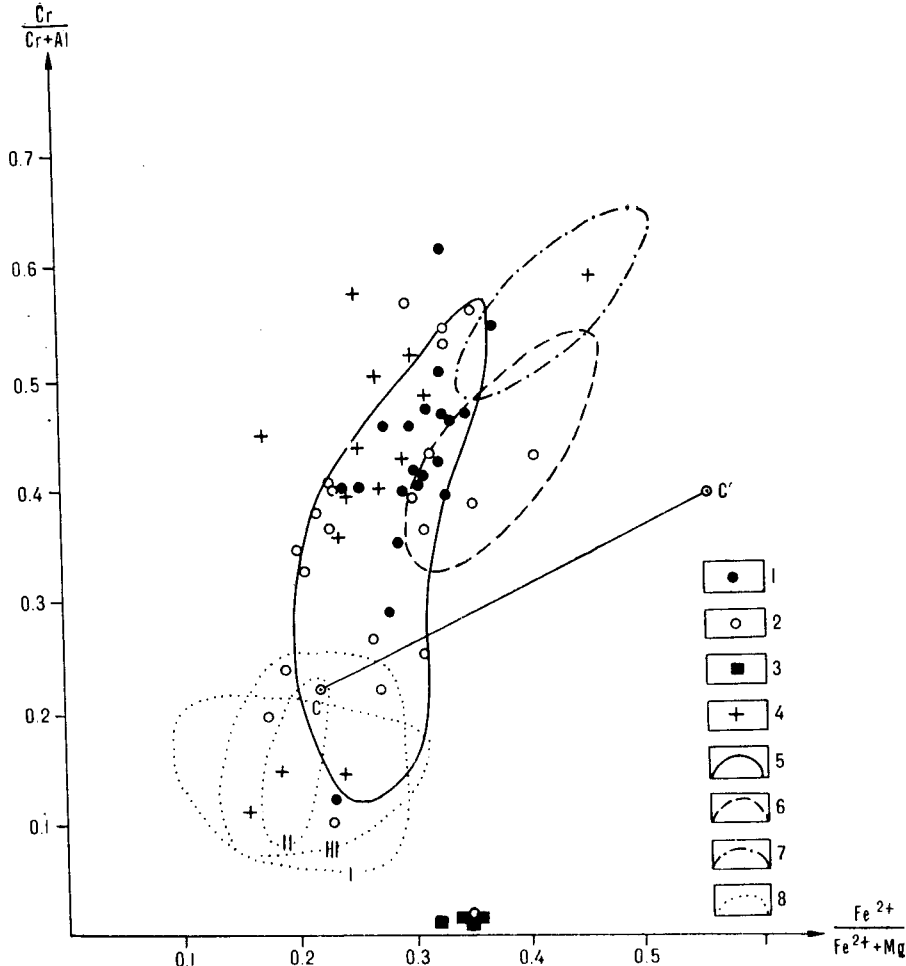


Рис. 4. Диаграмма хромистость — железистость акцессорных хромшпинелидов.

1—4 — составы шпинелидов из щелочных базальтоидов Токинского Становика и их ксенолитов (см. условные обозначения к рис. 2); 5—7 — поля составов шпинелидов гарцбургитов и лерцолитов Атлантического и Индийского океанов (5), Тихого океана (6), островных склонов глубоководных желобов (7) [9]; 8 — поля составов шпинелидов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в щелочных базальтоидах Приморья (I) [12], Забайкалья (II) и Монголии (III) [4].

Изученные нами минералы-включения в шпинелидах по своему составу отличаются от таких же минералов в самих ксенолитах. Особенно это заметно на примере клинопироксена и в меньшей мере — ортопироксена и оливина. Изменение состава этих минералов, вероятно, происходило в ходе частичного плавления мантийного субстрата, когда происходило и резкое увеличение скорости диффузионных процессов, что сопровождалось в лерцолитах обогащением минералов-включений в шпинелидах такими элементами как Ti, Al, Cr, Fe, Na и обеднением Si, Mg, Ca. Особенности изменения химического состава минералов-включений под воздействием диффузионного мантийного метасоматоза можно рассматривать как одно из доказательств твердофазных превращений в мантии.

В работе В. Г. Семеновской и др. [15] были определены температуры равновесия минералов для лерцолитовых и верлит-пироксенитовых ксенолитов, которые варьируют в пределах 985—1090 °C и 800—910 °C соответственно. В табл. 4 представлены температуры равновесия для некоторых минералов-включений в хромшпинелидах. За исключением одного случая (ан. 9) все минералы имеют температуры равновесия, характерные для верлит-пироксенитового типа ксенолитов, тогда как сами

Термодинамические параметры равновесия минералов-включений в хромшпинелидах

Равновесные сосуществующие минеральные фазы	Т, °С			Р, кбар
	Девис и Бойд, 1966 [2]	Мерсье, 1980 [2]	Фонарев и Графчиков, 1987 [18]	Мерсье, 1980 [2]
Клинопироксен (+ ортопироксен)				
ан. 7 (см. табл. 2)	890	869	944	22,8
ан. 8	890			
ан. 9	1070	930	1141	25,4
ан. 10	890	888		20,2
ан. 12	870			27,96
ан. 13	800			
Ортопироксен (+ клинопироксен)				
ан. 15		905		26,4
ан. 17		944		24,8

шпинелиды (ан. 7, 8 и 10) получены из лерцолитовых ксенолитов. Клинопироксен-включение, имеющий температуру равновесия 1070 °С (ан. 9), является, вероятно, неизменным реликтом минеральных фаз лерцолитового парагенезиса. Наличие в хромшпинелиде из лерцолитовых ксенолитов включений более низкоплавких минеральных фаз (клинопироксена и ортопироксена), соответствующих по температуре равновесия минералам из верлит-пироксенитового типа ксенолитов, можно объяснить, по-видимому, процессами диффузионного метасоматоза, под воздействием которого и происходило изменение состава ранее существовавших минералов.

Наши данные по составу хромшпинелидов и включений в них могут служить подтверждением предложенной В. Г. Семеновской и др. [15] модели образования ксенолитов и несущих их базальтовых расплавов. Эта модель предполагает, что исходный субстрат лерцолитового типа подвергался на первом этапе воздействию мантийных флюидов и силикатных расплавов, в результате чего происходили его метасоматические изменения. Образовавшиеся метасоматиты близки по своему составу верлит-пироксенитовым нодулам. Изменение субстрата делает его одновременно и более низкоплавким, что при дальнейшем развитии процесса приводит к возникновению очага щелочной оливин-базальтовой магмы. На предварительном этапе этого процесса (метасоматоз и частичное плавление) и происходит увеличение хромистости шпинелидов. Аллюмошпинель в ксенолитах верлит-пироксенитового типа является метасоматическим минералом, образовавшимся уже на более поздних стадиях метасоматических преобразований. Наличие в ней высокотитанистого включения, которое является, по-видимому, реликтом расплава, насыщенного Si, Ti, Na, Fe, подтверждает более позднюю метасоматическую природу аллюмошпинели.

