

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

4

1987

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, ***В. В. Иванов***, *В. А. Красилов*, *Е. В. Краснов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *Г. В. Ручкин*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*, *И. К. Туезов*,
В. Н. Шаранов

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТнГ ДВНЦ СО АН СССР, ком. 203. Тел. 39-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *В. В. Борисова*, *С. В. Блинова*

Сдано в набор 10.04.87. Подписано к печати 20.07.87.
МН-02673. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж
688 экз. Заказ № 770.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск,
93, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

НОВОСИБИРСК

№ 4, 1987

СОДЕРЖАНИЕ

| | | | |
|--|----|--|-----|
| Д. И. Овчинников. Тектонические особенности размещения оловянного оруденения различных формационных типов в мезозоидах Северо-Востока СССР | 3 | М. В. Сухин, И. И. Шапочка. Ортогональная система линейментов восточной части региона БАМ | 87 |
| А. А. Цветков. Островодужный магматизм по данным анализа <i>SB</i> -диаграмм | 12 | А. И. Ромашкин. Геохимическая эволюция гранитогнейсового комплекса Буреинского массива | 93 |
| А. Д. Щеглов. Скарновые месторождения Тихоокеанского рудного пояса | 17 | О. А. Степанов, Нгуен Суан Ан, Нгуен Нгием Минь. Молибденовые месторождения южной части Вьетнама и особенности их формирования | 103 |
| В. Н. Свальнов, Г. Х. Казарина, А. Я. Шевченко. Эоловый материал плиоцен-плейстоценовых отложений возвышенности Шатского | 24 | И. И. Хведчук, С. Г. Шилкин. Литологическое расчленение разреза на основе обработки данных геофизических исследований скважин на ЭВМ | 111 |
| Э. Л. Школьник, Г. Н. Батурич. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана | 30 | Е. И. Алмаев, Ф. Г. Корчагин, Ю. М. Криницын, Ю. В. Талыкин, Ю. Н. Халяпин. Современные автоматизированные системы проведения геофизических исследований в связи с изучением глубинного строения рудных районов юга Дальнего Востока | 117 |
| С. Л. Соловьев. Сведения о строении сейсмофокальных слоев типа Курило-Камчатского, полученные с помощью донных сейсмических станций | 35 | Н. А. Шило, А. С. Латкин. Математическая интерпретация вихревой структуры протопланетного облака Солнечной системы | 122 |
| А. М. Лянишев, П. М. Сычев, В. Ю. Семенов. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря | 45 | КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ | |
| А. Д. Чехов. К вопросу о становлении земной коры на Северо-Востоке СССР | 51 | В. Г. Гоневчук, Г. А. Гоневчук, А. В. Игнатьев, П. Г. Коростелев. Новые данные о возрасте редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алия | 125 |
| З. И. Гурьева, В. В. Шарков. Изучение грязевых вулканов о. Сахалин по материалам аэрофотосъемки | 58 | КРИТИКА И ДИСКУССИИ | |
| Г. Г. Дмитренко, А. Г. Мочалов, С. А. Паланджян, В. В. Акинин. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпийских ультрамафитах Корякского нагорья | 66 | Б. В. Ежов. О существовании на Камчатке кайнозойских островодужных систем | 127 |
| П. И. Логвинцев. Геолого-структурные особенности Янканской колчеданноносной зоны Монголо-Охотского складчатого пояса (Верхнее Приамурье) | 77 | | |

CONTENTS

| | | | |
|--|----|--|-----|
| D. I. Ovchinnikov. Tectonic features of distribution of tin mineralization of various formational types in the USSR North — East mesozoides | 3 | Mongolia-Okhotsk fold belt (Upper Priamur'e) | 77 |
| A. A. Tsvetkov. Island-arc magmatism from the data on SB — diagram analysis | 12 | M. V. Sukhin, I. I. Shapochka. The orthogonal lineament system of the eastern BAM region | 87 |
| A. D. Shcheglov. Skarn deposits of the Pacific ore belt | 17 | A. I. Romashkin. Geochemical evolution of the granite-gneiss complex of the Bureya massif | 93 |
| V. N. Svalnov, G. H. Kazarina, A. Ya. Shevchenko. Aeolian material of Pliocene-Pleistocene deposits on the Shatsky Rise | 21 | O. A. Stepanov, Nguyen Suan An, Nguyen Ngiem Min. Molybdenum deposits of the South Vietnam and peculiarities of thier formation | 103 |
| E. L. Shkolnik, G. N. Baturin. On basalt phosphatization of Pacific sea mounts | 30 | I. I. Khvedchuk, S. G. Shilkin. Lithological parting of a section on the basis of the wells geophysical data evaluation at the computer | 111 |
| S. L. Solov'ev. Evidence for the structure of seismofocal layers of Kuril-Kamchatka type from bottom seismic stations | 35 | Ye. I. Almayev, F. G. Korchagin, Yu. M. Krinitsyn, Yu. V. Taltykin, Yu. N. Khalyapin. Modern automated system of carrying out geophysical investigations in connection with studying deep structure of the ore regions in the South Far East | 117 |
| A. M. Lyapishev, P. M. Sychev, V. Yu. Semenov. Upper mantle electric conductivity of the Kuril basin in the Sea of Okhotsk | 45 | N. A. Shilo, A. S. Latkin. Mathematic interpretation of the turbulent structure of the Solar system protoplanetary cloud | 122 |
| A. D. Chekhov. The earth's crust formation in the USSR North — East | 51 | | |
| Z. I. Gur'eva, V. V. Sharkov. The study of Sakhalin mud volcanoes from aerial photographic survey | 58 | <i>BRIEF COMMUNICATIONS</i> | |
| G. G. Dmitrenko, A. G. Mochalov, S. A. Palandzhyan, V. V. Akinin. Accessory minerals of platinum elements in Alpine — type ultramafites of the Koryak highland | 66 | V. G. Gonevchuk, G. A. Gonevchuk, A. V. Ignat'ev, P. G. Korostelev. New data on the age of Central Sikhote — Alin rare — metal granites | 125 |
| P. I. Logvenchev. Geologic — structural features of the Yankan pyrite-bearing zone of the | | <i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i> | |
| | | B. V. Yezhov. On the existence of Cenozoic island-arc systems in Kamchatka | 127 |

УДК 553.45 : 553.078.2(571.65/66)

Д. И. Овчинников

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

На формационной основе установлены геолого-структурная позиция, структурообразование, структурно-магматическая зональность и рудогенез разноформационных оловоносных поясов и зон, окаймляющих жесткий консолидированный Колымо-Омолонский массив. В зависимости от конфигурации последнего, в пределах структурно-металлогенических поясов и зон

выделены тектонические блоки разных порядков, отличающиеся друг от друга интенсивностью складчатости, типом разрывных нарушений, глубиной залегания основания мезозойд, гранитоидным магматизмом и локализацией разноформационного оловянного оруденения.

Территория Северо-Востока СССР считается классическим примером мезозойских складчатых систем, с развитием которых связаны интенсивные процессы гранитоидного магматизма и оловянного оруденения.

Как известно, главными структурными элементами региона являются: Верхояно-Чукотская миогеосинклиналь, сформированная на «континентальной коре» на краю Сибирской платформы, с Яно-Колымской и Чукотской ветвями геосинклинальной области, древний консолидированный Колымо-Омолонский срединный массив — один из наиболее крупных элементов циркумтихоокеанской мегаструктуры, а также фрагменты погруженной Гиперборейской платформы, принадлежащие к внешней «материковой» зоне Тихоокеанского рудного пояса (рис. 1).

На границе внутренней и внешней зон Тихоокеанского пояса, вдоль их сочленения, расположен структурный элемент особого генетического типа — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, представляющий собой послескладчатое шовное наложенное образование, сложенное меловыми вулканогенными толщами и слагающее верхний структурный этаж.

Вопросам закономерностей размещения и структурной позиции оловорудных месторождений в этом регионе посвящены многие работы [2—14], в которых эти вопросы освещены с разной степенью детальности в разномасштабных аспектах — от закономерностей размещения оловянного оруденения для всего региона или его крупных металлогенических подразделений до исследований в масштабе рудных районов, узлов и рудных полей. Установленные региональные и локальные закономер-

ности размещения оловянного оруденения на данной территории не позволяют, однако, конкретизировать характер зональности, структурные и магматические связи между основными рудопроявлениями касситерит-кварцевой, скарновой и касситерит-силикатной формаций в пределах как всего региона, так и рудных районов, узлов и полей.

По представлениям С. С. Смирнова [12], в наиболее общем плане оловоносные площади Северо-Востока образуют широкий и протяженный пояс, обрамляющий с Запада в виде полукольца Колымо-Омолонский срединный массив и продолжающийся далее на восток, в пределы Чукотской складчатой системы.

Анализ геологического строения территории Северо-Востока СССР с использованием новейших геологических данных позволил с новых позиций рассмотреть историю формирования геологической структуры региона, определить ее главные черты и на этой основе подойти к структурному районированию Верхояно-Чукотской геосинклинали с учетом различного пространственного положения ее ранне- и позднеорогенных зон и их элементов по отношению к контрфорсу — Колымо-Омолонскому массиву, выделению крупных тектонических блоков и на их основе — рудных районов, узлов и полей с характерными особенностями строения.

С целью получения объективных данных о закономерностях размещения оловянного оруденения на территории Верхояно-Чукотской геосинклинали составлена структурно-металлогеническая карта распределения оловорудных месторождений и рудопроявлений двух основных формационных типов в масштабе 1 : 2 500 000, схема которой приведена на рис. 2.

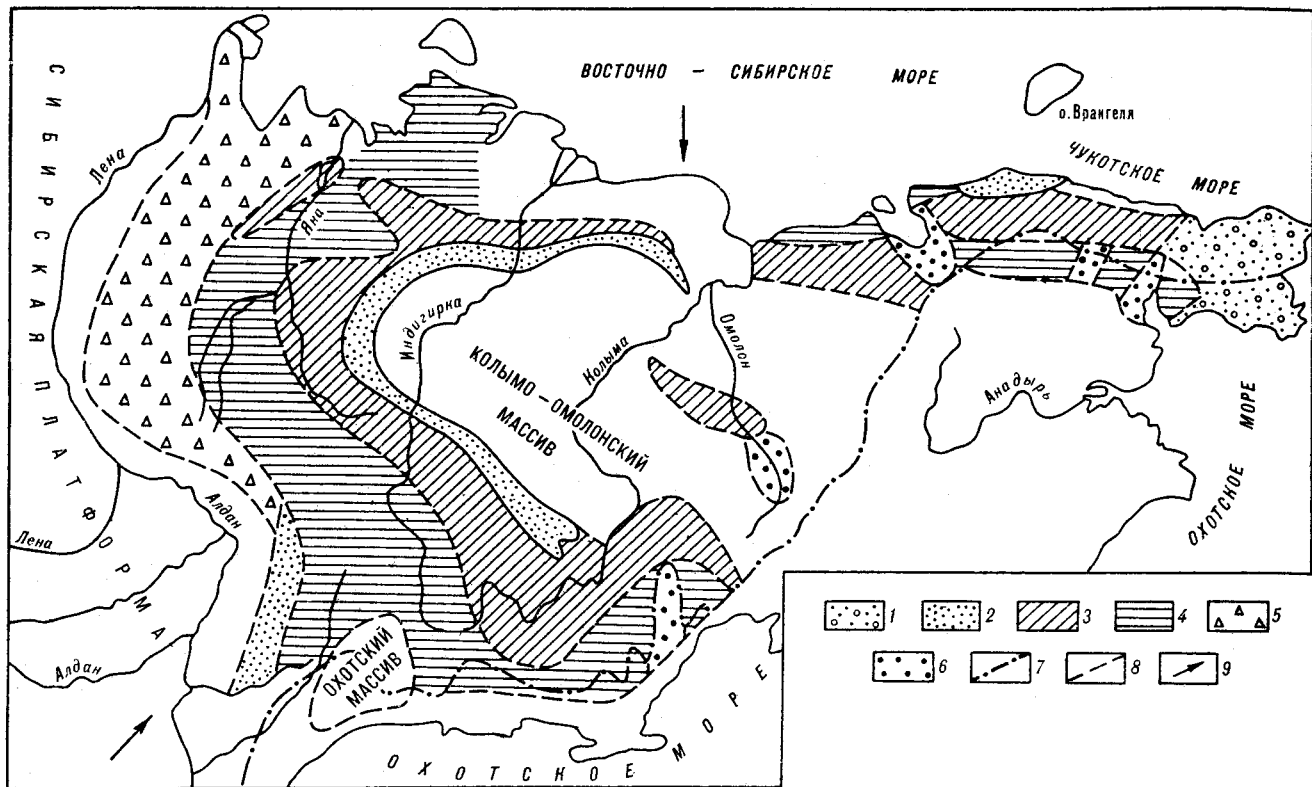


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР (составлена по материалам XXX тома «Геология СССР», 1970).

1 — активизированные остаточные массивы; 2 — палеозойские активизированные горст-антиклинории в пределах срединных массивов; 3 — зоны с преобладанием линейной напряженной складчатости; 4 — зоны с преобладанием пологой и брахиморфной складчатости; 5 — зоны с крупной линейной складчатостью; 6 — позднегеосинклинальные прогибы и впадины; 7 — граница вулканогенных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 8 — границы тектонических сооружений; 9 — направление сжимающих усилий.

В основу карты положены все имеющиеся данные, что позволило выявить некоторые закономерные связи разноэтапного оловянного оруднения, тектонических структур и магматизма.

Вся Верхояно-Чукотская складчатая область в мезозойском цикле прошла этап геосинклинального развития и сформировалась на жестком платформенном основании. Это позволяет отнести ее к особой категории эпикратонных геосинклиналей восточно-азиатского типа или типа D, по В. И. Смирнову [2]. Структурный план Верхояно-Чукотского региона в современном виде начал оформляться с момента заложения мезозойских геосинклиналей, окаймляющих Колымо-Омолонский массив.

Для Верхояно-Чукотской складчатой области одной из главных особенностей геологического строения является широкое распространение на ее территории миогеосинклинальных терригенных флишеидных толщ верхоянского комплекса мощностью до 10 км, образовавшихся в интервале времени от визейского века раннекаменноугольной эпохи до волжского века позднеюрской эпохи включительно.

Мезозойские структуры (мезозоиды) Верхояно-Чукотской миогеосинклинали являются главными тектоническими элементами региона и образуют ряд структурных поясов (зон) с разной мощностью отложений верхоянского комплекса (см. рис. 2; рис. 3), возникших в период седиментации в бассейнах разной глубины и в орогенный этап преобразовавшихся в пликативные структуры с различным стилем складчатости и преобладающим типом разрывных нарушений.

Яно-Колымская и Чукотская геосинклинальные системы, по С. М. Тильману, принадлежат единой области мезозойской складчатости, хотя развитие их происходило неодинаково и между ними наблюдаются некоторые различия. На опущенных блоках фундамента, в крайних частях Яно-Колымской геосинклинальной системы, в седиментационный период возникли крупные геосинклинальные прогибы — трюги. В целом отложения этой геосинклинальной системы формировались в бассейне с различной глубиной и характеризуются большими, но не постоянными мощностями. По этому признаку система может быть расчлене-

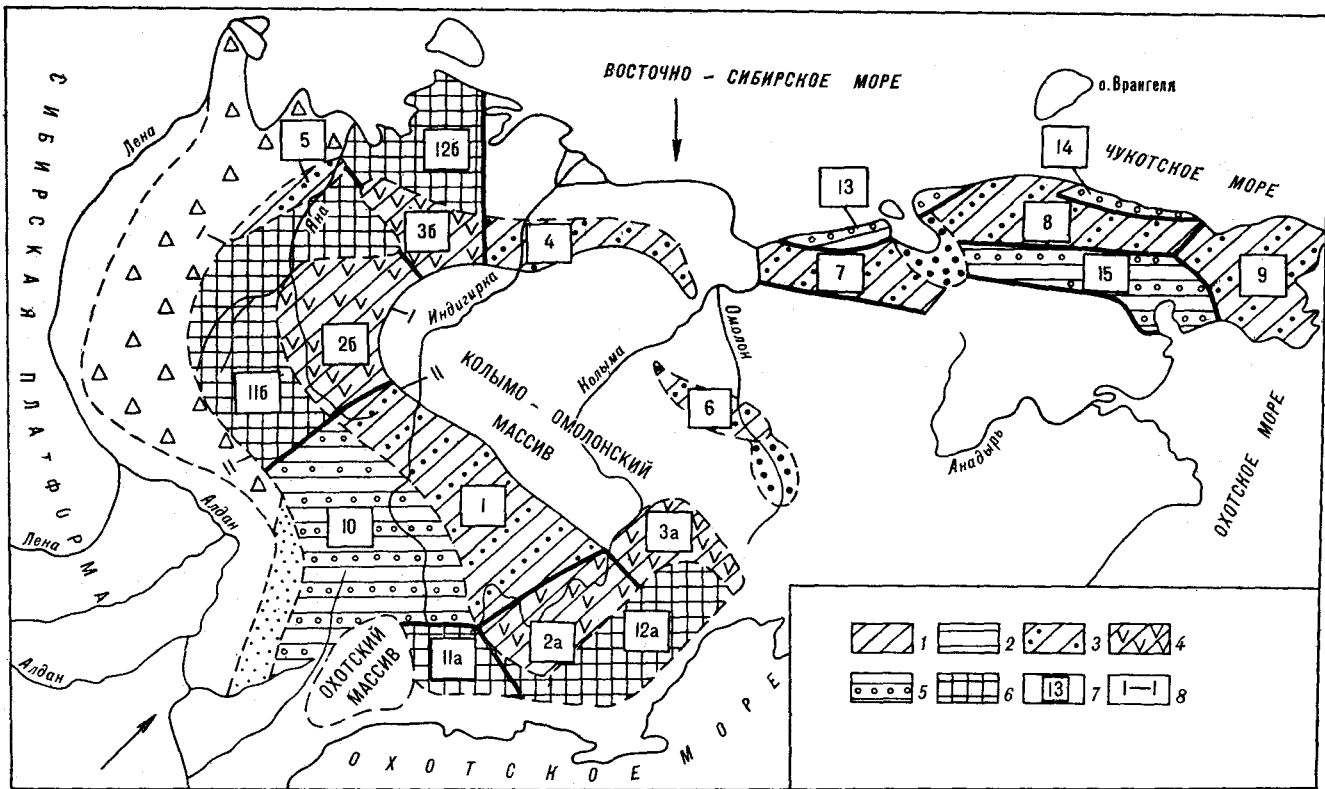


Рис. 2. Схема оловоносных поясов и тектонических блоков.