Таким образом, во-первых, повышенная хромистость акцессорных хромшпинелей из шпинелидсодержащих лерцолитовых ксенолитов в кайнозойских щелочных базальтоидах Токинского Становика обусловлена локально проявленными процессами мантийного метасоматоза и частичного плавления. Этим можно объяснить, по нашему мнению, что по химическому составу они подобны шпинелидам из гарцбургитов и лерцолитов Атлантического и Индийского океанов, а также шпинелидам из ксенолитов шпинелидсодержащих лерцолитов в кимберлитах Якутии, где интенсивность указанных выше процессов в верхней мантии, вероятно, была аналогична. Во-вторых, особенности изменения химического состава минералов-включений под воздействием кристаллизующихся шпинелидов можно рассматривать как одно из доказательств твердофазных

превращений в мантии, важную роль в которых играют диффузионные процессы.

Пользуясь случаем, автор выражает свою глубокую признательность Л. В. Соловьевой, Е. А. Алекторовой и Ю. П. Душину за критические замечания и пожелания, высказанные в ходе работы над данной статьей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасаров Э. А. Сравнительная характеристика и особенности вариаций состава акцессорных хромшпинелидов // Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ.— М.: Наука, 1983.— С. 191—221.
2. Ваганов В. И., Соколов С. В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов.— М.: Недра, 1988.
3. Гинзбург А. И., Чернышева Л. В., Куприянова И. И. и др. Типоморфизм минералов: Справочник.— М.: Недра, 1989.
4. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
5. Когарко Л. Н., Соловьева Л. В., Семенова В. Г. и др. Состав верхней мантии южного обрамления Алданского щита (Токинский Становик) // Геохимия.— 1987.— № 12.— С. 1722—1730.
6. Мацюк С. С., Платонов А. И., Польшин Э. В. и др. Шпинелиды мантийных пород.— Киев: Наук. думка, 1989.
7. Муравьева Н. С., Поляков А. И., Колесов Г. И. и др. Состав верхней мантии и признаки мантийного метасоматоза в Байкальской рифтовой зоне // Геохимия.— 1989.— № 3.— С. 349—365.
8. Николаев В. В., Семенов Р. М., Семенова В. Г., Соломенко В. П. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982.— С. 42—89.
9. Паланджян С. А., Дмитренко Г. Г. Типизация мантийных перидотитов по составу акцессорных хромовых шпинелей // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 307, № 3.— С. 688—692.
10. Плаксенко А. Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций.— Воронеж: Изд-во ВГУ, 1989.
11. Поляков А. И., Муравьева Н. С., Сенин В. Г. Парциальное плавление верхней мантии Байкальского рифта (по данным изучения стекол в лерцолитовых подулах и метакристах) // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 300, № 1.— С. 208—213.
12. Приходько В. С., Бехтольд А. Ф., Бердников Н. В. Глубинная петрология активных континентальных окраин.— М.: Наука, 1985.
13. Рассказов С. В., Геншафт Ю. С. Шпинели глубинных ксенолитов из позднекайнозойских базальтоидов Забайкалья // Минер. журн.— 1987.— Т. 9, № 6.— С. 22—30.
14. Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии.— М.: Наука, 1985.
15. Семенова В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
16. Соловьева Л. В., Семенова В. Г., Владимиров Б. М. и др. Стекла и закалочные фазы в ксенолите шпинелевого лерцолита из щелочных базальтоидов Токинского Становика // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 292, № 6.— С. 1453—1456.
17. Турков В. А., Поляков А. И., Когарко Л. Н. и др. Геохимические особенности состава верхней мантии Байкальской рифтовой зоны (на примере хребта Удокан) по данным исследования подулей // Геохимия.— 1989.— № 4.— С. 499—507.
18. Фонарев В. И., Графчиков А. А. Двупироксеновая геотермометрия (критический анализ) // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIV.— М.: Наука, 1987.— С. 118—136.
19. Христенко А. И., Акинин В. В. Особенности химического состава акцессорных хромшпинелидов из лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтоидах Токинского Становика.— Благовещенск, 1990.— Деп. в ВИНТИ 6.06—1990.— № 3015—В90.
20. Carswell D. A., Griffin W. L., Kresten P. Peridotite nodules from the Ngopetsoen and Lipelaneng kimberlites, Lesotho: a crustal or mantle origin // Kimberlites: Proc. of the 3th Intern. conf., Clermont—Ferrand, Sept. V. 2.— Amsterdam, 1984.— P. 229—243.
21. Dick H. I. B., Ficher R. L., Bryan W. B. Mineralogical variability of the uppermost mantle mid-oceanic ridges // Earth and Planet. Sci. Let.— 1984.— V. 69, N 1.— P. 88—106.
22. Gurney I. I., Harte B. Chemical variation in upper mantle nodules from Southern African kimberlites // Philos. Trans. R. Soc. London.— 1980.— V. 297.— P. 273—293.
23. Michael P. I., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variation for partial melting // Earth and Planet. Sci. Let.— 1985.— V. 73.— P. 91—104.

АмурКНИИ ДВО РАН
Благовещенск

Поступила в редакцию
24 апреля 1992 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.3.065.22(267)

*А. И. Обжиров, С. В. Высоцкий, А. С. Сваричевский,
А. С. Астахов, А. А. Карабцов*

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ СРЕДИННО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Представлены новые данные, полученные в 35-м рейсе научно-исследовательского судна «Профессор Богоров» в январе 1991 г. в районе 1° с.ш. Срединно-Индийского хребта. Выполнялись газогеохимические, литологические, геологические исследования.

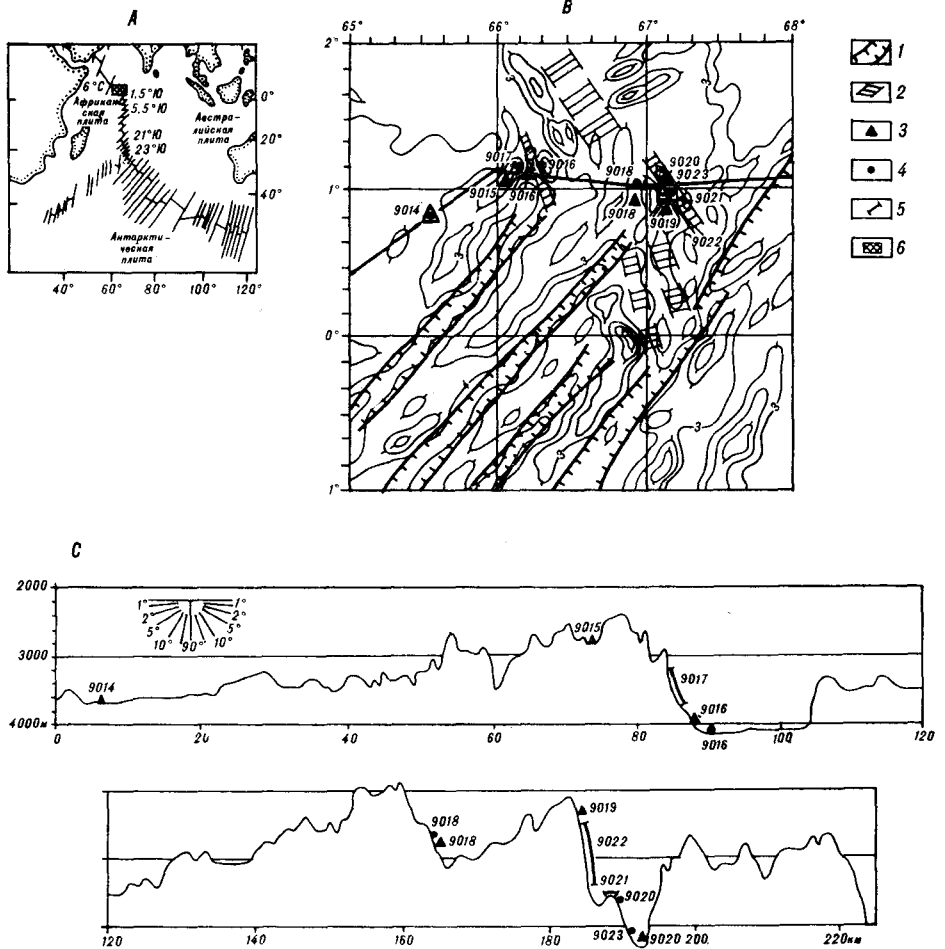
На склоне рифтовой долины драгированием отобраны породы офиолитовой ассоциации, включающие гидротермально измененные базальты, долериты, габброиды, серпентинизированные перидотиты. В ассоциации проявлена кварц-сульфидная минерализация.

В районе проявления гидротермальной минерализации в придонной воде обнаружены повышенные концентрации метана (34 пл/л), превышающие фоновые более чем в 2 раза.

В 35-м рейсе научно-исследовательского судна «Профессор Богоров» в январе 1991 г. выполнялись газогеохимические, литологические, геологические исследования на срединно-океаническом хребте Индийского океана в районе 1° с. ш. Изучались газовая составляющая придонной воды и верхнего слоя осадков, взятых трубкой с ложа долин, а также сами осадки и коренные породы уступов. Придонная вода отбиралась батометрами, газ из нее извлекался на вакуумной установке и анализировался на хроматографах. Определялись углеводороды, углекислота, гелий, кислород, азот. Осадки отбирались гидростатической трубкой, длина колонок составляла около трех метров. Коренные породы поднимались цилиндрической драгой.

Район работ расположен в зоне изменения простирания центральной части Срединно-Индийского хребта с меридионального на северо-западное (см. рисунок), южнее крупного трансформного разлома Вернадского [1, 3], отголоски которого, вероятно, встречаются в северо-западном углу полигона. Здесь наблюдаются системы сопряженных морфоструктурных пар типа желоб-хребет, ориентированных в северо-восточном направлении [2].

В восточной части полигона расположена осевая рифтовая долина, которая разбита многочисленными поперечными разломами на короткие отрезки, смещенные относительно друг друга. Приразломные депрессии имеют узкие плоские днища, расширяющиеся на участках пересечения с рифтовой долиной до 20 км, залегающие на глубине более 4000 м. Борты депрессий часто имеют ступенчатое строение, связанное с вертикальным смещением отдельных блоков. Обычно такие ступени, так же как и днища депрессий, перекрыты осадочными образованиями. Хребты-блоки, разделяющие приразломные депрессии, поднимаются в пригребневой части Срединно-Индийского хребта до глубин 2000 м, спускаясь к флангам цепью разновысотных подводных гор.



Морфоструктурная схема и профиль дна в районе 1° с. ш. Срединно-Индийского хребта.

А — район исследований; В — морфоструктурная схема; С — профиль дна; 1 — депрессии поперечных разломов, 2 — рифтовые долины, 3 — газогеохимические станции, 4 — литологические станции, 5 — интервал драгирования, 6 — район работ.

Рельеф дна и местоположение станций в районе исследований показаны на профиле и морфоструктурной схеме (см. рисунок). При драгировании юго-западного склона осевой рифтовой долины (станция 9022) были подняты породы офиолитовой ассоциации, включающие в различной степени измененные перидотиты, габброиды, долериты, базальты. Здесь же присутствовали брекчии, сцементированные опалсапопитовым цементом с редкой вкрапленностью сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит), и жильные кварциты с сульфидной минерализацией, а также железомарганцевые корки. Результаты предварительного спектрального анализа показывают, что породы с сульфидной минерализацией содержат повышенные концентрации меди, цинка и серебра, а железомарганцевые корки обогащены молибденом и никелем.

Магматические породы, как правило, метаморфизованы в эпидот-хлоритовой фации, т. е. прошли стадию зеленокаменной переработки. Однако этот процесс, вероятно, связан не с региональным метаморфизмом, а с воздействием локальных гидротермальных проявлений в постмагматическую стадию становления ассоциации.

Газогеохимические и литологические исследования проводились по профилю вдоль всего полигона (см. рисунок, А, В, С). Станция 9014 расположена за пределами хребта и выполнена для измерения фоновых газогеохимических параметров. На глубине 3700 м в придонной воде на

этой станции определена низкая концентрация метана — 16 нл/л, углекислого газа — 0,3 мл/л, ртути — 3 нг/л, отсутствовали тяжелые углеводороды. Наиболее высокие концентрации метана, превышающие фон более чем в два раза, встречены на ст. 9015 (39 нл/л) и в районе дна рифтовой долины (ст. 9020), в борту которой обнаружены гидротермально измененные породы. На ст. 9020 на глубине 4250 м в придонной воде количество метана составило 34 нл/л, этана — 4 нл/л, этилена — 8 нл/л, углекислого газа — 0,5 мл/л, ртути — 6 нг/л. На остальных станциях содержание метана в придонной воде находилось в пределах 23—26 нл/л, углекислого газа — 0,2—0,4 мл/л, ртути — 6—9 нг/л.