1 — оловоносные пояса с оруденением касситерит-кварцевой (и скарновой) формаций; 2 — то же, касситерит-силикатной формации; 3 — тектонические блоки раннеорогенного этапа первого порядка; 4 — то же, второго порядка; 5 — тектонические блоки позднеорогенного этапа первого порядка; 6 — то же, второго порядка; 7 — номера тектонических блоков; 8 — линии разрывов. Остальные усл. обозн. аналогичны таковым на рис. 1.

на на четыре продольные узкие зоны, из которых крайние — расположенные вблизи Колымо-Омолонского массива и Сибирской платформы — характеризуются наибольшей мощностью отложений и формировались в наиболее прогнутых участках, а в двух средних зонах, сформировавшихся на неглубоко залегающем основании, мощность осадочных образований сравнительно небольшая [1].

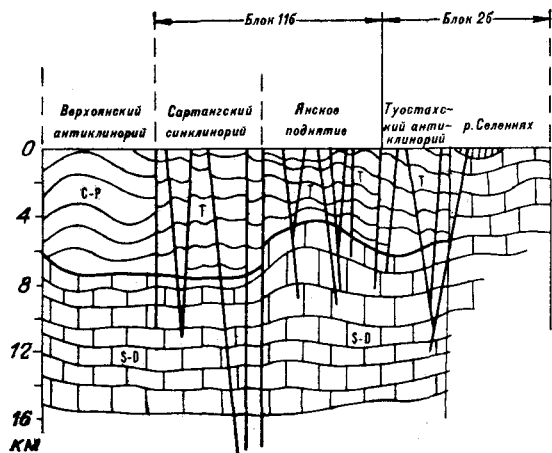
В течение всего периода развития геосинклинали, и особенно в орогенный этап, Колымо-Омолонский массив выступал в качестве консолидированного блока, определившего в значительной мере общий рисунок мезозойских складчатых сооружений этого региона при тангенциальных усилиях, направленных со стороны Сибирской и погруженной Гиперборейской платформ. В результате такого сжатия на орогенном этапе, в зависимости от мощности геосинклинальных отложений, на месте прогибов и трогов возникли упомянутые выше следующие четыре структурные зоны с различными стилями складчатости и характером тектонических нарушений, последующим магматизмом и оловянным оруденением.

Первая, внутренняя — Иньяльская или Адыча-Бохапчинская, раннеорогенная структурная

зона с большой мощностью отложений (7—10 км), окаймляющая пограничные горст-антиклинорные сооружения Колымо-Омолонского массива, характеризуется преобладанием протяженных складчатых сооружений с напряженной линейной складчатостью. Зона состоит из складчатых сооружений Иньяли-Дебинского мегасинклинория, ориентированного вдоль юго-западной прямолинейной границы массива, а также Аян-Юряхского антиклинория, Верхне-Индибирского брахисинклинория и Полоусного синклинория, полукольцом огибающих Колымо-Омолонский массив и отделенных друг от друга системой крупных продольных долгоживущих разломов (Дарпир, Дебинский, Чай-Юрюинский, Адыча-Эльгинский, Тенькинский, Кюнь-Тасский, Улахан-Сисский, Уш-Урэкчанский и др.). Складчатые сооружения и большинство разрывных нарушений этой зоны, выдержанные по простиранию в центральной части к северо-западу, постепенно изменяют направление на субмеридиональное и северо-северо-восточное, а к юго-востоку — на субширотное и северо-восточное, обтекающие угловатые части Колымо-Омолонского массива.

По обрамлению Колымо-Омолонского массива в мезозойды вдоль продольных разломов на

ПО ЛИНИИ I-I



ПО ЛИНИИ II-II

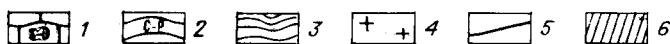
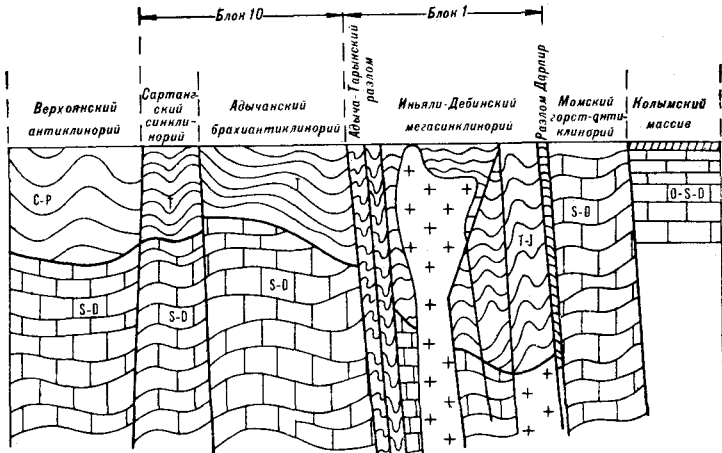


Рис. 3. Схематические геологические разрезы.

1 — фундамент мезозой; 2 — каменноугольные — пермские отложения; 3 — триасовые отложения; 4 — гранитоиды; 5 — разломы; 6 — четвертичные отложения.

раннеорогенном этапе тектогенеза в раннемеловую эпоху внедрились образующие гигантский пояс батолитоподобные гранитные интрузии колымского комплекса (Баки, Чьорго, Морджот, Омчикандинский, Хадараньинский и другие массивы), с которыми генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение касситерит-кварцевой формации. К этой же внутренней структурной зоне относятся небольшие по размерам блоки пограничных палеозойских горст-антиклинориев (Омулевский, Момский, Тас-Хаяхтахский, Полоусненский и др.), являющиеся структурами активизации Колымо-Омолонского массива в раннеорогенное время, в пределах которых встречаются отдельные массивы гранитоидов колымского комплекса и связанное с ними оловянное оруденение скарновой формации (см. рис. 2).

К аналогичному типу оловоносных раннеорогенных структур относятся Куларский антиклинорий, представляющий собой небольшую обособленную положительную геоструктуру северо-восточного простирания, сформированную на погруженных участках фундамента, являющихся выжатыми блоками юго-западного окончания Шеломского погребенного массива, а также Березовский антиклинорий или шовная зона, сформированная между продольными субширотными разломами на окраине Омолонской глыбы. В пределах этих антиклинориев встречается оловянное оруденение кварцевого и грейзенового типов касситерит-кварцевой формации, генетически связанное с нижнемеловыми массивами гранитоидов, приуроченными к продольным разломам вдоль осевой части антиклинориев.

Таким образом, все складчатые сооружения, обрамляющие жесткий массив — контрфорс, образуют внутренний структурный металлогенетический пояс и характеризуются наличием раннеорогенных напряженных складчатых структур, продольных глубинных разломов типа взбросо-сдвигов, глубоким залеганием палеозойского основания (см. рис. 1, 3) и раннемеловым магматизмом колымского комплекса, с которым генетически связано оловянно-вольфрамовое, иногда с молибденом, оруденение касситерит-кварцевой формации.

Вторая — Адыча-Эльгинская (Эльги-Кулинская) позднеорогенная структурная зона слабых дислокаций и брахиформной складчатости приурочена к приосевой восточной части геосинклинали с неглубоким залеганием основания мезозой (от 2 до 5 км). Она представлена Адычанским и Иргичанским брахиаантиклинориями, Эльгинским районом пологих дислокаций, Балыгычанским складчато-глыбовым поднятием с Омсукчанским позднегеосинклинальным прогибом и рядом небольших складчато-глыбовых поднятий: Средне-Янским, Тирехтахским, Сунтар-Лабынбирским, Инским и другими, которые сформировались на приподнятых блоках фундамента, где широкое развитие получили более поздние поперечные к складчатости глубинные разломы типа сбросо-сдвигов, в основном северо-восточного простирания, вмещающие небольшие многофазные массивы или «поперечные ряды» верхнемеловых гранитоидов омсукчанского комплекса, сопровождаемые оловянным оруденением касситерит-силикатной формации.

Третья — Сартаг-Верхоянская позднеорогенная структурная зона приурочена к западной присеовой части геосинклинали с неглубоким, но более опущенным по сравнению с предыдущей зоной основанием отложений верхоянского комплекса (до 6 км) и сложена в основном простыми линейными и реже брахиморфными складчатыми сооружениями Сартагского, Южно-Верхоянского, Северо-Полоусного, Арmano-Вилигинского и Столбовско-Максуновского синклинориев, которые осложнены поперечными прогибами шарниров складок в виде узких самостоятельных зон с интервалами между ними 50—80 км. Вдоль таких поперечных зон расположены глубинные разломы сбросо-сдвигового типа, вмещающие небольшие массивы верхнемеловых многофазных гранитоидов омсукчанского комплекса, сопровождаемые оловянным оруденением касситерит-силикатной формации.

Четвертую, внешнюю — Верхоянскую структурную зону мезозойской геосинклинали составляют раннеорогенные напряженные линейные складчатые структуры Верхоянского мегантиклинория, сложенного породами нижней части верхоянского комплекса, небольшой мощности (до 5 км), образования которого подстилаются палеозойскими карбонатными толщами. Зону слагают крупные антиклинории: Орулганский и Западно-Верхоянский, ориентированные в субмеридиональном направлении.

В целом для этой структурной зоны характерны отсутствие крупных разрывных дислокаций, слабое проявление признаков гранитоидного магматизма и оловоносности, за исключением восточного крыла мегантиклинория (Эчийский антиклинорий), где на сочленении последнего с брахиморфными структурами Сартагского и Южно-Верхоянского синклинориев продолжают поперечные разрывные нарушения (Эге-Хайское, Тирехтяхское и др.), к которым приурочены штоки и дайки гранитов позднемелового возраста, сопровождаемые отдельными оловорудными проявлениями (Бочий, Имтаджа) касситерит-силикатной формации.

По геолого-структурному положению, особенностям позднеорогенного этапа тектогенеза, глубине основания отложений верхоянского комплекса, одновозрастному гранитоидному магматизму и одинаковой формационной принадлежности оловянного оруденения наблюдается близкое сходство двух рядом расположенных присеовых структурных зон: Адыча-Эльгинской и Сартаг-Верхоянской, которые можно объединить в один Адычанский позднеорогенный внешний структурный и металлогенический пояс с широко проявленным оловянным оруденением касситерит-силикатной формации.

Таким образом, в Яно-Колымской геосинклинали системе в зависимости от ее геологического строения по стилю складчатости, типу разрывных нарушений, гранитоидного магматизма и соответственно формационному типу оловянного оруденения выявляется региональная структурно-магматическая зональность. Выделенные зоны образуют два металлогенических пояса с различной глубиной залегания основания мезозойского, дугообразно опоясывающие Колымо-Омолонский массив: внутренний — шириной от 50 до 325 км с оловянным оруденением касситерит-кварцевой формации и внешний, более оловоносный — шириной от 80 до 350 км с касситерит-силикатным оруденением.

Чукотская геосинклинали система, по М. В. Муратову, возникла и формировалась на южной деформированной окраине Гиперборейской древней платформы на палеозойском складчатом основании. Здесь прогибание началось позднее, чем в Яно-Колымской геосинклинали, и было менее интенсивным, а позднегеосинклиналильные прогибы выполнены не среднеюрскими, как в последней, а верхнеюрскими — нижнемеловыми терригенными отложениями. Возникшая на месте прогиба складчатая система характеризуется в основном брахиморфной и линейной складчатостью, наличием в ее центральной части изометричных поднятий ранней консолидации и округлых пологих позднегеосинклиналильных секущих складчатость прогибов. Наиболее характерными особенностями Чукотской складчатой системы являются отсутствие протяженных складчатых структур, относительно небольшая глубина залегания фундамента (до 7 км) и большое количество поднятий и прогибов в ее восточной части.

В пределах Чукотской геосинклинали системы выделяются два складчатых сегмента: на западе — Анюйский и на востоке — Чаунский. В первом преобладающим развитием пользуются антиклинальные складки с узкими синклиналиями и отсутствуют наложенные позднегеосинклиналильные поперечные впадины и прогибы. Он состоит из Мало-Анюйского, Кэпэрвеемского и Пауктуваамского антиклинориев, Мачваамского и Кейнгувеемского синклинориев, Эльвнейского и Сухарнинского горст-антиклинориев, Алярмаутского поднятия. В составе Чаунского складчатого сегмента выделяются сооружения Паляваамского мегасинклинория, Куульского палеозойского поднятия, Переходной зоны и Экиатапского синклинория, крупные ранние валообразные поднятия (Иультинское, Куэквунское), поперечные наложенные позднегеосинклиналильные впадины, а также активизированные структуры Восточно-Чукотского массива.

Складчато-глыбовое строение Чукотской складчатой системы определило своеобразие ее структурных форм, представленных в центральной части сравнительно короткими антиклинориями с небольшими зонами интенсивной линейной складчатости, продольными валообразными поднятиями и узкими синклиниями длиной не более 200—300 км, в пределах которых широко развиты простые линейные кулисообразно расположенные складки с дугообразными их изгибами и брахиморфные складки.

На территории Чукотской геосинклинальной системы также наблюдается зонально-полосчатое расположение различных структурных зон ранне- и позднеорогенного этапа тектогенеза, отражающих наличие положительных элементов неглубоко залегающего палеозойского основания и ориентированных параллельно общей складчатости, южной окраине Гиперборейской погруженной платформы и северо-восточному крылу Колымо-Омолонского массива (см. рис. 1). Так, в центральной части геосинклинальной системы, вдоль северной границы Паляваамского мегасинклинория, Переходной зоны и южной кромки Экиатапского синклинория выделяется узкая Центральная раннеорогенная структурная зона шириной от 80 до 120 км северо-западного направления с интенсивной линейной складчатостью. В состав зоны входят палеозойские активизированные структуры Восточно-Чукотского массива, Иультинское, Куэвуньское, Эльвенеиское и Сухаринское поднятия, а также Ичувеемский антиклинорий и Вайваамский синклинорий, кулисообразно соединяющиеся друг с другом, разграниченные зонами крупных продольных разломов взбросо-сдвигового типа (Вачватапский, Куветский, Олелтытынский и др.) северо-западного простирания. Для Центральной зоны характерно наличие нижнемеловых интрузий колымского (иультинского) комплекса, с которым генетически связано оловянное оруденение (месторождения Пыркакай, Иультин, Лунное и др.).

На севере Центральная структурная зона по продольным разломам северо-западного простирания граничит со второй, относительно узкой (до 50 км) Прибрежной позднеорогенной структурной зоной. Последняя состоит из Экиатапского и Кейнгувеемского синклинориев с простыми линейными и брахиморфными складками и широко развитой системой секущих разломов типа сбросо-сдвигов северо-восточного и субмеридионального простирания и в центральной части прерывается палеозойскими образованиями Куульского поднятия. К секущим глубинным разломам приурочены верхнемеловые массивы многофазных гранитоидов омсукчанского (валькумейского) типа, с которыми

генетически связаны месторождения касситерит-силикатной формации (Валькумей, Ичатка, Гыргычанская группа, Звонкое и др.).

Третья — Южная структурная зона шириной до 130 км выделяется только в Чаунском складчатом сегменте, восточнее Раучуанского позднегеосинклинального прогиба. Она представлена серией синклинальных брахиморфных и простых линейных складок, входящих в Паляваамский мегасинклинорий, Пегтымельской, Телекайской и Крестовской позднегеосинклинальными впадинами, поднятиями с небольшой мощностью осадков и южной, активизированной частью Восточно-Чукотского массива (Диоритовый район) и во многих частях перекрыта эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Обычно складчатые толщи через 40—50 км разбиты зонами поперечных глубинных разломов типа сбросо-сдвигов северо-восточного и субмеридионального направления, к которым часто приурочены борты позднегеосинклинальных впадин и массивы верхнемеловых гранитоидов омсукчанского (валькумейского) типа, сопровождаемые оловянным оруденением касситерит-силикатной формации (Телекайская, Крестовская и Диоритовая группы месторождений). В южной части этой зоны, перекрытой маломощными эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в отдельных эрозионных окнах наблюдаются палеозойские и мезозойские образования.

Таким образом, на территории Чукотской геосинклинальной системы, так же как и Яно-Колымской, проявлена структурно-магматическая зональность и выделяются одна — Центральная — раннеорогенная и две — Прибрежная и Южная — позднеорогенные структурные металлогенические зоны с различными стилем складчатости, типом разрывных нарушений, магматизмом и рудоносностью.

Установлено, что, несмотря на общность тектонической позиции структурных и металлогенических поясов как орогенических структур Северо-Востока СССР, они отличаются временем и условиями формирования, отношением к Колымо-Омолонскому массиву и погруженной Гиперборейской платформе и в региональном плане проявляют отчетливо выраженную в размещении оловорудных формаций зональность, в целом увязывающуюся с зональным расположением оловоносных магматических комплексов и складчатых зон.

Следовательно, оловоносные пояса (зоны) Северо-Востока, несмотря на индивидуальные особенности, представляют собой единую притихоокеанскую тектоническую систему, по М. И. Ицксону, или группу сиалических провинций, по Е. А. Радкевич. Расположение их соответствует расположению блоково-глыбовых

зон окаймления устойчивых массивов и краевых зон самих массивов и аналогично таковому Забайкалья (Агинский массив), Приморья (Буреинский, Ханкайский массивы), а также Западной Европы (Чешский, Армориканский, Иберийский, Центральный массивы), Юго-Востока Азии (Индосинийский массив), Боливии (Бразильский массив) и других регионов с массивами различного возраста.

Приведенные отличия главнейших структурных зон не могут не сказаться на особенностях структур тектонических блоков, рудных поясов и узлов, рудных полей и месторождений, учет которых представляется важным при их изучении и оценке.