Осадки подняты на станциях 9014 и 9018 (колонки длиной 3,2 и 2,5 м соответственно). На станциях же 9020 и 9023 осадочный чехол отсутствует и трубками было отобрано небольшое количество щебня и дресвы коренных пород и дебризных отложений. Осадки представлены карбонатными ваннофоссилиевыми илами. В колонке ст. 9018 в интервале 55—100 см встречены кремнистые и карбонатно-кремнистые осадки, а в интервале 157—164 см — фораминиферовые осадки песчанистой фракции с большим количеством (15—20 %) мелкого вулканического шлака основного состава. По предварительным оценкам, возраст прослоя с вулканогенным материалом составляет 20—30 тыс. лет. Вероятно, этот прослой фиксирует последний этап активной вулканической деятельности в данном районе.

Как показал анализ литературных данных, полученные материалы могут служить основанием для некоторых обобщений. В работе [5] описан участок активной гидротермальной деятельности в пределах Срединно-Атлантического хребта. Здесь также обнаружены гидротермально измененные породы офиолитовой ассоциации с кварц-сульфидной минерализацией. По описанию и некоторым параметрам химического состава данный комплекс близок обнаруженному нами на 1° с. ш. Срединно-Индийского хребта. В то же время, породы Срединно-Атлантического хребта обогащены золотом [5]. Подобное обогащение золотом можно предполагать и для пород с кварц-сульфидной минерализацией в нашем случае. Это тем более вероятно, что некоторые из исследованных образцов содержат повышенные концентрации серебра. Дальнейшие исследования покажут их геохимическую и рудную специализацию.

Следует иметь в виду, что в Срединно-Индийском хребте подобные ассоциации могут быть широко распространены. Об этом свидетельствуют не только прямые находки пород с сульфидной минерализацией [4], но и данные газогеохимических исследований. Например, в 1983 и 1986 гг. проводились исследования различных районов Срединно-Индийского хребта с целью поиска гидротермальной минерализации [6]. Для обнаружения активных зон разломов, с которыми часто связаны гидротермальные процессы, в районах 21,5° ю. ш. и 23° ю. ш. выполнялись газогеохимические измерения в воде метана, а также марганца. Максимальное количество метана — 45,6 нл/л — было обнаружено в юго-западном борту осевой рифтовой долины в районе 21,5° ю. ш. в 30 м выше дна, а в придонной воде на глубине 3097 м концентрация метана составила 34 мл/л. В районе 23° ю. ш. максимальным было содержание метана в воде в 400 м выше дна (36,6 нл/л), а в 100 м над дном оно уменьшилось до 27,6 нл/л. Обсуждая результаты, авторы [6] отмечают, что встреченные газогеохимические аномалии меньше, чем в районах с активной гидротермальной деятельностью и обнаруженной сульфидной минерализацией. Так, на Срединно-Атлантическом хребте, в районе 26° с. ш. аномальным является содержание метана 105 нл/л при фоновых концентрациях 8 нл/л. В то же время, они не отрицают возможное присутствие низкотемпературных гидротермальных процессов в изученных районах Индийского океана.

Метановые аномалии, описанные в экспедициях по проекту ГЕМИНО [6], аналогичны метановым аномалиям, обнаруженным нами в районе кварц-сульфидного гидротермального проявления. И хотя в

этих экспедициях в указанных районах сульфидной минерализации зафиксировано не было, по аналогии с нашим полигоном мы можем предполагать ее присутствие.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана.*— Киев: Наук. думка, 1984.
2. *Геолого-геофизический атлас Индийского океана/АН СССР; ГУГК СМ СССР.*— М., 1975.
3. *Живаго А. В.* Геоморфология и тектоника крупных разломов южной части Аравийско-Индийского хребта // Трансформные разломы Индийского океана.— М.: Наука, 1986.— С. 53—79.
4. *Лисицин А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана.— М.: Наука, 1990.
5. *Судариков С. М., Ашадзе А. М., Степанова Т. В. и др.* Гидротермальная деятельность и рудообразование в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (новые данные) // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 311, № 2.— С. 440—445.
6. *Herrig P. M., Puger W. L.* Exploration for Hydrothermal activity near the Rodrigues Triple Junction Indian Ocean // Canadian Mineralogist.— 1988.— V. 26.— P. 721—736.

ТОИ, ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
23 сентября 1991 г.

ИСТОРИЧЕСКАЯ ХРОНИКА

УДК [55(091)](798)

Е. А. Кириллов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РУССКОЙ АМЕРИКЕ
КОНЕЦ XVIII в.— 1867 г.)

Впервые приводится краткий обзор основных геологических исследований и горно-геологических работ, выполнявшихся преимущественно Российско-Американской компанией в пределах бывших колоний России на Аляске и Алеутских островах (Русская Америка), отмечается опережающее развитие их в сравнении с аналогичными работами в пределах восточных окраин России на Азиатском материке (Дальний Восток).

Реформы Петра I начала XVIII в. в целом мало сказались на развитии горных промыслов в российских владениях в границах современного Дальнего Востока. Однако впоследствии определенное влияние оказали Камчатские экспедиции под руководством В. Беринга, особенно Вторая, завершившаяся в 1743 г. Для этой экспедиции инструкциями только что созданной Академии наук определялись, хотя и не как основные, некоторые общие задачи сбора сведений геологического характера и «приискания» в новых землях некоторых руд (золота, серебра, меди, железа), изучения вулканических явлений и проч. [18]. В рамках многолетних работ экспедиции были получены тогда и первые результаты: С. П. Крашенинниковым собраны сведения о полезных ископаемых и даны первые описания вулканических процессов на Камчатке [21, 23], построен для удовлетворения нужд экспедиции в изделиях из железа первый в Сибири и на Дальнем Востоке «железодельный» завод под Якутском на местных рудах [19]. Тогда же Г. Стеллером были получены и первые отрывочные сведения о геологии всего лишь одного пункта на северо-западном побережье Америки, которые будут опубликованы много лет спустя после его смерти [33, 50]. В наступивший после экспедиции период интенсивного исследования и колонизации русскими мореходами и промышленниками вновь открытых земель в северной части Тихого океана начали предприниматься и первые попытки сбора сведений о наличии в этих землях полезных ископаемых. Более показательны в указанном отношении сравнительно крупные государственные экспедиции, такие как Северо-Восточная экспедиция под руководством И. И. Биллингса и Г. А. Сарычева 1785—1794 гг. и др.