Общая северо-западная ориентировка складчатых и разрывных структур в центральной части Яно-Колымской геосинклинальной системы свидетельствует о преобладавших здесь давлениях северо-восточного направления со стороны Сибирской платформы, а субширотная ориентировка аналогичных структур в ее северной части и на территории Чукотки наводит на мысль о южном направлении давления — со стороны Гиперборейской платформы. Вместе с тем анализ характера складчатых и разрывных структур, окаймляющих Колымо-Омолонский массив, отчетливо показывает, что они имеют существенные особенности в зависимости от того, как были ориентированы сжимающие усилия со стороны платформ по отношению к краям массива, т. е. упора — контрфорса. На центральном участке внутреннего структурного пояса, расположенном против юго-западной прямолинейной границы массива, эти усилия были направлены перпендикулярно к ней. В осадочной толще они вызвали образование линейных складчатых структур, часто опрокинутых в сторону от массива, иногда с образованием надвигов, и осложненных поперечными сбросовыми дислокациями. На участках, примыкающих к южному и западному краям массива, сжимающие усилия со стороны платформ были направлены косо к нему, и это привело к образованию складчатых структур, осложненных сбросовыми северо-восточными и сдвиговыми северо-западными нарушениями, а против острых углов этого контрфорса, юго-восточного и северо-западного, возникли дугообразно изогнутые складки, сопровождаемые горсто- и грабеноподобными перемещениями блоков осадочных пород вдоль продольных взбросо-сдвиговых нарушений, и веерообразные сколовые трещины, расходящиеся в сторону от массива.

Во внешней, удаленной от контрфорса зоне миогеосинклинали с относительно маломощными осадочными отложениями в раннеорогенный этап тектогенеза никаких дислокаций не происходило, и только в позднеорогенный этап

возникли пологие и брахиморфные структуры, осложненные на участках, противолежащих угловым выступам контрфорса, поперечными или секущими по отношению к складчатости сбросо-сдвиговыми нарушениями, радиально расходящимися в стороны от массива.

Таким образом, угловатая форма Колымо-Омолонского массива определила различные приложения сжимающих усилий на различных участках Яно-Колымской геосинклинали: а) в центральной ее части, расположенной против юго-западного прямолинейного края Колымо-Омолонского массива, сжимающие усилия были ориентированы перпендикулярно к его границам, б) на участках, противолежащих угловым выступам массива, они были направлены под острым углом к его границам.

Анализ геологической структуры Северо-Востока показывает, что в пределах внутреннего и внешнего структурных металлогенических поясов Яно-Колымской и Чукотской геосинклинальных систем могут быть выделены более локальные элементы — крупные тектонические блоки первого и второго порядка (см. рис. 2), испытывавшие различные геодинамические давления и соответствующие деформации в ранне- и позднеорогенный этапы тектогенеза, с характерными структурными особенностями, магматизмом и различными формационными типами оловянного оруденения. Тектонические блоки первого порядка выделяются в тех частях геосинклинально-складчатой области, где сжимающие усилия были направлены перпендикулярно к границам Колымо-Омолонского массива, блоки второго порядка — там, где усилия были ориентированы под острым углом к ним.

Определяющими факторами выделения тектонических блоков являются конфигурация мезозойской геосинклинали, ясное приспособление мезозойского к ограничениям Колымо-Омолонского массива и их полукольцевое расположение, а также глубина залегания основания верхоянского комплекса, тип складчатости и ограничивающих глубинных разломов. В соответствии с изложенным в пределах Яно-Колымской геосинклинальной системы во внутреннем структурном поясе выделяются четыре блока первого и четыре блока второго порядка, а во внешнем структурном поясе — один блок первого и четыре блока второго порядка. К блокам первого порядка во внутреннем металлогеническом поясе относится крупный блок Иньяли-Дебинского мегасинклинория (№ 1, см. рис. 3) в пределах прямолинейной центральной части системы, отложения которого сформировались в самой глубокой части прогиба. Блок состоит из узких, но протяженных и напряженных линейных складчатых структур северо-западного простирания, раз-

граничных продольными глубинными разломами, которые большей частью ранее являлись пограничными швами или конседиментационными разломами типа сбросов. В раннеорогенный этап тектогенеза, при «лобовом» сжатии со стороны Сибирской платформы, наряду с образованием напряженной линейной складчатости и ее опрокидыванием вдоль существующих разломов по последним происходили взбросо-сдвиговые движения с амплитудой перемещения по вертикали до 600 м, сопровождаемые мелкой складчатостью волочения. В состав этого тектонического блока включены палеозойские горст-антиклинории (Омулевский и Момский) краевой активизированной части Колымо-Омолонского массива.

Аналогичные, но меньшие по размерам тектонические блоки 4, 6 (см. рис. 2) в этот этап тектогенеза образовались вдоль северного прямолинейного ограничения массива на площадях Улахан-Тасского горст-антиклинория, Ерчинского синклинория и Березовской шовой зоны в результате давления со стороны Гиперборейской платформы. По-видимому, к этому порядку тектонических блоков можно отнести блок 5 Куларского антиклинория, который по структурно-магматическим признакам сходен с блоком 1. Для перечисленных блоков характерен раннемеловой батолитоидный гранитоидный магматизм, с которым генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение кварцевого и скарнового типов (месторождения Аляскитовый, Дарпир и др.).

В Чукотской складчатой системе, несмотря на ее геолого-структурные отличия и геодинамическое давление со стороны Гиперборейской погруженной платформы, выделяются тектонические блоки только первого порядка со сходными особенностями, из них три блока раннеорогенного и четыре блока позднеорогенного этапов тектогенеза. На раннеорогенном этапе в центральной части системы были сформированы три тектонических блока — Анюйский, Чаунский и Чукотский (7, 8, 9) с напряженной линейной складчатостью и нижнемеловыми гранитоидными интрузиями, сопровождаемыми оловянным оруденением (месторождения Иульгин, Лунное, Пыркакай и др.).

На приугловых участках геосинклинали на раннеорогенном этапе тектогенеза в пределах внутреннего структурного и металлогенического пояса тектонические усилия, направленные со стороны Сибирской платформы, разлагались на две составляющие: нормальные — перпендикулярные границам массива, и параллельные последним. В результате таких разнонаправленных сжимающих усилий по периферии каждого из углов массива возникли по два самостоятельных тектонических блока второго порядка (блоки 2а, 2б, 3а, 3б) со складчато-

блоковым строением. Для этих блоков наряду с проявлением напряженной линейной складчатости в виде коротких сжатых или опрокинутых складок, сопровождаемых сбросо-сдвигами, характерно присутствие горстов и грабенных с рядом выжатых блоков, со складками облекания и различной амплитудой вертикального перемещения блоков. При этом часть шовных и продольных разрывных структур, развитых в соседних блоках вдоль прямолинейных границ Колымо-Омолонского массива, на угловых участках расщепляются на серию и некоторые из них приобретают характер приразломных структур, а другая часть разломов, разграничивающих структурно-формационные зоны мезозойд, совместно с последними огибает угловые выступы массива и характеризуется взбросо-сдвиговыми перемещениями с небольшой амплитудой. Вдоль зон продольных разломов и особенно на пересечениях с разломами других направлений внедрились раннемеловые батолитоидные гранитоиды колымского типа, с которыми генетически связаны оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевого типа касситерит-кварцевой формации, в активизированных палеозойских горст-антиклинориях — скарновой формации.

В пределах внешнего структурного и металлогенического пояса Верхояно-Чукотской геосинклинали выделяются сформировавшиеся в позднеорогенный этап пять блоков первого порядка, из них один в Яно-Колымской и четыре в Чукотской геосинклинали системе. Для них характерны брахиморфная и линейная складчатость, неглубокое залегание основания, наличие поперечных позднегеосинклиналиных прогибов, впадин и разломов сбросо-сдвигового характера, к которым приурочены небольшие многофазные массивы гранитоидов позднемелового возраста, сопровождаемые оловянным оруденением касситерит-силикатной формации.

Анализ структурных сооружений внешнего металлогенического пояса показывает, что главные тектонические усилия в позднеорогенный этап тектогенеза были относительно ослаблены, о чем свидетельствует наличие брахиморфных и прерывистых складчатых структур, а подвижки фундамента в основном осуществлялись по древним унаследованным нарушениям.

Во внешнем структурном и металлогеническом поясе с неглубоким залеганием основания мезозойд в приугловых участках Яно-Колымской складчатой области выделяются образовавшиеся в позднеорогенный этап тектогенеза, при повторном тектоническом сжатии со стороны Сибирской и Гиперборейской платформ четыре самостоятельных блока второго порядка с брахиморфной и прерывистой складчатостью, которые в одних блоках осложняются

позднегеосинклинальными прогибами (12а) и поднятиями (11а), а в других — приразломными складками, развивающимися вдоль радиально-поперечных разломов сбросо-сдвигового типа (11б) или валлообразных поднятий (12б). К поперечным разломам приурочены небольшие массивы и штоки верхнемеловых многофазных гранитоидов омсукчанского типа, сопровождаемые оруденением касситерит-силикатной формации.

В Чукотской складчатой системе выделяются сформированные в позднеорогенный этап два узких тектонических блока с брахиморфной и линейной складчатостью в Прибрежной структурной зоне и два блока в южной металлогенической зоне в пределах структурных сооружений Паляваамского мегасинклинория между Раучуанским прогибом на западе и Восточно-Чукотским массивом на востоке. Южные части последних и особенно Телекайской и Крестовской позднегеосинклинальных поперечных впадин субмеридионального направления перекрываются вулканогенными отложениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Отдельные массивы или штоки верхнемеловых

гранитоидов омсукчанского (валькумейского) типа и связанные с ними оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации в Южной и Прибрежной структурных зонах обычно приурочиваются к поперечным тектоническим впадинам, сопровождаемым разломами сбросо-сдвигового характера.

Таким образом, в соответствии с конфигурацией Колымо-Омолонского массива во внутреннем и внешнем структурном и металлогеническом поясах Верхояно-Чукотской геосинклинали выделяется 19 тектонических блоков (см. рис. 2), сформировавшихся в результате геодинамических усилий со стороны Сибирской и Гиперборейской платформ в ранне- и позднеорогенный этапы тектогенеза, из них 11 блоков первого и 8 второго порядка, отличающихся интенсивностью складчатости и типом дислокационных преобразований, глубиной залегания основания, магматизмом и формированием разноформационного оловянного оруденения. Выявленные структурные особенности позволяют на формационной основе провести локальное тектоническое районирование оловорудных районов, узлов и рудных полей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР.— М.: Недра, 1970.
2. Лугов С. Ф., Лабугин А. Н. Перспективные типы промышленного оловянного оруденения.— В кн.: Особенности металлогении оловорудных районов Востока СССР. М.: Недра, 1980.
3. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР.— М.: Недра, 1972.
4. Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Основные типы оловорудных районов.— М.: Недра, 1976.
5. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Воеводин В. Н. Генетические соотношения разнотипного оруденения в отдельных оловорудных районах Чукотки.— В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971.
6. Макеев Б. В., Политов В. К. Структурная позиция и региональная зональность оловянного оруденения Северо-Востока.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
7. Макеев Б. В., Политов В. К. Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР.— Геология рудных месторождений, 1972, № 3.
8. Некрасов И. Я. О геологии месторождений олова Советского Тихоокеанского рудного пояса.— Сов. геол., 1975, № 10.
9. Овчинников Д. И. Структурное положение оловорудных поясов.— Материалы XIII научно-технической конференции ВЗПИ. М., 1969.
10. Овчинников Д. И. Особенности размещения оловянного оруденения различных формаций в разрывных структурах Северо-Востока СССР.— Материалы XIX научно-технической конференции ВЗПИ. М., 1975.
11. Политов В. К., Макеев Б. В. Тектоника рудных районов Чукотки и структурный контроль оруденения касситерит-кварцевой формации.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1977, вып. 23, кн. 1.
12. Смирнов С. С. Некоторые новые данные относительно оловоносности Северо-Востока Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5, 6.
13. Флеров Б. Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области.— Новосибирск: Наука, 1976.
14. Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.

А. А. Цветков

**ОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ
ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА SB-ДИАГРАММ**

С помощью SB-диаграмм (Sr—Ca и Ba—Ca) изучена петрохимия островных дуг Мирового океана, находящихся на разных этапах развития, рассмотрены некоторые вопросы происхождения островодужных магм. Сделано предположение, что по мере эволюции островной дуги от этапа юности к этапу зрелости проис-

ходит закономерное уменьшение степени частичного плавления мантийного материала, дающего начало островодужным магматическим расплавам. Причиной уменьшения степени плавления, вероятно, является постепенное углубление уровней магмогенерации в ходе эволюции островных дуг.

В последние годы японскими геохимиками [10, 11] стали широко использоваться диаграммы Sr/Ca—Ba/Ca (SB-диаграммы), позволяющие устанавливать петрогенетические особенности магматических пород, слагающих отдельные вулканические центры (стратовулканы) островных дуг. При этом сравнительно простыми методами удается достаточно надежно оценить как степень частичного плавления исходного мантийного вещества, так и закономерности процесса дифференциации островодужных магм. Ниже будет показано, что такой подход может с успехом применяться и при анализе более сложных ассоциаций островодужных пород, входящих в состав различных магматических ассоциаций и серий.

На рис. 1 приведена принципиальная схема процессов, описываемых с помощью SB-диа-

грамм. Остановимся вначале на основных теоретических положениях, обуславливающих возможность их применения в петрологии.

Как известно, в состав ряда мантийных минералов входят три катиона: Ca²⁺ (ионный радиус 0,100 нм), Sr²⁺ (0,117 нм) и Ba²⁺ (0,136 нм). Из них Ca содержится преимущественно в клинопироксене и гранате, а более крупные катионы — Sr и Ba — концентрируются в аксессуарных апатите и флогопите и не входят в кристаллические решетки трех главных минеральных фаз — оливина, орто- и клинопироксена.

Рассмотрим случай, когда повышение температуры приводит к частичному плавлению мантийного вещества. При этом незначительная степень плавления вызывает сильное обогащение расплава Sr и Ba, так как флогопит и апатит одними из первых плавятся и полностью переходят в жидкую фазу. Поэтому отношения Sr/Ca и Ba/Ca в таком расплаве будут максимальными. С увеличением же степени частичного плавления концентрации Sr и Ba в расплаве уменьшаются, так как происходит плавление главных минеральных фаз, бедных Sr и Ba. Когда начинают плавиться гранат и клинопироксен, содержание Ca в расплаве возрастает, поэтому отношения Sr/Ca и Ba/Ca в жидкой фазе закономерно уменьшаются при постоянном Sr/Ba-отношении. Ортопироксен содержит незначительное количество Ca и совсем не содержит Sr и Ba, в силу этого плавление ортопироксена слабо изменяет (уменьшит) отношения Sr/Ca и Ba/Ca в расплаве при постоянном Sr/Ba-отношении. Плавление оливина и шпинели не изменит Sr/Ca-, Ba/Ca- и Sr/Ba-отношений, так как в этих фазах отсутствуют крупные катионы. Очевидно, что расплав, полученный в результате

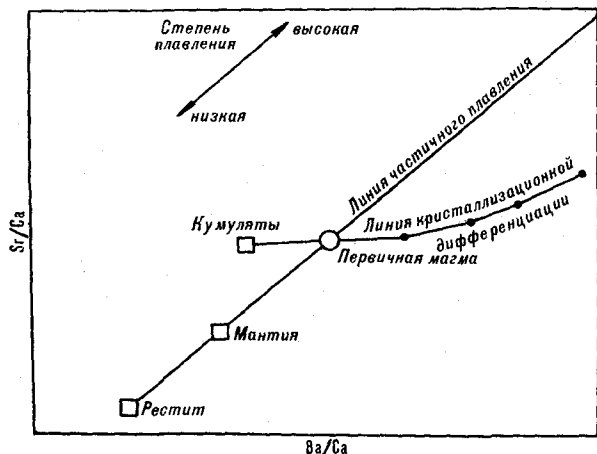


Рис. 1. Принципиальная схема эволюции магматического расплава на SB-диаграммах, по [10, 11].

100%-го плавления мантийного вещества, обладает такими же отношениями Sr/Ca и Ba/Ca, как и первоначальный мантийный материал.

Серия расплавов, полученных непосредственно из мантийного вещества в результате различных степеней частичного плавления, образует на *SB*-диаграмме отчетливый тренд в виде прямой линии, расположенной под углом 45° и выходящей из мантийной области. Линия частичного плавления в действительности представляет собой линию смешения, поскольку отношения Sr/Ca и Ba/Ca контролируются привнесом или выносом Ca при постоянном Sr/Ba-отношении, которое задается химизмом ранних расплавов. С другой стороны, остаточные после частичного плавления фазы, такие как оливин и ортопироксен, обладают низкими отношениями Sr/Ca и Ba/Ca и располагаются на продолжении корреляционной линии, левее и ниже мантийной области.

Рассмотрим теперь эволюцию «первичного», или «материнского», мантийного расплава в ходе его кристаллизационной дифференциации. Очевидно, что отношения Sr/Ca и Ba/Ca будут при этом изменяться. Поскольку в кристаллическую решетку клинопироксена входит много катионов Ca и мало Sr и совсем не входит Ba, то отношения Sr/Ca и Ba/Ca в расплаве в ходе кристаллизации клинопироксена будут возрастать. При этом отношение Ba/Ca растет быстрее, чем Sr/Ca. В случае же кристаллизации плагиоклаза отношение Sr/Ca в расплаве не изменится, так как в кристаллическую структуру плагиоклаза входят и Ca и Sr, тогда как величина Ba/Ca сильно возрастает. В результате серия магматических расплавов, эволюционирующая с выпадением клинопироксена и плагиоклаза, на *SB*-диаграмме будет характеризоваться отчетливым трендом, только несколько более пологим, чем в случае частичного плавления, а его начало будет соответствовать составу первичной магмы. Следует, однако, иметь в виду, что фракционирование оливина, ортопироксена и магнетита практически не изменяет отношения Sr/Ca и Ba/Ca, так как эти минералы не содержат в кристаллизационной решетке ни Ca, ни Ba, ни Sr. Другими словами, *SB*-тренд нечувствителен к кристаллизации и фракционированию оливина и ортопироксена. С другой стороны, кумулаты, отделяемые от первичной магмы, характеризуются постепенным уменьшением отношения Sr/Ca и быстрым уменьшением — Ba/Ca. Поэтому они занимают положение левее точек «исходной магмы», на продолжение тренда кристаллизационной дифференциации.