С началом хозяйственного освоения новых земель и их обживания и особенно с образованием в 1799 г. Российско-Американской компании (РАК), усилиями которой в основном осваивались новые территории в Русской Америке, поискам полезных ископаемых и их использованию для местных нужд стало уделяться большее внимание [13, 20].

Здесь, однако, следует заметить, что роль русских, и РАК в частности, в хозяйственном освоении Аляски оценивалась неоднозначно. В некоторых работах 30—50-х гг. американских исследователей господствовал достаточно тенденциозный подход в оценке этой роли, сводящий ее в основном к экспансионистской политике царского режима (см. [1]), а их более объективные коллеги в своих работах указывали на необходимость корректировки таких взглядов [40—42, 47]. Подобные же оценки

содержались и в немногих специальных работах советских исследователей недавнего прошлого [27, 39]. И лишь в более поздних публикациях обзорного и историко-художественного характера советскими авторами стали отмечаться большая положительная роль РАК в хозяйственном освоении территории, прогрессивный для своего времени характер деятельности русских в Америке [1, 3, 13, 24, 35]. Однако, этот вопрос безусловно заслуживает более углубленного, объективного и всестороннего раскрытия.

Первые шаги к организации на новых землях поисков необходимых руд и выплавки из них металлов были предприняты уже одним из основных учредителей компании Г. И. Шелиховым еще до официального ее оформления в 1799 г. В 1794 г., направляя из Охотска очередную группу людей, он писал своему помощнику — правителю русских колоний в Америке — А. А. Баранову о необходимости отыскания там железных и медных руд для нужд поселенцев и кораблестроения: «А каким образом оныя плавить и какия построить плавильныя печки и все прочее учредить, получите вы наставление от отцов Ювеналия и Стефана яко в горной и заводской науке искусных...», [32, с. 326] — говорилось в письме. Один из упомянутых в нем монахов-миссионеров — отец Ювеналий (Иювеналий) был известен в миру как горный инженер Яков Федорович. Он действительно оказал некоторую помощь А. А. Баранову в поисках каменного угля и в пробных плавках железа [20].

Одновременно с отцом Ювеналием на о. Кадьяк прибыл горный инженер Дмитрий Тарханов, которого по праву следует считать первым исследователем недр Русской Америки. В конце 1795 г. он возглавил небольшую экспедицию на р. Медная (Атна или Коппер), одной из задач которой было обследование известных от индейцев медных руд в верховьях реки. Лишь в начале лета 1796 г. Тарханову удалось достичь индейского селения Такекат в верхнем течении реки, где он оказался первым из европейцев. Но трудности и лишения похода серьезно подорвали здоровье исследователя, и он вынужден был возвратиться к побережью. Какое-то время после похода Тарханов еще занимался разведкой железных руд на о. Кадьяк, но в 1798 г. оставил по болезни службу в РАК и уехал в Россию.

О своей работе в Русской Америке Д. Тарханов оставил записки, содержавшие самые первые географические, геологические и этнографические сведения о бассейне р. Медная [34]. Однако, достоянием научной общественности эти записки стали совсем недавно после обнаружения их в Отделе рукописей Государственной публичной библиотеки им. М. Е. Салтыкова-Щедрина А. В. Гришевым [5]. До этого о работах Тарханова было мало что известно. Даже работавший позднее в РАК горный инженер П. П. Дорошин считал его промышленником [9], и на эту ошибку указал в начале 80-х гг. американский исследователь У. С. Хэнэйбл [45].

Уже с начала XIX в. РАК стала снаряжать экспедиции по изучению юго-западных побережий Аляски и островов Алеутской гряды, а затем и северных районов Аляски. Безусловно, даже самые элементарные геологические наблюдения выполнялись далеко не во всех из них. В значительной мере это зависело и от уровня общей подготовленности их руководителей. Характерны в этом отношении экспедиции (плаванья) к берегам Аляски первых подрядившихся на службу в компанию офицеров военно-морского флота Н. А. Хвостова и Г. И. Давыдова. Последний опубликовал в 1810 г. книгу о своих путешествиях в Америку [6], в которой можно найти описания вулканических извержений, цунами близ о. Кадьяк, сведения о полезных ископаемых на нем.

Наиболее крупная экспедиция во внутренние районы Аляски была проведена в 1842—1844 гг. под руководством лейтенанта флота Лаврентия Алексеевича Загоскина (см. [22]). Им проведено несколько протяженных маршрутов по наиболее крупным рекам Аляски — Юкопу (Квихпаку) и Кускоквиму, в их междуречьях, по северо-западному по-

бережью Аляски, выполнен большой объем научных работ по самым разнообразным вопросам. Наибольшее внимание уделено им изучению вопросов этнографии, климата, составлению первой сводной карты района. Загоскин представил и первые сведения о геологии внутренних частей Аляски. В маршрутах им отмечались переслаивающиеся горизонты песчаников и сланцев, граниты, базальты, яшмы, белый жильный кварц и проч., собрана коллекция пород из пятидесяти разновидностей. Из проявлений полезных ископаемых он отметил бурый уголь и янтарь в устье Юкона, гончарные глины. Уже в 1848 г. Л. А. Загоскин опубликовал об этом путешествии книгу [11], которая позднее переиздавалась в советское время с соответствующими комментариями публикаторов [12]. Содержавшиеся в ней научные данные во многом сохранили свою значимость и в наши дни. Это явилось основанием для издания книги в 1967 г. на английском языке в Арктическом институте Северной Америки американским исследователем Х. Михаэлем в качестве приложения к его работе о путешествии Л. А. Загоскина [48].

В те же годы (1839—1849) проводил исследования на островах и побережьях Русской Америки preparator зоологического музея Академии наук И. Г. Вознесенский, собравший богатую коллекцию горных пород и минералов. Переданная им в Минералогический музей Академии наук коллекция явилась основой составления по этим территориям первой сводной геологической работы — очерка (монографии) по орографии и геологии. Ее составил и опубликовал на немецком и русском языках консерватор Академии наук Константин Иванович Гревингк, впоследствии профессор Юрьевского университета. Для своего времени это была достаточно интересная и полезная для специалистов сводка [2, 4, 44].