Мы применили эту методику для оценки степени плавления исходного вещества и изучения особенностей кристаллизационной дифференциации расплавов различных магматиче-

ских серий островных дуг, находящихся на разных стадиях своего развития.

Ранее автором [1] было показано, что могут быть выделены три стадии развития островных дуг, последовательно сменяющие друг друга и различающиеся спецификой магматизма, метаморфизма, тектонического режима и осадкообразования, — юная, развитая и зрелая. Необратимый характер эволюции юных энсиматических островных дуг (например, Тонга-Кермадекской, Марианской, Южно-Сандвичевой и др.) приводит к прогрессивной «континентализации» их внутренней структуры, выражающейся в увеличении мощности «гранитомаморфического» и «базальтового» слоев и степени их структурно-вещественной дифференцированности с превращением далее в развитые (например, Алеутская, Курильская, Фиджийская и др.), а затем в сложнодислоцированные зрелые дуги (например, Японская, Индонезийская, Ново-Гвинейская и др.), наращивающие впоследствии массу континентов. Этот процесс сопровождается сменой инициальных толеитовых серий известково-щелочными, K—Na-субщелочными, K-субщелочными (шошонитовыми), K—Na- и K-щелочными магматическими сериями на фоне закономерного возрастания объемов средних и кислых изверженных пород и их метаморфических аналогов.

Результаты применения *SB*-диаграмм для решения вопросов островодужного магматизма приведены на рис. 2—4. Их анализ позволяет сделать следующие выводы.

Вначале о юных островных дугах. Породы марианит-бонинитовой ассоциации, присутствующие в самых низах разрезов многих энсиматических островодужных морфоструктур, в частности Марианской, не образуют тренда кристаллизационной дифференциации с фракционированием клинопироксена и плагиоклаза (см. рис. 2, 1). В отличие от этого, они группируются вблизи линии тренда частичного плавления, представляя собой как бы «недостающее звено» между мантийными составами и образованиями островодужной толеитовой серии. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что марианиты и бониниты являются продуктами нескольких последовательных фаз частичного плавления мантийного источника. На этой же линии располагаются и точки составов инициальных толеитовых базальтов, чередующихся, по данным А. Я. Шараськина [12], на наиболее глубинных горизонтах Марианской дуги с породами марианит-бонинитовой ассоциации. Более поздние толеитовые выплавки образуют уже тренды кристаллизационной дифференциации с фракционированием плагиоклаза и клинопироксена. При этом для разных островов в системе одной островной дуги, как и для островов различных дуг, исходные рас-

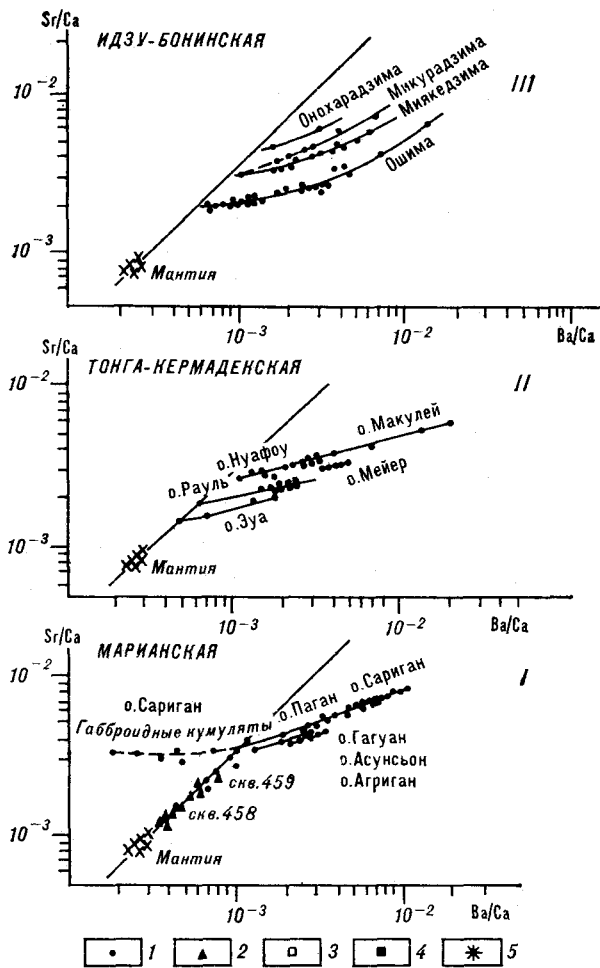


Рис. 2. *SB*-диаграммы магматических серий юных островных дуг, по [6, 9, 12]. Усл. обозн. для рис. 2—4: 1 — толеитовая серия; 2 — марианит-бонинитовая ассоциация; 3 — известково-щелочная серия; 4 — К—Na-субщелочная серия; 5 — шшонитовая серия. За исходную принята мантия хондритового состава.

плавыв могли быть либо одинаковыми (в отношении степени частичного плавления мантийного источника), на что указывают выходящие практически из общей точки линии трендов (например, в Марианской дуге), либо различными, о чем свидетельствует параллельность трендов, отсекающих различные отрезки на линии мантийной корреляции (см. рис. 2, II, III). Габброидные кумулаты, нередко встречаемые в виде включений в андезитовых лавах (в частности, в андезитовых лавах вулкана Сариган в Марианской дуге) [9], располагаются на *SB*-диаграмме левее последней.

В развитых дугах исходные расплавы для всех магматических серий, судя по диаграммам, возникли в результате более низких степеней частичного плавления, чем в юных дугах. При этом низшие степени частичного плавления характерны для К—Na-субщелоч-

ных серий, тогда как наиболее высокие степени плавления фиксируются для инициальных толеитовых магм, как это можно видеть, например, в случае Алеутской островной дуги (см. рис. 3, I). Максимально проявленным трендом фракционирования плагиоклаза и клинопироксена обладают первые кислые выплавки — плагиориолиты и плагиограниты Командорских островов. Для шшонитовых серий, типоморфных для относительно поздних этапов эволюции развитых дуг, характерны значительные смещения линий трендов в сторону более высоких значений отношения Ba/Ca и иногда наличие нескольких трендов дифференциации, что указывает на различный характер

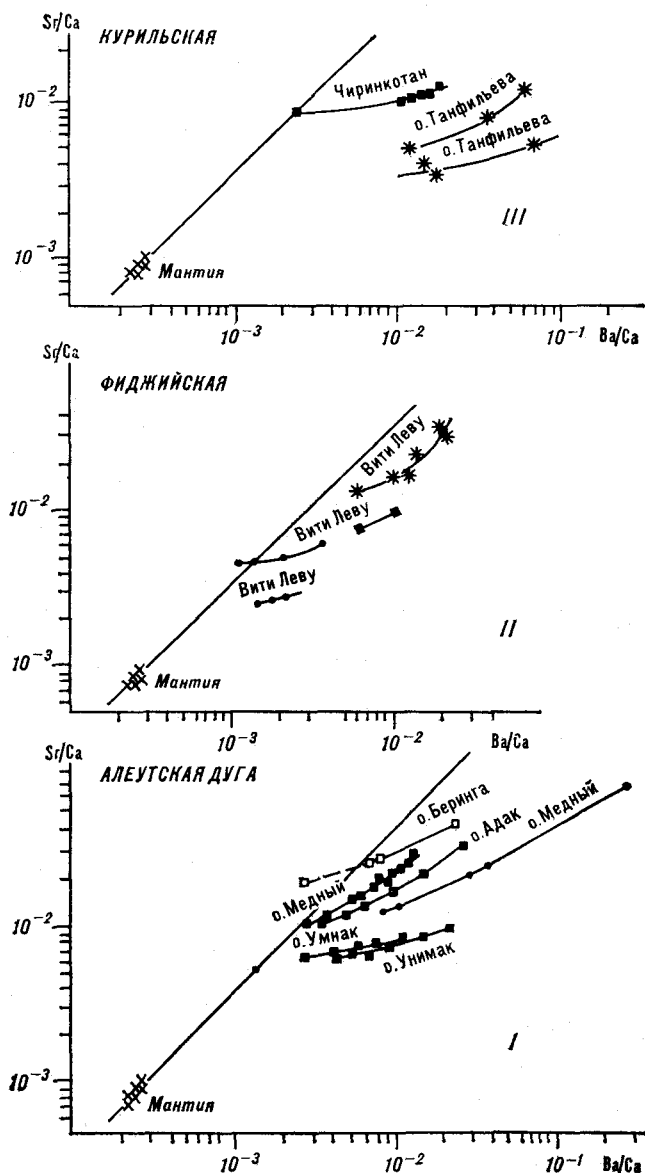


Рис. 3. *SB*-диаграммы магматических серий развитых островных дуг, по [2, 5, 7].

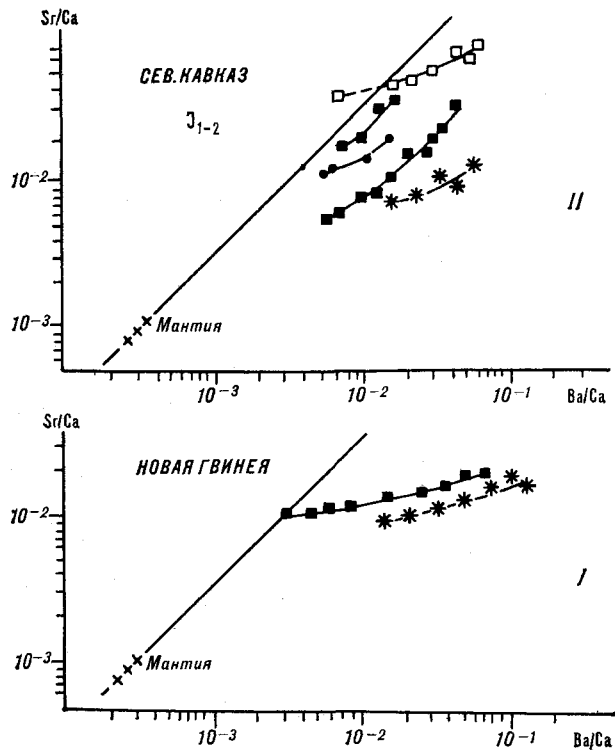


Рис. 4. *SB*-диаграммы магматических серий зрелых островных дуг, по [4, 8, 13].

фракционирования плагиоклаза и клинопироксена из расплавов. При этом важно отметить, что исходные расплавы шшонитовой и известково-щелочной серий возникли при приблизительно равных степенях частичного плавления мантийного вещества (см. рис. 3, I—III).

В зрелых современных островодужных системах Мирового океана и в палеоостровных дугах, имеющих мощный сиалический фунда-

мент, в характере размещения кривых на *SB*-диаграммах нет четко выраженной закономерности. Так, в мезозойской палеодуге Северного Кавказа кривая, характеризующая особенности эволюции толеитовой серии, располагается выше кривых для известково-щелочной и шшонитовой серий (см. рис. 4). Лишь образования К—Na-субщелочной серии, как и в развитых дугах, обладают наиболее высокими значениями отношений Sr/Ca и Ba/Ca, в результате чего соответствующая кривая занимает самое высокое верхнее положение на диаграмме. Нам представляется, что более сложный вид *SB*-диаграмм для магматических пород зрелых дуг обусловлен определенными искажениями в их химизме за счет процессов коровой контаминации исходных расплавов, которая ввиду большой мощности «гранитометаморфического» и «базальтового» слоев коры безусловно имеет место [3].

Таким образом, главный вывод, который можно сделать, суммируя результаты анализа *SB*-диаграмм для островных дуг, сводится к следующему. По-видимому, можно говорить о том, что по мере эволюции островной дуги от этапа юности к этапу зрелости происходит закономерное уменьшение степени частичного плавления исходного мантийного материала, дающего начало островодужным магматическим расплавам. Об этом свидетельствует закономерное смещение на *SB*-диаграммах кривых для главных магматических серий юных, развитых и зрелых дуг в область более высоких значений отношений Sr/Ca и Ba/Ca. Причиной уменьшения степени частичного плавления, как нам представляется, может являться постепенное углубление уровней магмогенерации в ходе эволюции островной дуги в область менее «водных» и вследствие этого более тугоплавких мантийных горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Коваленко В. И. и др. Магматизм зоны перехода океан — континент (развитие идей А. Н. Заварицкого). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 6.
2. Борсук А. М., Геншафт Ю. С., Цветков А. А. Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.
3. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. — М.: Наука, 1982.
4. Цветков А. А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. — М.: Наука, 1977.
5. Цветков А. А. Эволюция магматизма и проблемы петрогенезиса островодужных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4.
6. Ewart A., Brothers R. N., Mateen A. An outline of geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga — Kermadec — New Zealand Island arc. — Journ. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, v. 2, N 3.
7. Gill J. P. Geochemistry of Viti Levu Fiji and its evolution as an island arc. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, v. 27.
8. Mackenzie D. E., Chappell B. W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua;

- New Guinea.—Contrib. Miner. and Petrol., 1972, v. 35.
9. *Meijer A., Reagan M.* Petrology and geochemistry of the Island of Sarigan in the Mariana arc: calc-alkaline volcanism in an oceanic setting.—Contrib. Miner. and Petrol., 1981, v. 77.
 10. *Onuma N., Hirano M., Issiki N.* Sr/Ca — Ba/Ca systematics in four volcanoes of Oshima, Izu Islands, Japan.—Geochem. Journ., 1981, v. 15.
 11. *Onuma N., Issiki N., Hirano M.* Sr/Ca — Ba/Ca-systematics of Quaternary volcanoes in Toshima, Udonejima Niijima and Kozushima, the Izu Islands, Japan.—Geochem. Journ., 1982, v. 16.
 12. *Sharaskin A. Ya.* Petrology and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites.—Initial Reports of DSDP, Leg 60, Washington: US Govern. Print. Office, 1982.
 13. *Smith I. E. M.* High potassium intrusives from southeastern Papua.—Contrib. Miner. and Petrol., 1972, v. 34.

ИГЕМ
Москва

Поступила в редакцию
22 июля 1985 г.

УДК 553.078.493.5.065/068.2+550.42 : 546

А. Д. Щеглов

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Среди скарновых месторождений Тихоокеанского рудного пояса выделяются три группы: магнетитовые скарны с халькопиритом, иногда с золотом; скарны со свинцово-цинковым оруденением и шеелитосные скарны. Скарновые шеелит-сульфидные месторождения близки к типичным гидротермальным кварц-сульфидно-вольфрамовым месторождениям, однако образовались они в условиях карбонатной среды, определившей их скарновый облик. Скарновые месторождения этой группы характеризуются формированием в связи с процессами тектономагматической активизации; па-

рагенетической связью с трещинными интрузиями высокоглиноземистых гранитов и монцонитов; связью рудных тел с зонами разломов и полями дайковых пород; приуроченностью оруденения к относительно маломощным пластам известняков; многостадийным характером развития рудного процесса и отчетливым проявлением поздней сложной по минеральному составу сульфидной стадии. Подчеркивается необходимость выделения одной крупной формации сульфидно-вольфрамовых месторождений, связанных с подкоровыми источниками рудного вещества.

Тихоокеанский рудный пояс (ТРП) — уникальная планетарная рудоносная структура, в пределах которой широко развиты месторождения, представленные различными генетическими типами. Среди них контрастно выделяются три группы скарновых месторождений: магнетитовые скарны с халькопиритом, иногда золотом; скарны со свинцово-цинковым оруденением и шеелитосные скарны. Другие типы скарновых месторождений имеют подчиненное значение, хотя оловорудные скарны Южного Китая представляют значительный промышленный интерес. В этих месторождениях рудные тела часто представлены трубообразными залежами, которые возникают на пересечении разрывных нарушений в карбонатных породах. Характерна связь касситерита с сульфидами, прежде всего с пирротиним, сфалеритом, галенитом. Сходные скарновые месторождения олова известны в Мексике (Сан-Антонио). Обычно такие месторождения локализуются в отдалении от рудоносных гранитов и имеют позднемезозойский (Китай) или кайнозойский (Мексика) возраст. К этой группе следует, по-видимому, отнести своеобразное касситерит-флюоритовое скарновое месторождение Маунт-Линдсей в Тасмании, имеющее, по-видимому, палеозойский возраст. Особенностью этого месторождения является повышенное содержание в рудах титана (рутил, оловоносный сфен).

Магнетитовые скарны с халькопиритом (иногда с золотом) характерны для мезозойских рудных зон Северной Америки. Они известны также в советском Приморье, Японии и Южном Китае. Как правило, такие месторождения представлены некрупными скарновыми зале-

жами на контакте известняков с диоритами (Кемп-Крук, Аляска; Ванкувер, Канада; Фиджигатаки, Япония). В некоторых месторождениях развита молибденовая минерализация (Беттл Маунтен, США). Подобные месторождения, в особенности магнетит-халькопиритовые скарны, известны в Юго-Восточном Китае. Как правило, почти все месторождения этой группы связаны с развитием мезозойских геосинклиналей и возникают на ранних стадиях их эволюции на контактах с умеренно кислыми гранитоидами или диоритами, залегающими обычно среди карбонатных пород палеозойского субстрата.

Вторая, значительная по числу представителей и промышленному значению, группа скарновых месторождений представлена месторождениями свинца и цинка, которые контролируются во многих случаях штоками и дайками монцонитов, развитыми в молодых вулканических поясах (Приморье, СССР; Мексика) и зонах тектонической активизации (Сикофань, Южный Китай; Ледвилл, США). Месторождения этой группы локализуются в карбонатных породах субстрата на контакте с интрузиями или в удалении от них. Для месторождений типичны сложные рудные залежи, трубообразные и пластообразные тела, характерны отчетливая связь рудных тел с разломами, часто — с полями даек разного состава, а также значительный вертикальный диапазон оруденения (порядка 1500 м), повышенная сереброносность руд. Эта интересная группа месторождений будет охарактеризована на примере Дальнегорского рудного района Приморья (СССР). Район располагается в южной части Восточно-

Сихотэ-Алинского вулканического пояса, значительная часть которого сложена верхнемеловыми эффузивами, с резким несогласием налегающими на терригенные и карбонатные комплексы триаса и юры. К карбонатным породам района приурочены главные свинцово-цинковые месторождения, представленные, как правило, рудоносными скарнами. Последние развиваются или только в известняках, или на контакте известняков с эффузивами, в ряде случаев проникая в вулканиды. Геденбергит-сульфидные и галенит-сфалеритовые скарновые залежи имеют сложную морфологию. Они формируются в результате замещения известняков, и их локализация, так же как и малых интрузий диоритов и дайковых тел, всегда контролируется разломами [1]. Скарновые полиметаллические руды обладают рядом особенностей, из которых следует отметить прежде всего наличие в них открытых остаточных полостей разных размеров, в которых наблюдаются не только ярко выраженные друзы кристаллов пирротина, галенита, кальцита, флюорита, но и своеобразные ступенчатые рудные гели. Последние, после того как оказываются «вскрытыми», постепенно раскристаллизовываются в кальцитовые агрегаты с сыпью рудных минералов. Такие гели встречаются на значительных глубинах от поверхности (700—800 м) и, по-видимому, являются эндогенными образованиями.

Предполагается, что месторождения района формируются в широком диапазоне температур — от 0 до 400°C. По данным абсолютного возраста, они возникли в интервале времени 60—40 млн лет, что соответствует эоцену.

Месторождения района формировались на различных глубинах: некоторые месторождения в настоящее время выходят на поверхность, другие являются «слепыми» и встречены на глубине 800 м (Николаевское). При этом состав и текстуры руд (в том числе наличие продушин) в залегающих на разных глубинах месторождениях сходны, что свидетельствует о том, что они образовались в пределах единого интервала оруденения, который характеризовался не только значительным размахом, но и сходными физико-химическими условиями образования руд на различных глубинах от палеоповерхности рудообразования.

Интересным примером является не выходящее на поверхность Николаевское месторождение, открытое советскими геологами по данным геохимических исследований. Это месторождение приурочено к триасовым известнякам, которые перекрыты мощной пачкой верхнемеловых липаритов [1]. Поверхность триасового субстрата сильно эродирована, отмечаются крупные блоки и отторженцы карбонатного субстрата. Месторождение представляет собой

пологую, пластообразную скарновую залежь на контакте известняков и перекрывающих их туфобрекчий липаритов. Рудное тело вскрыто скважинами на глубине 700—1200 м. Рудоносные скарны сформировались в три стадии минерализации: основную скарново-сульфидную (геденбергит, гранат, аксинит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит), сульфидную (основная масса сфалерита и галенита) и кварц-халцедон-кальцит-флюоритовую (по данным Е. А. Радкевич).

Интересно отметить, что сходные месторождения известны на юге Китая в районе г. Чанша (Хунань). Эти месторождения в региональном плане отчетливо приурочены к крупным зонам мезозойских разрывных нарушений этапа наложенной тектономагматической активизации («дива»). Месторождения также имеют сложную конфигурацию скарновых залежей, развивающихся на контакте известняков и грибообразных штоков гранодиоритов. В ряде случаев рудоносные скарны приурочены к выступам интрузивных пород и локализуются под их экраном. Для полиметаллических скарновых залежей типичны пустоты, стенки которых инкрустированы кристаллами рудных минералов и кальцита. Скарновые месторождения района отчетливо приурочены к цепочке трещинных интрузий (некков?), контролируемых разломами северо-восточного простирания.

Большую группу скарновых месторождений ТРП составляют шеелитоносные скарны. Среди них отчетливо выделяются две подгруппы. Первая представлена месторождениями, связанными с интрузиями диоритов и гранодиоритов, формирующимися в связи с развитием миогеосинклинальных зон (Западные штаты США, юг Китая, возможно, шеелитоносные скарны Тасмании). Шеелитоносные скарны этой подгруппы, как правило, приурочены к контакту гранитоидов с карбонатными породами, их конфигурация во многом зависит от характера поверхности гранитных тел. Во многих случаях шеелит связан с магнетитовыми скарнами, являясь, как правило, более поздним минералом, накладывающимся на собственно скарновые ассоциации. Месторождения этой подгруппы достаточно полно охарактеризованы в литературе.

Вторая подгруппа месторождений вольфрамоносных скарнов ТРП объединяет рудоносные образования, имеющие крайне интересные генетические особенности. Отдельные ее представители известны давно (например, месторождение Санг-Донг, Корея), однако они рассматривались обычно совместно с другими месторождениями шеелитоносных скарнов. Между тем для этих рудных образований характерны общие геолого-генетические особенности: формирование месторождений связано с про-

цессами тектономагматической активизации; они ассоциируют с трещинными интрузиями высокоглиноземистых гранитов и монзонитов, часто располагаясь в далеком экзоконтакте; для рудных тел месторождений типична связь с разломами и полями дайковых пород; во многих случаях рудные тела развиваются по протяженным, но относительно маломощным пластам карбонатных пород (Агылки, СССР; Санг-Донг, Южная Корея; Кантунг, Канада); для рудного процесса характерно многостадийное развитие с отчетливым проявлением поздней, сложной по минеральному составу сульфидной стадии (Восток-2, СССР; Флет-Ривер, Канада).

Кратко остановимся на характеристике месторождений этой подгруппы в пределах советского сектора ТРП.

Месторождение Агылки расположено в Якутии на самом западном отрезке ТРП. Оно представлено оруденелым скарнированным пластом известняка, залегающим среди смятых в пологую антиклиналь песчано-глинистых и глинистых сланцев нижнего триаса, и приурочено к контактовой зоне роговиков скрытого гранодиоритового массива. На месторождении выделяется сложная серия дайковых пород — от кварцевых порфиров и тоналит-порфиров до диорит-порфиров. Дайки северо-западного простирания пересекают все рудное поле. Шеелитоносные скарны слагают пологую пластообразную метасоматическую залежь мощностью 3—5 м, целиком приуроченную к пласту известняков. Рудное тело представлено массивными шеелит-халькопиритовыми рудами с реликтами более ранних амфибол-плагиоклазовых и пироксеновых скарнов и кварц-шеелитовых руд.

В формировании месторождения, по данным [3], выделяется четыре стадии: собственно скарновая, кварц-шеелитовая, шеелит-сульфидная и кальцитовая. Кварц-шеелитовые руды имеют подчиненное значение и встречаются в основном в центральной части месторождения, тяготея к дайкам гранодиорит-порфиров. Эти руды образуют маломощные метасоматические жиллообразные полосы, замещающие скарны. Наиболее интенсивно на месторождении проявилось шеелито-сульфидное оруденение, отчетливо накладывающееся на скарны. Эти руды сложены пирротином, халькопиритом, шеелитом, арсенипиритом, кварцем, хлоритом, эпидотом, кальцитом. В небольших количествах в рудах этой стадии отмечаются сфалерит, галенит, станнин, висмутин, самородный висмут, блеклые руды и золото. Последняя стадия минерализации представлена карбонатными прожилками с флюоритом, сидеритом, пиритом и кварцем.

Это месторождение по некоторым особенностям сходно со стратиформной залежью зоны *E*

на месторождении Кантунг (Канада), где шеелит тесно ассоциирует с пирротинном; причем на обоих месторождениях там, где широко развит пирротин, присутствуют высококачественные шеелитовые руды, а там, где сульфиды отсутствуют, шеелита практически нет.

Следует отметить, что Г. Матчисон и А. Кларк [6], исследовавшие скарновое месторождение Кантунг, подчеркивают, что оно, в отличие от шеелитовых скарнов Западных Кордильер, формировалось на небольшой глубине в очень широком температурном интервале при тесной ассоциации шеелита и пирротина.

Месторождение Восток-2 находится в Северном Приморье. Рудное поле месторождения сложено алевролитами и песчаниками с горизонтами известняков и основных эффузивов, которые прорваны небольшими штоками гранитоидов и различными по составу многочисленными дайками. Возраст осадочных пород датируется поздней пермью — триасом. На месторождении устанавливается небольшой шток гранит-порфиров, для которого характерно зональное строение: его краевые части сложены плагиогранитами и диорит-порфиритами, постепенно переходящими к центру в гранодиорит-гранит-порфиры.

Шеелитоносные скарны приурочены к пласту известняка на контакте со штоком гранит-порфиров. Они образуют крупную пластообразную залежь, прослеживающуюся более чем на 600 м и имеющую четкие границы со сланцами [2, 4].

На месторождении отчетливо выделяются четыре стадии минерализации. В первую формировались скарны (пироксены, гранат, актинолит, кальцит), во вторую шло образование основной массы кварц-шеелитовых руд, возникновение которых сопровождалось процессами грейзенизации и окварцеванием силикатных пород. Характерно, что в эту стадию отлагались значительные количества апатита, вплоть до образования самостоятельных залежей апатит-шеелитовых руд. Наиболее интенсивно на месторождении проявилась шеелит-сульфидная стадия, представляющая основную промышленный интерес и накладывающаяся на скарны и кварц-шеелитовые руды с образованием характерных брекчиевых структур [2]. Шеелит-сульфидные руды широко развиты в пределах всего рудного поля, но особенно в центральной части месторождения и на его северном фланге. Наиболее широко распространен пирротин, слагая 70—80% руд; кроме него в руде присутствуют халькопирит, висмутин, сфалерит, галенит, золото, серебро, вольфрамит, станнин.

Руды месторождения в основном характеризуются массивной текстурой, реже встречаются брекчиевые и полосчатые текстуры. Шеелит в

рудах распространен неравномерно: от крупных скоплений до рассеянной вкрапленности. В пределах скарновой залежи устанавливается горизонтальная зональность, выражающаяся в том, что шеелитоносные скарны с халькопирит-пирротиновым оруденением сменяются по простиранию к юго-западу полиметаллическими рудами [2].

Месторождение образовалось в широком диапазоне температур — от 350 до 180°. Гомогенизация включений в кварце шеелит-халькопирит-пирротиновых руд происходила при температуре 310—240°.

Месторождение Восток-2 по ряду особенностей (морфология рудных тел, минеральный состав руд и последовательность их образования) сходно с некоторыми скарново-шеелитовыми месторождениями Канады и прежде всего с месторождением Флет-Ривер. Последнее, как известно, представлено крупной пластообразной скарновой залежью на контакте палеозойских известняков с роговиками. Предположительно рудовосные штоки гранодиоритов располагаются в одном километре от рудных тел. Последние сложены массивными шеелит-халькопирит-пирротиновыми рудами со сфалеритом и висмутовыми минералами. Установлено, что формирование месторождения происходило в несколько стадий, среди которых выделяются скарновая, кварц-шеелитовая и сульфидно-шеелитовая.

К этим месторождениям по своим особенностям близко стратиформное скарновое месторождение Санг-Донг в Южной Корее.

Таким образом, в различных районах Тихоокеанского рудного пояса отчетливо выделяется единая группа скарновых шеелит-сульфидных месторождений, которые по своим особенностям во многом близки к типично гидротермальным кварц-сульфидно-вольфрамовым месторождениям, таким как Джидинское, Букука (СССР), Панашкейра (Португалия) и другим, с тем существенным отличием, что образовались они в условиях карбонатной среды, определившей их скарновый облик. Эти месторождения следует объединять в одну крупную формацию сульфидно-вольфрамовых месторождений, с подразделениями их на скарновые и жильные в зависимости от залегания в карбонатных или силикатных породах.

По общегеологическим и тектоническим данным предполагается, что скарновые месторождения ТРП имеют различные источники рудного вещества: коровые и мантийные [5]. Наиболее значительны и интересны по генетическим особенностям скарновые месторождения вольфрама, свинца и цинка, связанные с процессами тектономагматической активизации и имеющие мантийный источник. Для них характерны мезозойский или кайнозойский возраст, приуроченность к зонам поперечных глубинных разломов, проявляющихся в районах с блоковым строением, и связь с карбонатными породами субстрата. Развитие сходных групп скарновых месторождений в пределах азиатской и американской ветвей ТРП указывает на единство рудных процессов в этой глобальной структуре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1978.
2. Степанов Г. Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
3. Флеров Б. Л., Визуев Б. Я., Коростелев В. И. Скарновое медно-вольфрамовое месторождение.— В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974.
4. Щеглов А. Д., Буткевич Т. В. Месторождения вольфрама.— В кн.: Рудные месторождения СССР, Т. 3. М.: Недра, 1978.
5. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли.— М.: Наука, 1983.
6. Mathieson G. A., Clark A. H. The Cantung E Zona Scheelite skarn orebody, tungsten, Northwest Territories: a revised genetic model.— Econ. Geol., 1984, v. 79, N 5.

УДК 552.143(265)

В. Н. Свальнов, Г. Х. Казарина, А. Я. Шевченко

ЗОЛОВЫЙ МАТЕРИАЛ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ШАТСКОГО

Основными компонентами плиоцен-плейстоценовых осадков являются биогенные кремнистые и карбонатные остатки, а также поставляемые эоловым путем вулканокластические и глинистые материалы. Перераспределение осадочного материала и растворение карбонатов вблизи критической глубины карбонатакопления (КГК) обусловили вариации скоростей седиментации от нулевых до 13 мм/1000 лет. В целом же

от плиоцена к плейстоцену темпы осадконакопления увеличивались за счет усиления поставки вулканокластического материала и постепенного нарастания продуктивности кремнистого планктона. Вместе с пирокластикой в пелагиаль иногда выносятся пресноводные диатомы, формируя в осадках парадоксальные комплексы.

Возвышенность Шатского, расположенная в центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана, представляет собой древний вал, который образован выступом базальтового слоя, перекрыт осадочным чехлом, приобрел в третичное время блоковую структуру и был значительно изменен последующими вулканическими и экзогенными процессами [4]. Основу возвышенности составляют три массива куполовидной формы (северный, центральный и южный), разделенные депрессиями (крупными поперечными разломами) северо-восточного простирания. Наблюдаются также краевые разломы и приуроченные к ним вулканические постройки резких очертаний, практически лишенные осадков. В совокупности с геофизическими данными это свидетельствует о молодости проявлений вулканизма и недавних тектонических движениях вдоль линий разломов [4, 11]. Минимальные глубины над вершинами массивов составляют 1962—3076 м, а общая амплитуда рельефа в пределах возвышенности достигает 4000 м [4].

Судя по скважинам глубоководного бурения, сосредоточенным в пределах южного массива [20—22], осадочный разрез возвышенности Шатского включает отложения от позднюрских до плейстоценовых, однако наименее изученным остался плиоцен-плейстоценовый этап седиментации в целом. В предлагаемой статье авторы попытались восполнить этот пробел.

Исходным материалом послужили образцы плиоцен-четвертичных осадков, собранные в разное время в рейсах научно-исследовательских судов «Витязь» и «Дмитрий Менделеев» (рис. 1). Возраст отложений определен по результатам микропалеонтологических [12] и па-

леомагнитных [8] исследований. Крупноалевритовая фракция осадков (0,1—0,05 мм) изучена в иммерсионных препаратах А. Н. Рудаковой, химические анализы выполнены по стандартным методикам Н. П. Толмачевой и Н. К. Вознесенской, для исследования субколлоидной фракции использован дифрактометр ДРОН-2.

Рассматриваемый район отделен от питающих провинций суши естественными ловушками осадочного материала — окраинными морями и глубоководными желобами (Идзу-Бонинским, Японским, Курило-Камчатским, Алеутским), а также депрессиями Императорского разлома и Северо-Западным хребтом. Именно в этом районе прослеживается переходная зона от гемипелагических (в разной степени восстановленных) осадков к окисленным миопелагическим, положение которой в Северо-Западной котловине контролируется простиранием разлома, отделяющего южный массив возвышенности Шатского от центрального и северного. Однако в пределах самой возвышенности развиты преимущественно гемипелагические отложения. Уровень критической глубины карбонатакопления (КГК) изменяется здесь в пределах 4100—4400 м [1]. Отмеченные особенности исследованного района во многом предопределили состав и взаимоотношение осадков как на поверхности дна, так и в разрезах.

На глубинах менее 2600 м поверхностный слой представлен фораминиферовыми гемипелагическими осадками (см. рис. 1) с незначительной примесью кокколитов. С увеличением глубины до 3500 м эти осадки постепенно сменяются кокколитовыми и фораминиферо-кокколитовыми гемипелагическими илами.