Некоторые обобщенные краткие, но довольно многочисленные геологические сведения по территории Русской Америки содержатся в записках правителя новохангельской конторы РАК Кирилла Тимофеевича Хлебникова [31, 37]. В них он отразил историю создания РАК, ее промысловую и хозяйственно-коммерческую деятельность, особенности природы и населения различных районов. Записки были высоко оценены современниками. Имеющиеся в них сведения о полезных ископаемых автор черпал из самых различных источников, в том числе и из донесений по промысловым экспедициям РАК. Он использует и свои данные, приводит описания других авторов. С указанием географических привязок им описаны проявления каменного угля, железных и медных руд, самородной серы, колчеданов, известняка, различных глин (гончарных, огнеупорных, красящих), графита, слюды, гипса, цеолитов, железистых (магнетитовых) песков, драгоценных камней (горного хрусталя, аметиста, сердолика, янтара), «минеральных горячих вод серного свойства», «горной смолы» (озокерита). В некоторых случаях указываются разновидности горных пород. В нескольких местах в записках упоминается о Медный в группе Беринговых (Комацдорских) островов, сведения о наличии самородной меди на котором оцениваются автором весьма осторожно. Более поздние геологические исследования позволили дать имевшимся на острове проявлениям меди отрицательную оценку [25, 49]. Большое место в записках отведено описаниям вулканических извержений, землетрясений, цунами («моретрясений»), рождению новых вулканических островов. Автор пытается осмыслить эти явления и их последствия, высказывает свою точку зрения на происхождение Алеутских островов, посвятив этому специальный раздел. Он устанавливает, что не все острова в гряде имеют вулканическое происхождение. Анализ наблюдений позволяет ему поставить вопрос: «...Не можно ли полагать, что пролив, отделяющий Азию от Америки, заключался только между Камчаткой и ближайшими к ней островами, и что острова ближние не подвергались изменению при перевороте, а в промежутках между ними и дальними островами бывший материк поглощен морем?» [31. С. 171].

Следует отметить, что эти, казалось бы дилетантские, представления в общих чертах совпадают с современными геологически обоснован-

ными построениями, свидетельствующими о существовании в конце четвертичного периода между Азией и Америкой так называемого Берингово-морского сухопутного моста — древней Берингии. Такие представления, как известно, развиваются в работах современных американских и российских геологов и учитываются учеными-антропологами и археологами обеих стран при рассмотрении проблем миграции древнего населения смежных северных территорий Азии и Америки [26, 29, 38, 43, 46].

В целом к середине XIX века в Русской Америке уже были сделаны первые шаги в геологическом познании территории, что выгодно отличало ее от восточных пределов России на Азиатском континенте, где еще только начинались геологические исследования преимущественно рекогносцировочного характера [15—17]. Однако и здесь делались практически лишь первые попытки в изучении и добыче полезных ископаемых для местных нужд РАК. На горных и геологических работах было занято незначительное количество рабочих и единицы специалистов. К 1860 г. они были сосредоточены в основном при Кенайской горной экспедиции, насчитывавшей лишь 35 человек [35].

Относительно более крупные горно-геологические работы велись при разведке и отработке каменного угля, найденного в ряде мест. В 1848—1850 гг. прибывший в Америку горный инженер Петр Петрович Дорошин обнаружил в Английской бухте на Кенайском полуострове достаточно мощные пласты угля и приступил к их разведке. С 1855 г. начались открытые разработки угля, дававшие до 20 тыс. пудов в месяц, начата подготовка к подземным работам с применением паровой машины. Однако, все работы были приостановлены после пожара в 1860 г. Всего с 1857 г. по 1860 г. было добыто 2760 т угля, который использовался в основном на пароходах компании и в мастерских при новоархангельской верфи (о. Ситха) при отливках чугунных изделий. Неудачно окончилась и попытка РАК продавать уголь в Калифорнии. Уголь оказался недостаточно качественным, и единственная партия его была продана по очень низкой цене.

В те же годы были установлены и проявления нефти у п-ова Инискип в Кенайском заливе. Но эти находки не обратили тогда на себя внимания, и ими занимались в самом конце прошлого — начале нынешнего веков уже американские геологи. Лишь в конце 50-х годов текущего столетия впадина залива Кука (Кенайского) определилась в качестве значительного газоносного бассейна с хорошими перспективами и на нефть [14]. Известно также, что на Кенайском полуострове велись незначительные разработки слюды, а на островах Ситхе, Кадьяке, Уналашке — извести и глины для небольших кирпичных заводов РАК.

Следует особо остановиться на вопросе поисков золота силами РАК в Русской Америке. Сколь-нибудь значительных работ подобного плана компанией не проводилось, а поступавшим случайным сведениям от промышленников о наличии признаков золота в тех или иных районах руководством компании не придавалось значения. Оно умышленно игнорировало и замалчивало такие сведения, опасаясь, что поиски золота, выгода от которых еще проблематична, лишь отвлекут промышленников от основного пушного промысла и снижат доходы компании от него. Однако, под влиянием событий, разворачивавшихся на соседних территориях, руководство РАК все же вынуждено было обратить внимание на золото и предпринять попытки к организации его поисков на своих землях, особенно после 1848 г., когда, как известно, совершенно случайно были обнаружены знаменитые богатейшие золотые россыпи в Верхней Калифорнии, в районе принадлежавшего до 1842 г. России форта Росс. Уже в декабре этого года в столицу Русской Америки Ново-Архангельск было доставлено из Калифорнии несколько грамм намывтого там золота. В конце этого же месяца туда срочно был направлен П. П. Дорошин с группой рабочих. Поднявшись от побережья по р. Сакраменто, он обследовал россыпи по одному из ее притоков — р. Юба. О своей поездке П. П. Дорошин уже в 1850 г. опубликовал статью, в которой

остановился на истории открытия россыпей, дал яркие описания царившей там обстановки в первоначальный период захлестнувшей эти районы золотой лихорадки, привел краткие геолого-географические описания района, золотоносности долины Юбы, технологические приемы промывки и добычи золота [7].

Однако, дальнейшего развития работы РАК в Калифорнии не получили, хотя подтолкнули к проведению исследования на близлежащих территориях российского владения. В течение двух последующих полевых сезонов 1850—1851 гг. тот же П. П. Дорошин проводил поиски золота в горах, обрамляющих Кенайский залив. По долинам небольших речек Чуну-ктну и Тазлих-ктну и их притокам во многих местах по шурфам им были установлены знаки золота. Заметим также, что еще раньше блестики золота им отмечались в том же районе в устье р. Кактну и у Николаевского редута. Дорошиным также установлено, что Кенайские горы слагаются преимущественно глинистыми сланцами, в которых «жилами проходит диорит», рассматривавшийся им в качестве «золотопроизводительной» породы [8]. Он отдавал себе отчет в том, что проведенные работы охватили лишь ничтожно малую часть перспективных площадей на территории русских владений в Америке, и все же считал, что первые шаги, давшие обнадеживающие перспективы по золоту, сделаны и необходимы дальнейшие более широкие и основательные исследования. «Как ни скудны, по-видимому, результаты двухгодичных разведок моих в горах Кенайских,— писал П. П. Дорошин,— но они представляют самое положительное основание дальнейшим усилиям и надеждам к отысканию россыпей с уважительным содержанием благородного металла» [8. С. 280]. Однако ни главный правитель колоний в Русской Америке, ни председатель главного правления РАК, которому Дорошин представил по возвращении в 1855 г. в Санкт-Петербург подробный отчет, не поддержали его в этом вопросе. Ему не придавалось значения и несколько лет спустя, хотя в 1862 г. посланник Соединенных штатов Северной Америки С. Камерон письменно извещал русское правительство «...о распространении открывшейся золотоносной полосы Орегона и Британской Колумбии до русских владений в Америке» [24].