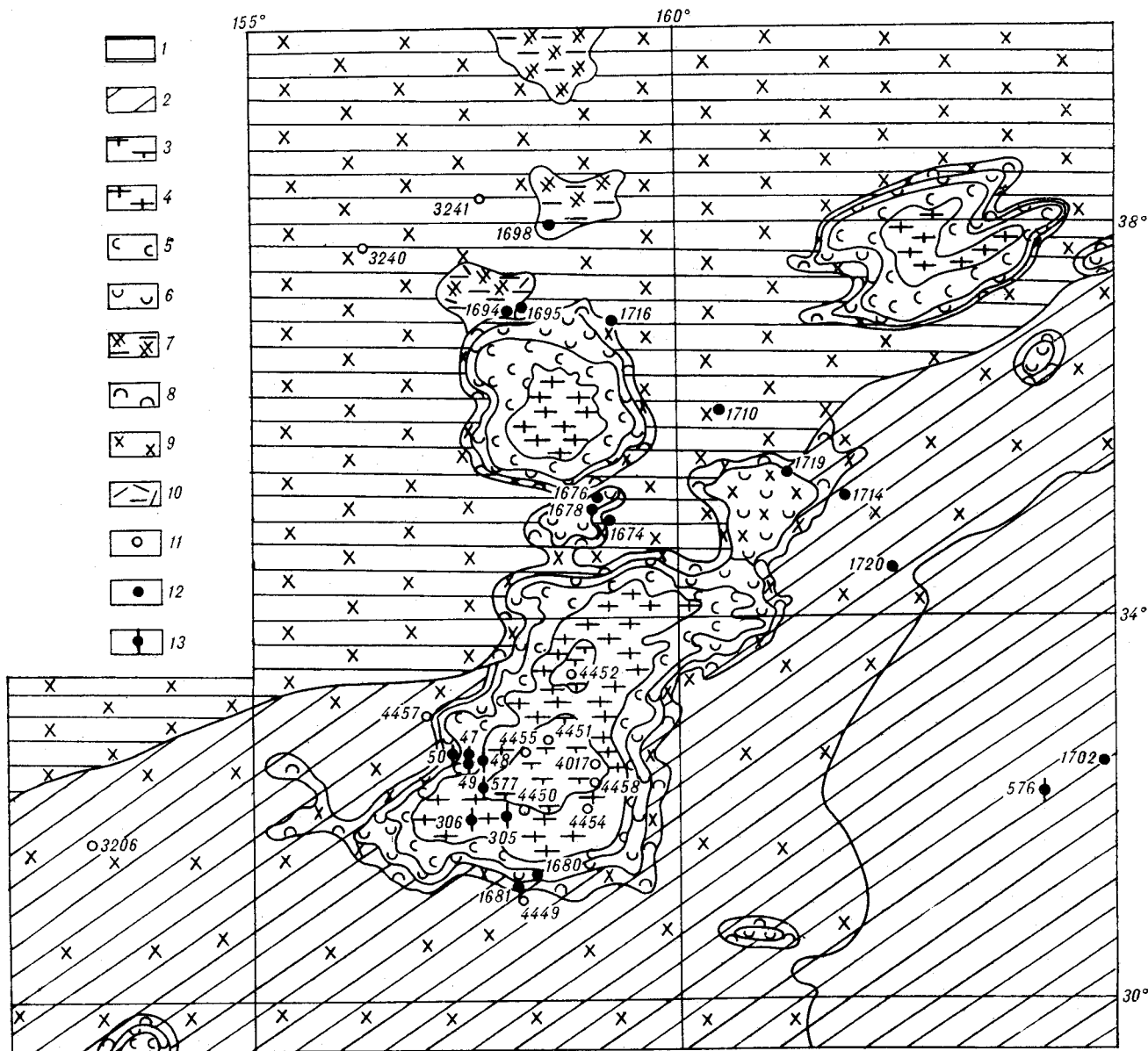


Рис. 1. Схема осадков поверхностного слоя (0—5 см).

1 — гемипелагическая глина; 2 — миопелагическая глина; 3 — фораминиферовый осадок; 4 — фораминиферо-кокколитовый ил; 5 — глинисто-известковый ил; 6 — известковисто-глинистый ил; 7 — радиоляриево-диатомово-глинистый ил; 8—10 — осадки; 8 — слабоизвестковистые, 9 — обогащенные диатомеями и радиоляриями, 10 — туффитовые; 11—13 — геологические станции НИС: 11 — «Витязь», 12 — «Дмитрий Менделеев», 13 — «Гломар Челленджер».

Содержание CaCO_3 в известковых осадках обычно превышает 70% (табл. 1). На глубинах 3500—4000 м распространены глинисто-известковые мио- и гемипелагические илы (50—70% CaCO_3), в составе которых заметно преобладает детрит фораминифер и кокколитофид. С ростом глубины до 4200 м эти илы постепенно сменяются известковисто-глинистыми (30—50% CaCO_3) гема- и миопелагическими. Наряду с карбонатными биогенными остатками (фораминиферами, кокколитами) известковисто-глинистые илы содержат местами до 15—25% радиолярий и диатомей.

В интервале глубин 4200—4400 м распространены слабоизвестковистые (10—30% CaCO_3) глины, обогащенные диатомеями и радиоляриями, в северной части района гемипелагические, в южной — миопелагические. На больших глубинах (местами превышающих 6000 м) поверхностный слой представлен гема- и миопелагическими глинами (10% CaCO_3), нередко обогащенными диатомеями и радиоляриями. При этом в более северных широтах, севернее 37° с.ш., содержание биогенных кремнистых остатков (главным образом диатомей) постепенно увеличивается и гемипелаги-

Содержание (%) некоторых компонентов в осадках возвышенности Шатского и Северо-Западной котловины

| Станция | Горизонт, см | Осадки | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | CaCO ₃ | Сорг |
|---------|--------------|--|--------------------------------|------------------|---------|-------------------|---------|
| 1676 | 0—2 | Гемипелагическая глина | 7,18 | 0,53 | 0,48 | 3,72 | 0,79 |
| | 8—13 | То же, слабоизвестковистая | 5,66 | 0,48 | 0,07 | 12,50 | 0,36 |
| | 13—15 | Миопелагическая глина | 5,90 | 0,51 | 0,07 | 6,46 | 0,47 |
| | 80—85 | То же, слабоизвестковистая | 5,74 | 0,43 | 0,06 | 13,92 | 0,26 |
| | 95—100 | Миопелагическая глина | 7,05 | 0,48 | 0,25 | 1,43 | 0,14 |
| 1680 | 155—160 | То же | 6,46 | 0,48 | 0,37 | 1,27 | 0,30 |
| | 0—5 | То же, слабоизвестковистая | 4,23 | 0,30 | 0,40 | 25,55 | 1,78 |
| | 30—35 | Известковисто-глинистый ил | 5,30 | 0,35 | 0,34 | 32,85 | 0,23 |
| | 195—200 | Глинисто-известковый ил | 4,37 | 0,33 | 0,31 | 47,95 | 9,42 |
| 1681 | 355—360 | То же | 4,63 | 0,30 | 0,25 | 52,90 | 0,15 |
| | 0—5 | Миопелагическая глина | 7,02 | 0,54 | 0,48 | 2,49 | 0,65 |
| | 185—190 | То же, слабоизвестковистая | 7,34 | 0,56 | 0,38 | 13,62 | 0,12 |
| 1694 | 260—265 | То же | 7,05 | 0,48 | 0,48 | 10,02 | 0,15 |
| | 0—5 | Диатомово-глинистый ил | 6,62 | 0,51 | 0,12 | 7,26 | 0,34 |
| | 58—62 | То же, слабоизвестковистый | 4,63 | 0,37 | 0,06 | 21,35 | 0,26 |
| 1702 | 62—68 | Миопелагическая глина слабоизвестковистая | 5,90 | 0,41 | 0,07 | 22,25 | 0,21 |
| | 68—74 | Тефра | 3,51 | 0,30 | 0,06 | 2,54 | 0,09 |
| | 74—78 | То же | 3,83 | 0,29 | 0,07 | 0,77 | 0,16 |
| | 0—5 | Миопелагическая глина | 7,50 | 0,59 | 0,51 | 0,23 | 0,46 |
| | 73—78 | То же | 8,14 | 0,59 | 0,29 | 0,27 | 0,21 |
| 1710 | 295—300 | » | 7,98 | 0,64 | 0,45 | 0,82 | 0,29 |
| | 0—5 | Гемипелагическая глина | 6,22 | 0,45 | 1,08 | 2,11 | 0,61 |
| | 170—174 | Глинисто-диатомовый ил | 7,98 | 0,49 | 0,21 | 3,98 | 0,49 |
| | 215—220 | То же, слабоизвестковистый | 5,42 | 0,43 | 0,31 | 13,85 | 0,52 |
| | 220—225 | То же | 5,33 | 0,35 | 0,36 | 19,57 | 0,56 |
| 83 | 0—5 | Кокколито-фораминиферовый осадок | 1,17 | Не опр. | 0,01 | 89,68 | 0,33 |
| 85 | 0—5 | Гемипелагическая глина слабоизвестковистая | 8,30 | » | 0,18 | 21,35 | 0,59 |
| 3206 | 0—10 | Миопелагическая глина | 11,45 | » | 0,57 | 0,24 | 0,33 |
| 3240 | 0—5 | Гемипелагическая глина | 11,58 | » | 0,53 | 0,04 | 0,49 |
| 3241 | 2—10 | То же | 11,20 | » | 1,35 | Не опр. | Не опр. |
| 4017 | 0—2 | Фораминиферовый осадок | 3,27 | » | Не опр. | 72,48 | 0,43 |
| 4449 | 0—5 | Миопелагическая глина | 13,20 | » | 0,31 | 0,86 | 0,35 |
| 4450 | 0—6 | Кокколито-фораминиферовый осадок | 3,55 | » | 0,26 | 69,33 | 0,51 |
| 4451 | 0—4 | То же | 3,29 | » | 0,14 | 70,96 | 0,50 |
| 4452 | 0—5 | Фораминиферовый осадок | 2,58 | » | 0,08 | 81,87 | 0,35 |
| 4454 | 0—4 | То же | 2,92 | » | 0,13 | 78,26 | 0,28 |
| 4455 | 0—2 | » | 3,03 | » | 0,06 | 75,96 | 0,38 |
| 4457 | 0—2 | Миопелагическая глина | 12,10 | » | 1,19 | 0,93 | 0,46 |
| 4458 | 0—5 | Кокколито-фораминиферовый осадок | 3,48 | » | 0,25 | 70,75 | 0,39 |

ческие осадки становятся радиоляриево-диатомово-глинистыми, местами туффитовыми. Южнее 30° с. ш. миопелагические глины сменяются эвпелагическими с примесью аутигенных цеолитов. На поверхности изученных осадков нередко залегают железомарганцевые конкреции и обломки пемзы, крутые склоны иногда покрыты рудными корками.

Монолиты, поднятые прямоточными трубками, характеризуют верхние 5 м осадочной толщи. Мощность интересующего нас плиоцен-плейстоценового разреза, вскрытого при глубоководном бурении, достигает 40 м (скв. 47). Отмеченные выше фациальные обстановки накопления поверхностного слоя осадков во многом наследуют условия формирования более древних отложений (рис. 2, 3). Так, в пределах массивов возвышенности Шатского разреза в основном представлен гемипелагическими карбонатными илами (фораминиферовыми, кокколитовыми и фораминиферо-кокколито-

выми), включающими прослой пеплов, единичные погребенные конкреции, обломки пемзы. Местами (скв. 305) илы обогащены радиоляриями и диатомеями. На крайнем юге возвышенности распространены миопелагические карбонатные и глинисто-известковые осадки с погребенными конкрециями (ст. 1680), локальные участки сложены радиоляриево-диатомовыми илами и пелагическими глинами с цеолитами (скв. 49, 50).

Севернее возвышенности Шатского вскрытый разрез представлен комковатыми гемипелагическими глинами, нередко обогащенными радиоляриями и диатомеями (вплоть до глинисто-радиоляриево-диатомовых илов). Обычно количество кремнистых биогенных остатков (особенно диатомей) увеличивается вверх по разрезу. Южнее и юго-восточнее возвышенности в разрезе преобладают миопелагические глины, обогащенные радиоляриями, содержащие погребенные конкреции. На ст. 1702 такие

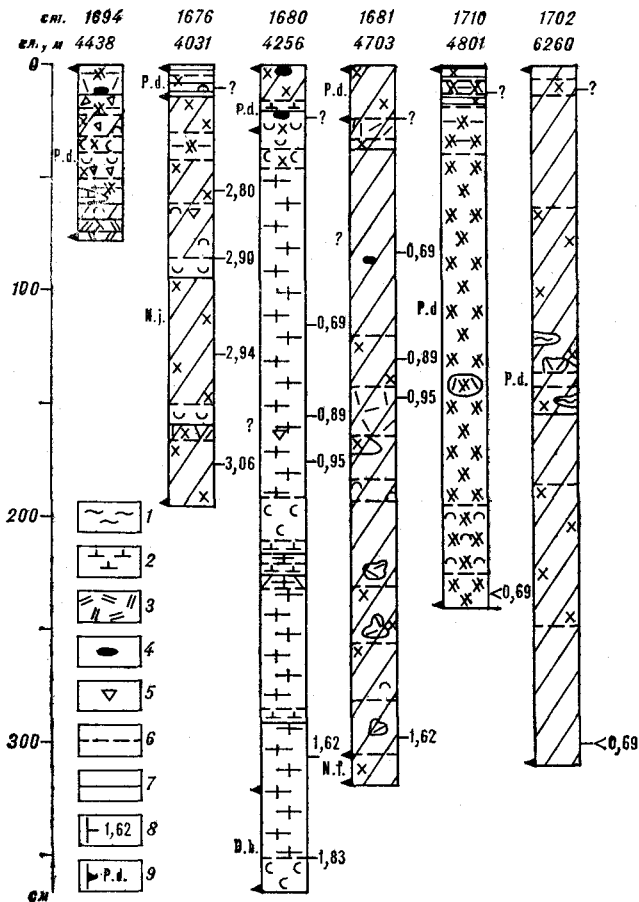


Рис. 2. Расчленение характерных колонок осадков.

1 — этмодискусный (диатомовый) ил; 2 — кокколитовый ил; 3 — тephра; 4 — железомарганцевые конкреции; 5 — обломки пемзы; 6, 7 — границы раздела: 6 — постепенные, 7 — резкие; 8 — возраст (млн. лет) по палеомагнитным данным; 9 — границы микропалеонтологических зон; P. d. — *Pseudoecunotia doljolu*, N. f. — *Nitzschia fossilis*, N. j. — *Nitzschia jouseae*, D. b. — *Discoaster brouweri*. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

глины вмещают линзочки этмодискусовых (диатомовых) илов, а на ст. 3206 — прослой терригенных турбидитов.

В изученном районе наблюдается постепенный переход от типично гемипелагических осадков к миопелагическим, что выражается в частом дереслаивании окисленных и в разной степени восстановленных илов (ст. 4452, 4454, 4457). Иногда миопелагические осадки перекрываются по резкой границе перерыва гемипелагическими глинами (ст. 1676). Такие взаимоотношения отвечают, по-видимому, существенным изменениям условий седиментации, когда период отсутствия сменился усиленным поступлением терригенного материала, включая органическое вещество (см. табл. 1).

Для исследованных колонок весьма характерны переотложенные илы (биогенные турбидиты), которые заметно отличаются по цвету и составу от вышележащих осадков, а нижняя

граница таких слоев всегда резкая (см. рис. 2).

По минеральному составу крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) гемии- и миопелагические осадки возвышенности Шатского и Северо-Западной котловины могут быть отнесены к западной подпровинции андезитовой зоны [2]. В тяжелой подфракции резко преобладают (после пересчета на прозрачные абиогенные минералы) вулканогенные ромбические и моноклинные пироксены (табл. 2), довольно значителен местами вклад обыкновенной роговой обманки, небольшую примесь составляют эпидот, циркон, встречаются единичные зерна базальтической роговой обманки, апатита, барита, гранатов. В легкой подфракции также преобладают вулканогенные компоненты — кислое стекло, средние и основные плагиоклазы. Незначительная часть подфракции представлена кварцем, калиевыми полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами, глаукоцитом и филлипситом.

Кроме перечисленных компонентов, существенную долю тяжелой подфракции в целом (без пересчета) составляют черные рудные минералы (до 37%), трудноопределимые зерна (до 46%), гидроокислы железа (до 35%), местами встречается пирит (до 26% на ст. 1681). В легкой подфракции выявлены трудноопределимые зерна (до 28%), пепловые частицы (до 50%), железомарганцевые

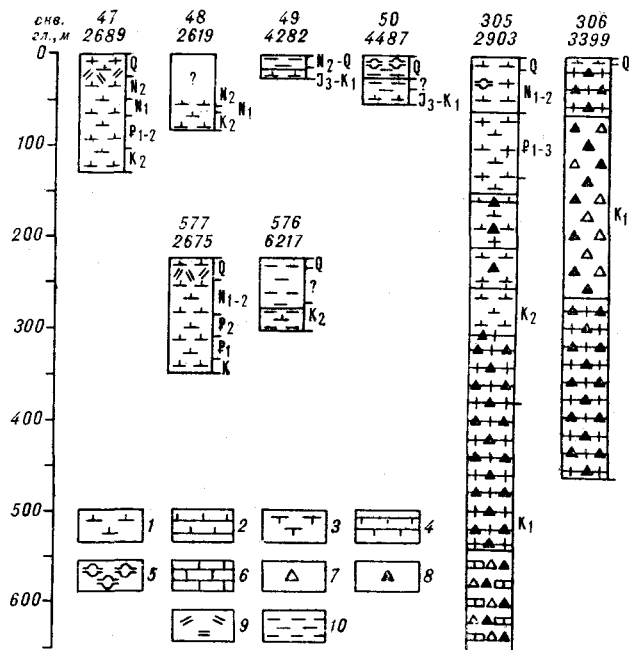


Рис. 3. Расчленение кернов глубоководного бурения. 1 — кокколитовый ил; 2 — кокколитовый мел; 3 — фораминиферовый мел; 4 — фораминиферовый мел; 5 — диатомово-радиоляриевый ил; 6 — известняки; 7 — порцелланиты; 8 — кремни; 9 — тephра; 10 — пелагическая глина, местами с цеолитами. (Верт. ось в м.)

Минералогический состав (%) крупноалевритовой и субколлоидной фракций осадков возвышенности Шатского и Северо-Западной котловины

| Станция | Горизонт, см | Фракция 0,1 — 0,05 мм | | | | | | | | Фракция < 0,001 мм | | |
|---------|--------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--------|--------|--------|--------------------------------|---------------|--------------------|-----------------|-------------|
| | | Тяжелая | | | | | Легкая | | | Иллит | Каолинит+хлорит | Смертит |
| | | Роговая обманка | Моноклинные пироксены | Ромбические пироксены | Эпидот | Циркон | Кварц | Основные и средние плагиоклазы | Кислос стекло | | | |
| 1676 | 0—5 | 4 | 78 | 15 | 2 | — | 6 | 13 | 80 | 72 | 28 | Следы 3 |
| | 8—13 | 5 | 68 | 22 | 3 | — | 2 | 27 | 71 | 75 | 12 | |
| | 13—15 | 3 | 67 | 26 | 2 | 1 | 1 | 16 | 82 | 65 | 35 | |
| | 20—25 | 4 | 60 | 32 | 3 | 1 | 3 | 34 | 63 | 65 | 24 | |
| | 35—40 | 6 | 66 | 26 | 1 | — | 7 | 32 | 60 | | | |
| | 50—55 | 3 | 67 | 28 | 2 | — | 2 | 24 | 74 | | | |
| | 65—70 | 5 | 67 | 25 | 3 | 1 | 5 | 17 | 76 | | | |
| | 80—85 | 3 | 66 | 29 | 1 | 1 | 4 | 15 | 81 | | | |
| | 95—100 | 8 | 64 | 25 | 2 | 1 | 7 | 15 | 78 | 75 | 20 | 5 |
| | 140—145 | 8 | 63 | 26 | 3 | 1 | 7 | 15 | 77 | 70 | 25 | 5 |
| 155—160 | 16 | 51 | 30 | 1 | 1 | 2 | 9 | 89 | 72 | 28 | Следы | |
| 170—175 | 7 | 61 | 29 | 3 | 1 | 4 | 11 | 85 | | | | |
| 1680 | 0—5 | 3 | 68 | 26 | 2 | 1 | — | 25 | 75 | 70 | 30 | » |
| | 15—20 | 11 | 51 | 35 | 3 | 1 | — | 32 | 68 | 60 | 30 | 10 |
| | 30—35 | 13 | 60 | 24 | 2 | 1 | 16 | 25 | 59 | 70 | 25 | 5 |
| | 60—65 | 4 | 53 | 37 | 5 | — | — | 100 | — | 65 | 30 | 5 |
| | 175—180 | 1 | 69 | 25 | 4 | 1 | 9 | 30 | 61 | | | |
| | 275—280 | 1 | 60 | 37 | 1 | 1 | — | — | 100 | | | |
| | 320—325 | 2 | 57 | 37 | 1 | — | — | 31 | 69 | | | |
| | 355—360 | 6 | 54 | 36 | 1 | — | 4 | 12 | 80 | | | |
| 1681 | 0—5 | 9 | 56 | 31 | 2 | 2 | — | 22 | 78 | 70 | 30 | Следы 5 |
| | 73—78 | 2 | 65 | 31 | 1 | 1 | 1 | 22 | 78 | 68 | 27 | |
| | 90—95 | 2 | 45 | 47 | 6 | — | 6 | 28 | 67 | 70 | 27 | 3 |
| | 185—190 | 2 | 54 | 42 | 2 | — | — | 16 | 84 | 75 | 25 | Следы |
| | 260—265 | 2 | 58 | 37 | 1 | 1 | 6 | 17 | 77 | 75 | 25 | |
| | 300—305 | 2 | 39 | 58 | 1 | — | 1 | 34 | 66 | 80 | 20 | — |
| 1694 | 0—5 | 2 | 59 | 36 | 1 | 1 | 2 | 19 | 79 | 75 | 25 | Следы 3 |
| | 10—13 | 2 | 53 | 42 | 2 | — | 2 | 23 | 75 | 67 | 30 | |
| | 13—18 | 6 | 50 | 43 | 1 | — | 6 | 14 | 80 | 70 | 24 | 6 |
| | 25—30 | 9 | 44 | 39 | 3 | 1 | 3 | 19 | 78 | 64 | 27 | 9 |
| | 35—40 | 4 | 39 | 56 | 1 | — | 3 | 16 | 80 | 61 | 21 | 18 |
| | 45—50 | 4 | 43 | 48 | 3 | 2 | 2 | 7 | 87 | 62 | 25 | 13 |
| | 58—62 | 12 | 41 | 41 | 3 | 3 | 6 | 7 | 87 | 75 | 13 | 2 |
| | 62—68 | 5 | 51 | 39 | 4 | 1 | — | 14 | 85 | 75 | 13 | 2 |
| | 68—72 | 30 | 32 | 33 | 3 | 2 | 4 | 5 | 87 | | | |
| | 72—74 | 49 | 28 | 21 | 1 | 1 | 2 | 13 | 85 | 83 | 17 | — |
| | 74—78 | 35 | 39 | 21 | — | 2 | 3 | 6 | 91 | | | |
| | 1702 | 0—5 | 34 | 48 | 17 | — | — | 3 | 7 | 90 | 65 | 35 |
| 73—78 | | 10 | 45 | 45 | — | — | 2 | 6 | 92 | 75 | 25 | |
| 105—110 | | 7 | 56 | 37 | — | — | — | 1 | 99 | 75 | 25 | — |
| 168—172 | | 10 | 62 | 29 | — | — | 1 | 10 | 89 | 78 | 22 | — |
| 225—229 | | 10 | 27 | 60 | — | — | 96 | 4 | — | 77 | 23 | — |
| 295—300 | | 11 | 38 | 51 | — | — | — | 6 | 94 | 76 | 24 | — |
| 1710 | 0—5 | 20 | 51 | 29 | — | — | 2 | 6 | 93 | 70 | 20 | 10 |
| | 5—12 | 18 | 57 | 20 | 2 | 2 | 1 | 7 | 92 | 57 | 30 | 13 |
| | 21—25 | — | 66 | 34 | — | — | 1 | 4 | 95 | 70 | 30 | — |
| | 35—58 | 9 | 59 | 31 | — | — | 6 | 2 | 93 | 73 | 27 | Следы 13 |
| | 117—122 | 19 | 71 | 7 | 3 | — | 1 | 7 | 92 | 63 | 20 | |
| | 140—145 | 6 | 66 | 29 | — | — | — | 4 | 96 | 78 | 22 | Следы » |
| | 195—200 | 17 | 72 | 11 | — | — | — | 4 | 96 | 61 | 39 | |

обломки (до 45%), биогенные кальцит (до 87%) и опал (до 44%).

Таким образом, в крупноалевритовой фракции осадков среди биогенных компонентов резко преобладают вулканогенные минералы,

являющиеся, очевидно, продуктами кайнозойского вулканизма андезитовой зоны. Основными питающими провинциями послужили Камчатка, Японские и Курильские острова, где широко развиты породы и пирокластический

материал известково-щелочной серии — риолиты, дациты, двупироксеновые (гиперстен-авгитовые) и роговообманковые андезиты, андезит-базальты и базальты [10, 15].

Перенос крупноалевритовых минералов в район возвышенности Шатского осуществлялся преобладающими ветрами непосредственно после извержений вулканов и позднее в результате ветровой эрозии. Немаловажная роль принадлежала, вероятно, и поверхностным течениям, способным переносить скопления пемзы на огромные расстояния. Истираясь на плаву, пемза является одним из источников песчано-алевритовой пирокластики в пелагических осадках.

Эксплозии и дезинтеграция пемзы приводят к формированию маломощных (первые сантиметры) прослоев тефры, которая нередко перетлагается придонными течениями, что в совокупности с золовым разносом обеспечивает относительно высокие содержания пирокластического материала в осадках на обширных площадях.

Исследование субколлоидной (менее 0,001 мм) фракции показало резкое преобладание иллита (57—83%) в осадках поверхностного слоя и по разрезу (см. табл. 2). Каолинит и хлорит в сумме (при близких соотношениях) составляют 12—35%, смектит — не более 13% (местами отсутствует). Во многих образцах значительную долю составляет аморфная фаза, присутствуют кварц, полевые шпаты, кальцит, изредка встречаются вермикулит и, возможно, сепиолит (ст. 1694).

Полученные результаты подтверждают ранее выявленные закономерности распределения глинистых минералов как в поверхностных осадках [2, 19], так и в разрезах [3] северо-западной части Тихого океана. Состав субколлоидной фракции осадков хорошо согласуется с составом почв и кор выветривания континентального обрамления океана [18], в которых преобладает иллит. К тому же в северной аридной зоне Тихого океана и в прилегающей части гумидной зоны повышенные содержания иллита и хлорита совпадают с полосой главного переноса аэрозоля из пустынь Центральной Азии [9].

Более сложные закономерности распределения, характерные для смектита, определяются его полигенностью — в океане встречается как терригенный, так и аутигенный смектит, образовавшийся при гальмиролизе пород дна и гидротермальной переработке осадков и пород. Низкое содержание смектита в изученных образцах свидетельствует о слабом поступлении его с суши и об отсутствии аутигенного глинообразования на дне.

Таким образом, субколлоидная фракция осадков возвышенности Шатского и Северо-

Западной котловины в основном формировалась за счет золотого привноса глинистых минералов с обрамляющей суши. Питающие провинции, вероятно, оставались в плиоцен-плейстоценовое время постоянными.

В опубликованных ранее работах по стратиграфии плиоцен-четвертичных осадков района возвышенности Шатского использованы материалы, полученные в рейсах НИС «Роберт Конрад», «Хакухо-Мару» и б/с «Гломар Челленджер» [17, 23, 24].

Большинством авторов расчленение осадков проведено в соответствии с зональной шкалой И. Коицуми [23], основанной на закономерностях, выявленных ранее А. П. Жузе [25] в прикамчатском районе.

Особенностью современной и ископаемой флоры диатомей изученного района является сочетание в ее составе бореальных и тропических элементов. В поверхностном слое осадков здесь выделяется субтропический комплекс диатомей — переходный между тропическим и бореальным [5].

Аналогичные смешанные комплексы выявлены также в плиоценовых и в плейстоценовых осадках. Это обстоятельство позволяет использовать для расчленения плиоцен-четвертичных отложений зональные шкалы как для бореальных [16, 23], так и для тропических [17] широт. Преобладание тропических видов в осадках, полученных в 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», а также большая консервативность и стратиграфическая изученность тропической флоры диатомей в целом объясняют целесообразность использования в данном случае тропической зональной шкалы Л. Баркла в ее несколько измененном и дополненном варианте [6, 7].

Наличие бореальных видов, изменение по разрезу доли их участия в формировании комплексов диатомей позволяют фиксировать характер вариаций биомических факторов.

Плиоценовые отложения, вскрытые на ст. 47.2 [23], RC 12-413, RC 12-415 [17], 1676, 1680, отличаются меньшей стратиграфической полнотой, чем плейстоценовые: верхнеплиоценовая зона *Rhizosolenia praebergonii* в разрезах часто представлена в виде фрагментов, а на ст. 1676 она отсутствует полностью, т. е. осадки среднеплиоценовой зоны *Nitzschia jouseae* перекрыты отложениями плейстоценовой зоны *Pseudoeunotia doliolus* (см. рис. 2). Плейстоценовые части разрезов, как правило, представлены полным набором зон.

Палеоклиматическая интерпретация данных изучения ископаемых диатомей, основанная на выявлении процентного соотношения тропических и бореальных видов, была выполнена И. Коицуми [23]. В целом им выявлено, что в плиоцен-четвертичных интервалах разрезов

скважин глубоководного бурения 47.2, 303, 310 наблюдается постепенное нарастание (вверх по разрезу) доли холодолюбивых видов. Их максимальное содержание отмечено в нижней части зоны *Rhizosolenia curvirostris* (~0,85 млн лет). Аналогичная тенденция проявлена и в колонках ст. 1676, 1710, 1702, при этом она наиболее очевидна на ст. 1710, расположенной на севере возвышенности Шатского.

Необычный для районов открытого океана комплекс диатомей, состоящий почти целиком из пресноводных и слабосоленоводных видов (*Aulacosira granulata*, *A. islandica*, *Stephanodiscus astreae* и др.), был обнаружен в плейстоценовых осадках колонки ст. 1694 (интервал 75—77 см, сложенный тефрой). Характер распределения диатомей по разрезу, наличие единичных створок *Nitzschia reinholdii* глубже 25 см от поверхности дна позволяют предположить, что возраст прослоя среднеплейстоценовый (вероятно, низы эпохи Брюнес).

Единичные находки створок пресноводных видов диатомей в четвертичных отложениях возвышенности Шатского отмечены также И. Коицуми [23]. В публикациях по микропалеонтологии высказываются различные предположения о возможном механизме переноса створок пресноводных диатомей на большие глубины: вынос с речным стоком, эоловый разнос, привнос суспензионными потоками, существование в прошлом контрастных фациальных условий, вплоть до сухопутных. Пресноводные диатомей, обнаруженные на ст. 1694, вероятнее всего, принесены в район возвышенности Шатского ветром, поскольку при переносе вулканокластического материала, в котором обнаружены створки, ведущая роль принадлежит эоловому фактору. В таком случае необходимо признать, что образование прослоев тефры в северо-западной части Тихого океана связано с наземным вулканизмом, а не с подводным, как считалось ранее [13, 14].

Результаты палеомагнитного определения возраста осадков исследованных колонок [8] хорошо согласуются с микропалеонтологическими данными (см. рис. 2). На ст. 1702 и 1710 подняты осадки, накопившиеся в эпоху Брюнес, а на ст. 1680 и 1691 — в эпохи Брюнес и Матуяма. В колонке ст. 1676 ниже горизонта 13 см выявлен перерыв длительностью около 2 млн лет. На этом уровне отмечается резкая граница между восстановленными и окисленными осадками разного состава, отсутствует диатомовая верхнеплистоценовая зона *Rhizosolenia praeborgonii*, мощность отложений плейстоценовой зоны *Pseudoeunotia doliolus* резко сокращена, а в палеомагнитном разрезе не обнаружены осадки эпохи Матуяма, т. е. ниже границы перерыва залегают илы, образовавшиеся в эпоху Гаусс. Более кратковременные

перерывы маркируются горизонтами погребенных железомарганцевых конкреций (ст. 1694, 1680, 1681, 4454). В кернах глубоководных скважин прослеживается преднеогеновый региональный перерыв, охватывающий местами десятки миллионов лет. Перерывы, вероятно, обусловлены резким замедлением темпов седиментации, деятельностью придонных течений и суспензионных потоков, перемещениями отдельных блоков в зонах разломов, тектоническими и климатическими процессами глобального характера.

Данные глубоководного бурения, литологические, палеомагнитные и микропалеонтологические исследования колонок свидетельствуют о значительных вариациях средних скоростей плиоцен-плейстоценового осадконакопления — от нулевых до 12—13 мм/1000 лет (табл. 3). Однако при большом разнообразии полученных величин удается наметить некоторые тенденции в динамике осадочного процесса в районе возвышенности Шатского. Во-первых, темпы седиментации в плиоцене были ниже, чем в плейстоцене. Во-вторых, при современных глубинах 4000—4700 м скорость осадконакопления за последние 5 млн лет не превышала 2,5 мм/1000 лет и заметно возрастала как ниже, так и выше этих глубин. Третья тенденция проявилась в том, что наиболее интенсивная седиментация — до 10 мм/1000 лет — на глубинах, превышающих 6000 м, происходила в эпоху Брюнес.

В основе указанных тенденций лежат исторически обусловленные закономерности развития осадкообразования в северо-западной части Тихого океана. Как уже отмечалось, в плиоцен-

Таблица 3
Средние скорости плиоцен-плейстоценовой седиментации в районе возвышенности Шатского

| Станция, скважина | Средняя скорость, мм/1000 лет | | | | | Глубина, м |
|-------------------|----------------------------------|---------|-------|---------|---------|------------|
| | Интервал усреднения, миллион лет | | | | | |
| | 0—0,7 | 0,7—1,8 | 1—1,8 | 0,7—2,4 | 1,8—5,0 | |
| 1694 | >1,1 | | >0,4 | | >0,2 | 4438 |
| 1676 | 0,2 | 0 | 0,1 | 0 | >0,6 | 4031 |
| 1680 | 1,6 | 2,1 | 1,9 | >1,5 | >0,1 | 4256 |
| 1681 | 1,2 | >2,1 | >1,8 | >1,4 | | 4703 |
| 1702 | >4,4 | | >1,7 | | >0,6 | 6260 |
| 1710 | >3,4 | | >1,3 | | >0,5 | 4801 |
| 47 | | | 11,0 | | 9,0 | 2689 |
| 48 | | | | | 10,0 | 2619 |
| 49 | | | | | 1,8 | 4282 |
| 50 | | | 11,5 | | 0 | 4487 |
| 305 | | | 8,5 | | 7,7 | 2903 |
| 306 | | | <4,8 | | 0 | 3399 |
| 576 | 10,0 | | | <3,0 | 2,0 | 6217 |
| 577 | | | 13,0 | | 12,0 | 2675 |

плейстоценовых разрезах наблюдается постепенное увеличение продуктивности кремнистого планктона по мере уменьшения возраста осадков. Особенно ярко это выразилось в эпоху Брюнес. Выше КГК темпы седиментации за последние 5 млн лет не претерпели существенных изменений и в основном контролировались продуктивностью известкового планктона. Вблизи КГК повсеместно низкие скорости, по-видимому, связаны как с растворением фораминифер и кокколитофорид, так и с перераспределением осадочного материала на склонах придонными течениями и суспензионными потоками. Именно гравитационные процессы и увеличение продуктивности кремнистого планктона обеспечили в эпоху Брюнес высокие темпы седиментации на дне Северо-Западной котловины и в зонах разломов в пределах возвышенности Шатского. В условиях изолированности региона от источников терригенного материала заметная доля в исследованных осадках принадлежит продуктам наземных извержений. Судя по распределению вулканокластиков в разрезах (см. рис. 2, 3), интенсивная поставка этого материала происходила в плейстоцене. В скв. 47 и 577 прослой тефры обнаружены в нижнем плейстоцене, а на ст. 1694 — в среднем плейстоцене. Повышенное содержание рассеянной пирокластики (туффовые осадки) также в основном приурочено к плейстоценовым отрезкам колонок.

В районе возвышенности Шатского эпизодически происходило резкое замедление темпов седиментации, о чем свидетельствуют горизонты железомарганцевых конкреций. Возраст трех таких горизонтов, исходя из средних скоростей осадконакопления, составляет 125, 130 и 700 тыс. лет, т. е. соответствует границе эпох Брюнес — Матуяма и верхней части эпохи Брюнес.

Таким образом, выполненные исследования показали, что основными компонентами плиоцен-плейстоценовых осадков на возвышенности Шатского и в прилегающих к ней частях Северо-Западной котловины являются биогенные кремнистые и карбонатные остатки, а также

вулканокластические и терригенные глинистые минералы, поставляемые преимущественно эоловым путем; влияние на осадкообразование терригенного обломочного материала незначительно.

Перераспределение рыхлых отложений придонными течениями, гравитационными процессами, суспензионными потоками приводит к формированию главным образом биогенных турбидитов, горизонтов железомарганцевых конкреций, перерывов. Продолжительность последних колеблется в широких пределах — от геологически мгновенных до многомиллионных (см. рис. 3). В результате перераспределения осадочного материала и растворения карбонатов вблизи КГК скорости седиментации варьируют от нулевых до 13 мм/1000 лет. Наиболее устойчивы они на глубинах менее 4000 м и глубже 4700 м, а в указанном интервале глубин довольно изменчивы, но не превышали в плиоцен-плейстоцене 2,5 мм/1000 лет. В целом средние скорости осадконакопления в плейстоцене были выше, чем в плиоцене.