О работах Дорошина вспомнили лишь в середине 60-х годов, когда в России стали распространяться неопределенные слухи о случаях находок богатого золота в Русской Америке. В печати появились статьи об этом [28], а правление РАК обязало главного правителя колоний Д. П. Максудова принять необходимые меры «...к охранению приростков и извлечению из этого открытия пользы» [24, с. 160]. Однако, возможности к тому времени были уже упущены. Сам же П. П. Дорошин не терял интереса к геологии Русской Америки еще многие годы спустя после возвращения оттуда, о чем свидетельствуют его более поздние статьи [9, 10].

После Дорошина какое-то время в Русской Америке работал горный инженер Андреев. Ему уже пришлось столкнуться в начале 60-х годов с экспансией американских и канадских золотоискателей, которые в связи с истощением богатых золотоносных россыпей в Калифорнии устремились во все более северные районы и вплотную подошли к русским владениям. В это время там уже был открыт новый золотоносный район на р. Стахин (Стиккен), верховья которой находились в Канаде, а низовья принадлежали РАК, но сдавались канадцам в аренду, и здесь уже разрабатывались россыпи. Срок контракта заканчивался, но золотоискатели не намеревались уходить с этой территории. Для улаживания назревавшего крупного и непредсказуемого конфликта из Ново-Архангельска выезжал инженер Андреев. По его рекомендациям РАК продлила контракт.

А в 1867 г. Аляска и все земли Русской Америки были проданы за 7,2 млн долларов США. По этому поводу в то время много писалось во всем мире и в России. Либеральная газета «Голос», которая резко выступала против официозной печати, поддерживавшей решение правитель-

ства о продаже Аляски, констатировала, в частности, что продажа эта осуществлена именно тогда, когда в недрах Русской Америки «открыты многообещающие признаки золота» [24]. Но в то время там были известны уже не только «признаки», о которых знали и писали П. П. Дорошин и другие, а промышленное золото. Его там будет добыто новыми хозяевами с 1880 по 1950 г. 835 т [36], а за весь период золотодобычи более 900 т, что по ценам до 1934 г. составляет 600 млн долларов [30]. В дальнейшем из россыпей на Аляске стали добывать еще и платину, олово, вольфрам. Прибавим сюда еще одно богатство современной Аляски — нефть и газ. У истоков этих богатств стояли русские исследователи и горные инженеры. И если эти богатства недр не были в должной мере востребованы своим временем, то это уже не их вина.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агранат Г. А.* Об освоении русскими Аляски // *Летопись Севера.*— 1971.— Т. V.— С. 180—193.
2. *Алексеев А. И.* Освоение русскими людьми Дальнего Востока и Русской Америки до конца XIX века.— М.: Наука, 1982.
3. *Болховитинов Н. А.* Россия открывает Америку. 1732—1799.— М.: Международн. отношения, 1991.
4. *Гревингк К. И.* Орографический и геогностический очерк северо-западного берега Америки и соседних островов.— СПб., 1850.
5. *Гринева А. В.* Забытая экспедиция Дмитрия Тарханова на Медную реку // *Сов. этнография.*— 1987.— № 4.— С. 88—100.
6. *Давыдов Г. И.* Двукратное путешествие в Америку морских офицеров Хвостова и Давыдова, писанное сим последним. Ч. I и II.— СПб., 1810.
7. *Дорошин П.* Золото в Верхней Калифорнии // *Горный журнал.*— 1850.— № 2.— С. 133—162.
8. *Дорошин П.* Несколько подробностей о распространении золота в русских Северо-Американских владениях // Там же.— 1866.— № 2.— С. 277—282.
9. *Дорошин П.* Из записок, веденных в Русской Америке // Там же.— 1866.— № 3.— С. 365—400.
10. *Дорошин П.* О некоторых вулканах, их извержениях и землетрясениях в бывших американских владениях России // *Записки С.-Петербург. минералогич. об-ва.*— 1870.— 2 сер., ч. 6.— С. 25—44.
11. *Загоскин Л. А.* Пешеходная опись части русских владений в Америке.— Спб.— Ч. I, 1847.— Ч. II, 1848.
12. *Загоскин Л. А.* Путешествия и исследования лейтенанта Лаврентия Загоскина в Русской Америке в 1842—1844 гг.— М., 1956.
13. *История Дальнего Востока СССР в эпоху феодализма и капитализма (XVII в.— февраль 1917 г.).*— М.: Наука, 1991.
14. *Келли Т. Е.* Геология и углеводороды впадины залива Кука в Аляске // *Кордильеры Америки: Симпозиум.*— М.: Мир, 1967.— С. 198—225.
15. *Кириллов Е. А.* Исследования Н. Г. Меглицкого на Дальнем Востоке // *Тихоокеан. геология.*— 1990.— № 4.— С. 113—119.
16. *Кириллов Е. А.* Горно-геологические исследования середины XIX в. в Приамурье // *Вторые чтения им. Г. И. Невельского: Тез. докл. научн. конф.*— Хабаровск, 1990.— С. 75—79.
17. *Кириллов Е. А.* Миддендорф — известный и забытый // *Дальневосточный ученый.*— 1990.— 5—11 сентября.
18. *Кириллов Е. А.* «И да замечать прилежно». До начала горных промыслов. Очерк второй // *Дальневост. геолог.*— 1991.— 21 августа.
19. *Кириллов Е. А.* Железный завод командора // *Дальневост. ученый.*— 1991.— 21—27 августа.
20. *Кириллов Е. А.* Геологи Русской Америки // Там же.— 1991.— 13—19 ноября.
21. *Кириллов Е. А.* Степан Крашенинников: «Нельзя утверждать за истину, что на Камчатке никаких руд не находится» // Там же.— 1992.— 29 января.
22. *Кириллов Е. А.* «Пешеходная опись...» Загоскина // *Тихоокеан. звезда.*— 1992.— 20 мая.
23. *Крашенинников С. П.* Описание земли Камчатки.— М.; Л., 1949.
24. *Марков С. Н.* Летопись Аляски.— М.; Л., 1948.
25. *Морозевич И.* Месторождение самородной меди на Командорских островах // *Тр. Геол. ком. Нов. серия. Вып. 72.*— СПб., 1912.— С. 1—43.
26. *Окладников А. П., Васильевский Р. С.* По Аляске и Алеутским островам.— Новосибирск, 1976.
27. *Окунь С. Б.* Российско-Американская компания.— М.; Л., 1939.
28. *Открытие золота в Русской Америке: (Редакционная статья)* // *Горный журнал.*— 1866.— № 1.— С. 136.
29. *Петров О. М.* Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое // *Берингия в кайнозое: Мат. Всесоюзн. симпоз.*— Владивосток, 1976.— С. 28—32.

30. *Потемкин С. В.* Благородный 79-й. Очерк о золоте.— М.: Недра, 1988.
31. *Русская Америка в неопубликованных записках К. Т. Хлебникова.*— Л.: Наука, 1979.
32. *Русские экспедиции по изучению северной части Тихого океана во второй половине XVIII в.: Сборник документов.*— М.: Наука, 1989.
33. *Стеллер Г. В.* Из Камчатки в Америку.— Л., 1928.
34. *Тарханов Д.* Журнал странствий и путешествий горной науки унтер-офицера Дмитрия Тарханова... с 1794-го октября 31-го — 1798 года июня по 17-ое число. Рукопись. Отд. рукописей ГПБ Санкт-Петербург: Сборник Q — IV.311. Л. 1—76.
35. *Федорова С. Г.* Русское население Аляски и Калифорнии.— М.: Наука, 1971.
36. *Фосс Г. В.* Золото (типы месторождений, история добычи, сырьевые базы).— М., 1963.
37. *Хлебников К. Т.* Материалы для истории заселений по берегам Восточного океана. Вып. III: Записки К. Хлебникова о Америке.— СПб., 1861.— (Прил. к Морскому сборнику; № 1—4).
38. *Хопкинс Д. М.* История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет // Берингия в кайнозое: Мат. Всесоюз. симп-ма.— Владивосток, 1976.— С. 9—27.
39. *Широкий В. Ф.* Из истории хозяйственной деятельности Российско-Американской компании // Историч. зап.— 1942.— Т. 13.— С. 207—221.
40. *Allen R. V.* Alaska before 1867 in Soviet literature // The Quart. Journ. of the Library of Congress.— 1966.— July.— P. 71—86.
41. *Chevigny H.* Lord of Alaska. The life of Alexandr Baranov.— New York, 1965.
42. *Chevigny H.* Russian America. The Great Alaskan Venture. 1741—1867.— New York, 1965.
43. *Gates O., Gibson W.* Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1956.— V. 67, N 2.
44. *Grewingk K. J.* Die orographische und geognostische Beschaffenheit der N. W. Küste Amerikas mit den angrenzenden Inseln.— St. Petersburg, 1848.
45. *Hanable W. S.* Alaska's Copper River, the 18th and 19th Centures.— Anchorage, Alaska, 1992.
46. *Hopkins D. M.* The Cenozoic history of Beringia — a synthesis // The Bering Land bridge/D. M. Hopkins ed.— Stanford: Univ. Press, 1967.— P. 451—484.
47. *Mazour E.* United States Naval Institute Proceedings.— December 1954.
48. *Michael H. N.* Lieutenant Zagoskin's travels in Russian America, 1842—1844.— Toronto, 1967.
49. *Morozowicz J.* Komandory. Studium geographicznopczvrodnicze.— Warszawa, 1925.
50. *Steller G. W.* Reise von Kamtchatka nach America mit dem Commandeur — Capitän Bering.— Petersburg, 1793.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
18 июня 1992 г.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

80-ЛЕТИЕ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО



Редакционная коллегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет с 80-летием со дня рождения и 55-летием научной, научно-производственной и общественной деятельности главного редактора журнала, советника президиума Российской Академии наук, председателя Национального тихоокеанского научного комитета, председателя комитета «Твердая оболочка Земли» Тихоокеанской научной ассоциации, Героя Социалистического Труда, лауреата Государственной премии академика Николая Алексеевича Шило.

Н. А. Шило — крупнейший российский ученый в области наук о Земле, известный знаток поисковых и геолого-разведочных работ, исследователь фундаментальных проблем теоретической геологии земного шара и конкретных задач геологии Востока СССР, талантливый организатор, опытный педагог и внимательный воспитатель молодых исследователей.

Н. А. Шило продолжает много и плодотворно работать. Из-под его пера выходят все новые статьи и монографии, содержащие свежие оригинальные мысли и концепции. Несомненной заслугой Н. А. Шило является укрепление международного сотрудничества, организация издания журнала «Тихоокеанская геология» за рубежом.

Коллеги, соратники и друзья желают Николаю Алексеевичу доброго здоровья и дальнейших успехов в работе на благо нашей Родины.

Ю. И. Бакулин, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, В. В. Ревердатто, Н. П. Романовский, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, В. Н. Шаранов, А. Д. Щеглов

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

80-ЛЕТИЕ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО



Редакционная коллегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет с 80-летием со дня рождения и 55-летием научной, научно-производственной и общественной деятельности главного редактора журнала, советника президиума Российской Академии наук, председателя Национального тихоокеанского научного комитета, председателя комитета «Твердая оболочка Земли» Тихоокеанской научной ассоциации, Героя Социалистического Труда, лауреата Государственной премии академика Николая Алексеевича Шило.

Н. А. Шило — крупнейший российский ученый в области наук о Земле, известный знаток поисковых и геолого-разведочных работ, исследователь фундаментальных проблем теоретической геологии земного шара и конкретных задач геологии Востока СССР, талантливый организатор, опытный педагог и внимательный воспитатель молодых исследователей.

Н. А. Шило продолжает много и плодотворно работать. Из-под его пера выходят все новые статьи и монографии, содержащие свежие оригинальные мысли и концепции. Несомненной заслугой Н. А. Шило является укрепление международного сотрудничества, организация издания журнала «Тихоокеанская геология» за рубежом.

Коллеги, соратники и друзья желают Николаю Алексеевичу доброго здоровья и дальнейших успехов в работе на благо нашей Родины.

Ю. И. Бакулин, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, В. В. Ревердатто, Н. П. Романовский, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, В. Н. Шаранов, А. Д. Щеглов

(Адрес подписчика)