Начало относительно устойчивой седиментации в районе возвышенности Шатского приходится на миоцен (после преднеогенового регионального перерыва). В плиоцен-плейстоцене стабилизация условий сопровождалась постепенным ростом темпов осадконакопления за счет увеличения продуктивности планктона, особенно диатомей, усиления поставки вулканокластического материала из андезитовой зоны. Однако на этом фоне плиоценовый этап отличается менее устойчивой седиментацией, чем плейстоценовый. Так, если в плейстоценовых разрезах обычно прослеживаются все диатомовые зоны, то в плиоценовых отложениях некоторые зоны представлены только фрагментами либо отсутствуют. Кроме того, в позднем плиоцене — среднем плейстоцене усилилось, вероятно, переотложение осадочного материала и вторичное концентрирование его в понижениях дна. В результате темпы накопления пелагических глин в Северо-Западной котловине увеличились.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Н. В. Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана. — Литол. и полез. ископаемые, 1980, № 2.
2. Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. — Там же, 1963, № 1.
3. Горбунова З. Н. Глинистые минералы северо-западной части Тихого океана (материалы 6-го рейса «Гломар Челленджер»). — Океанология, 1979, т. XIX, вып. 4.
4. Живаго А. В. Морфоструктура дна Тихого океана. — В кн.: Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984.
5. Жузе А. П., Козлова О. Г., Мухина В. В. Диатомей в поверхностном слое осадков Тихого океана. — В кн.: Тихий океан. Т. VIII. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969.
6. Казарина Г. Х. Зоны диатомей в осадках восточной части тропической области Индийского океана. — Океанология, 1975, т. XV, вып. 6.
7. Крашенинников В. А., Казарина Г. Х. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской спрединговой зоны по планктонным микроорганизмам.

- мам.— В кн.: Систематика, экология и биостратиграфическое значение микроорганизмов. М.: Наука, 1983.
8. *Линькова Т. И., Малахова Г. Ю., Малахов М. И.* Скорость осадконакопления в северной части Тихого океана по палеомагнитным данным.— В кн.: Геология морей и океанов. Т. 1. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1982.
 9. *Лисицын А. П., Горбунова З. Н.* Глинистые минералы и климатическая зональность.— В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981.
 10. *Маршинин Е. К., Стратула Д. С.* Некоторые новые данные о вулканах Курильских островов.— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965.
 11. *Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р. и др.* Комплексная интерпретация геофизических данных.— В кн.: Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984.
 12. *Свальнов В. Н., Ушакова М. Г., Казарина Г. Х.* Осадки возвышенности Шатского и подводной горы «Дмитрия Менделеева».— В кн.: Современные проблемы морской геологии. Т. 2. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1980.
 13. *Чайников В. И., Репечка М. А.* О подводном вулканизме в Японском море.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 5.
 14. *Чайников В. И., Репечка М. А.* Пирокластический материал в осадках северо-западной части Тихого океана.— Там же, 1968, т. 180, № 1.
 15. *Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В.* Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973.
 16. *Barron J.* Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1981, v. 56, 57.
 17. *Burckle L. H., Opdyke N.* Late Neogene Diatom Correlations in the Circum-Pacific.— In: Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy. Tokyo, 1977.
 18. *Gradusov B. P.* A tentative study of clay minerals distribution in soils of the World.— Geoderma, 1974, v. 12, N 1/2.
 19. *Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.* The distribution of clay minerals in the World ocean. Deep — Sea Res., 1968, v. 15, N 4.
 20. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington: US Govern. Print. Office, 1971, v. 6.
 21. *Ibid.*, 1975, v. 32.
 22. *JOIDES JOURNAL*, 1982, v. VIII, N 3.
 23. *Koizumi I.* Neogene diatoms from the north-western Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Projects.— In: Initial Reports DSDP. Washington: US Govern. Print. Office, 1975, v. 32.
 24. *Preliminary Report of the Hokuho-Maru cruise KH80-3.* Oceanic Research Institute University of Tokyo, 1981.
 25. *Jouse A. P.* Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean.— In: Micropaleontology of Oceans/Eds. B. M. Funnell, W. R. Riedel. Cambridge, 1971.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
5 сентября 1985 г.

Э. Л. Школьник, Г. Н. Батулин

**О ФОСФАТИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВ
ПОДВОДНЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА**

Выделено два типа фосфатизации вулканических пород подводных гор: заполнение фосфатизированным нано-фораминиферовым илом мелких пор в базальтах и крупных каверн или углублений в базальтоидах и гиадокластитах. Фосфатизация неравномерна. В мелких порах фосфат колломорфный, в крупных кавернах местами происходит перекристаллизация и по-

является жильный фосфат. Относительная доля фосфата, растворимого в лимонной кислоте, достигает 50—60%. Фосфатизированный материал в базальтах аналогичен таковому в известняках подводных гор. Фосфатизация происходит за счет диагенеза вне связи с вулканизмом.

К числу явлений, характерных для подводных гор, в частности, Тихого океана, относится фосфатизация пород различного состава [1, 8, 9]. Ранее [8] нами был рассмотрен вопрос о фосфатизации известняков. Настоящая работа посвящена фосфатизации наиболее типичных для подводных гор пород — базальтоидов.

Основная часть исследованного материала была собрана одним из авторов в 48-м рейсе НИС «Витязь» (1970 г.), в котором были выполнены многочисленные драгировки вершин и склонов подводных гор Мид-Пасифик. Небольшая коллекция с 3-го рейса НИС «Академик А. Виноградов» в Филиппинском море (1983 г.) предоставлена С. А. Щеклой. Сведения о местах отбора проб и их краткая характеристика приведены в таблице. Авторы также имели возможность, любезно предоставленную И. А. Тарариным, ознакомиться с шлифами фосфатизированных базальтов повышенностей Шатского и Хесса, собранных в рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» в 1984 г. под руководством Б. И. Васильева.

Вулканисты, содержащие заметно повышенные количества фосфатов кальция, являются второй после известняков, но, возможно, более распространенной группой фосфатизированных пород подводных гор Тихого океана. Они пока также недостаточно изучены, что касается в первую очередь строения и распределения участков фосфатизации. Видимо, поэтому ряд исследователей отмечает, что происхождение их не выяснено [5]. В настоящем сообщении мы касаемся этой проблемы применительно только к собственно базальтам и гиадокластитам, имея в виду, что ими не исчерпываются известные примеры ассоциаций фосфатов кальция с вулканистами.

В рассматриваемой группе пород выделяются две разновидности фосфатизации, важные для понимания механизмов фосфатогенеза: заполнение фосфатизированным материалом 1) небольших по размерам (диаметром от долей до первых сантиметров) пор, иногда довольно многочисленных, преимущественно в толеитовых и субщелочных базальтах; 2) крупных (диаметр и глубина до нескольких десятков сантиметров) каверн, пустот, углублений, «структур обрушения» и др. в субщелочных-щелочных, реже толеитовых базальтах и гиадокластитах.

В первом случае все или часть пор, а иногда единичные поры заполнены серым или темно-серым нано-фораминиферовым илом, полностью или большей частью фосфатизированным (рис. 1, а, б). Степень сохранения первичных биогенных структур различна, однако практически они всегда видны (см. рис. 1, б). Фосфат совершенно изотропный, колломорфный; обычно в нем присутствуют тонкораспыленное органическое вещество, изредка неболь-

| № | Номер станции | Координаты | Глубина, м | Р.О., % (разные пробы) |
|---|---------------|-----------------------------|------------|------------------------|
| 1 | 6366 | 22°39' с. ш., 160°52' в. д. | 1700—1900 | 4—32 |
| 2 | 6352 | 18°19' с. ш., 178°21' з. д. | 1630 | 15 |
| 3 | 6265 | 26°58' с. ш., 177°18' в. д. | 2750 | 4—29 |
| 4 | 6349 | 18°19' с. ш., 175°28' з. д. | 2280 | 23 |
| 5 | 6364 | 21°10' с. ш., 163°13' в. д. | 2310—2400 | 20—25 |
| 6 | 6333 | 12°54' ю. ш., 160°44' з. д. | 3740—3620 | 20—29 |
| 7 | 3В51 | 18°30' с. ш., 126°40' в. д. | 2300 | 25 |

Примечание. 1—6 — рейс НИС «Витязь», 7 — рейс НИС «Академик А. Виноградов».



Рис. 1. Обр. ЗВ51-2. а) Мелкопористый базальт, некоторые поры заполнены (белое) фосфатизированным нано-фораминиферовым илом. Черная кайма — железомарганцевая корка. Пришлифовка, натур. величина. б) Пора в базальте, заполненная фосфатизированным нано-фораминиферовым илом (1); незаполненные поры (2). Шлиф, увел. 6.

шие выделения пирита: По краям пор иногда развит зеленовато-желтый палагонит. Явных признаков воздействия фосфата на стенки пор базальта не устанавливается. Содержания фосфорного ангидрида колеблются (в соответствии со степенью замещения карбоната) от 23 до 28%. По характеру фосфатизации нано-фораминиферовый ил аналогичен фосфатизированному материалу в порах известняков подводных гор Мид-Пасифик [8], что позволяет говорить об однотипности формирующих их механизмов, не зависящих на начальных стадиях процесса от состава каркаса. Структура исходного нано-фораминиферового ила всегда соответствует переходной разности от вакстона к пакстону и, главное, достаточно резко отличается от рифовых и околорифовых известняков каркаса на Мид-Пасифик. Это является одной из наиболее характерных осо-

бенностей первой разновидности фосфатизированных базальтоидов.

Часто драги поднимали крупные куски пород (до 10—20 см в поперечнике), которые, видимо, представляют собой материал заполнения каверн, отделившийся при подводном разрушении базальтовых тел. При сравнительно беглом изучении они принимались за фосфатизированные известняки (на основании остатков фосфатизированных фораминифер и кокколитофорид) типа, описанного в работе [8]; например, так идентифицировались некоторые пробы со ст. 6349, 6364 и др. Казалось, для этого имеются все основания, тем более что электронно-микроскопическое изучение [1] позволило установить в них многочисленные кокколитофориды поздне мелового возраста. Но последнее не противоречит представлению о таком материале как заполнителе каверн; кроме того, в нем отсутствуют околорифовые известняки каркаса. На условия образования породы указывают ее строение и характер фосфатизации, присутствие в ней фрагментов базальта — обломков или выступов стенок каверн, а также частое развитие палагонита (рис. 2, 3), образуемого по стеклу. При этом следует иметь в виду, что в известняках с подводных гор Мид-Пасифик поры мелкие и поэтому материал каркаса отличается от материала заполнения пор, чего нет в фосфатизированном материале заполнения каверн в базальтоидах.

Таким образом, первоначальный характер фосфатизации заполняющего нано-фораминиферового ила в порах известняков, крупных кавернах и мелких порах базальтоидов одина-

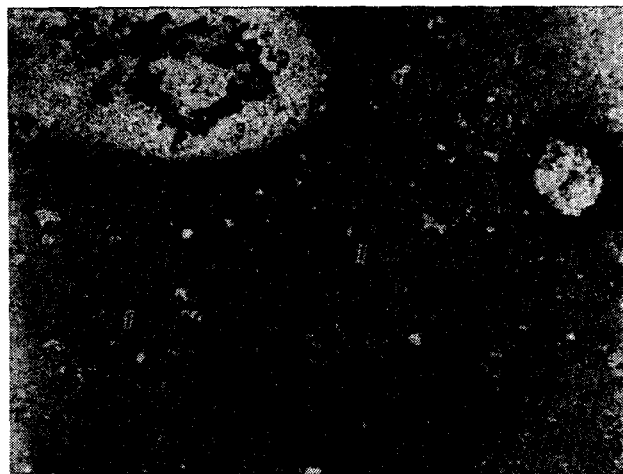


Рис. 2. Обр. 6364-2/9. Фосфатизированный нано-фораминиферовый ил (1) из крупной каверны в базальте. Включения палагонита (2), вокруг которых происходит перекристаллизация фосфата (3). Шлиф, свет неполяризованный, увел. 10.

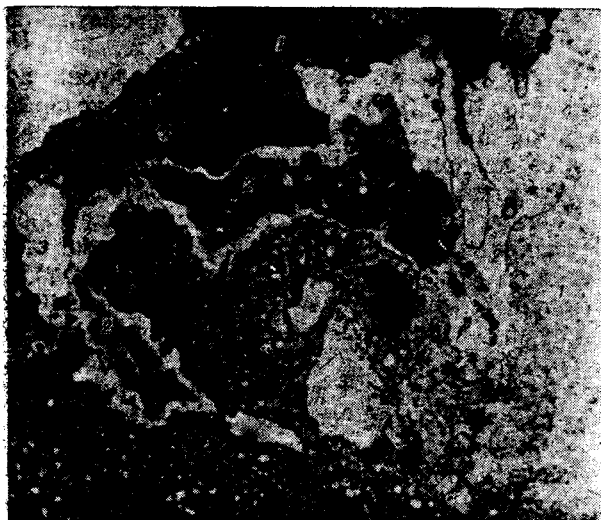


Рис. 3. Обр. 6349-1. Фосфатизированный нано-фораминиферовый ил (1) из крупной каверны в базальтах. Начальная стадия возникновения прожилковидного фосфата 2-й генерации (2), в котором еще видны частично остатки фораминифер; 3 — базальтовые фрагменты (куски или выступы стенок). Шлиф, свет неполяризационный, увел. 10.

ков. Однако последующие процессы могут значительно изменить первоначальный облик пород первого и второго типа.

Первичная фосфатизация в крупных порах и кавернах не всегда равномерна — фосфатом может замещаться не весь карбонат нано-фораминиферового ила (рис. 4). Сначала обычно замещаются центральные части раковин фораминифер, затем — их стенки. Количество распыленного органического вещества варьирует главным образом в зависимости от степени окисленности (после фосфатизации). Изредка встречаются тонкие выделения пирита, устанавливаемые электронно-микроскопическим излучением [2]. Палагонит присутствует часто в виде рассеянных в фосфатизированной массе выделений разных размеров (см. рис. 2; рис. 5). Обычно на поверхности образцов развиты железомарганцевые корки, указывающие на окислительные условия у поверхности дна.

Важным фактом является развитие явлений перекристаллизации фосфата, заместившего карбонатный осадок. Так, образование палагонита вызывает отчетливую перекристаллизацию, осветление фосфата вокруг его сравнительно крупных обособлений (см. рис. 2, 5). Однако наиболее существенная перекристаллизация, вызывающая появление прожилковидных форм фосфата 2-й генерации, происходит в материале заполнения крупных каверн, обычно содержащих то или иное количество базальтовых фрагментов (см. рис. 3). Эти новообразованные, изогнутые, с неправильными

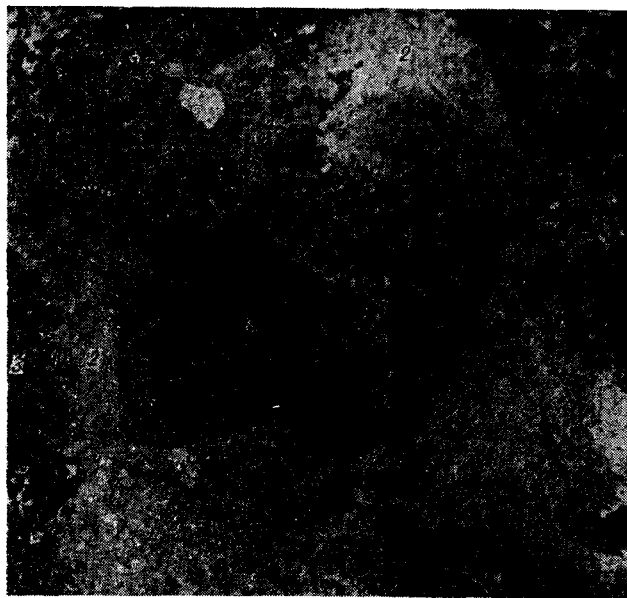


Рис. 4. Обр. 6265-1. Материал заполнения крупных каверн с многочисленными базальтовыми фрагментами или выступами стенок, обилием гидроокислов Mn и Fe. Неравномерно фосфатизированный нано-фораминиферовый ил, участками сохранились не полностью замещенные раковины фораминифер (1), на других участках (2) сильная перекристаллизация с исчезновением органических структур; 3 — базальтовые фрагменты или выступы стенок. Шлиф, свет неполяризованный, увел. 10.

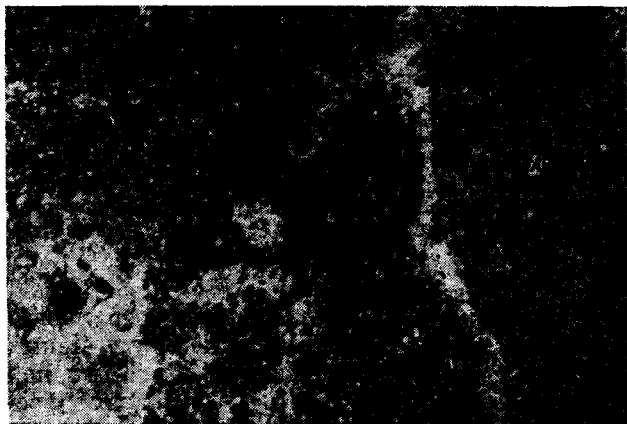


Рис. 5. Обр. 6349. Материал выполнения крупных каверн — фосфатизированный нано-фораминиферовый ил с обильным органическим веществом (1), в котором участками развит палагонит (2), вокруг последнего происходят интенсивная перекристаллизация и уничтожение (окисление?) органического вещества. В правой части снимка (4) много мелких выделений палагонита, обуславливающих общую перекристаллизацию. Шлиф, свет неполяризованный, увел. 10.

ограничениями формы сложены светлым слабодвупреломляющим фосфатом перекристаллизации; иногда он присутствует только вдоль границ этих выделений в виде сравнительно тонкой светлой каемки. Центральные же части

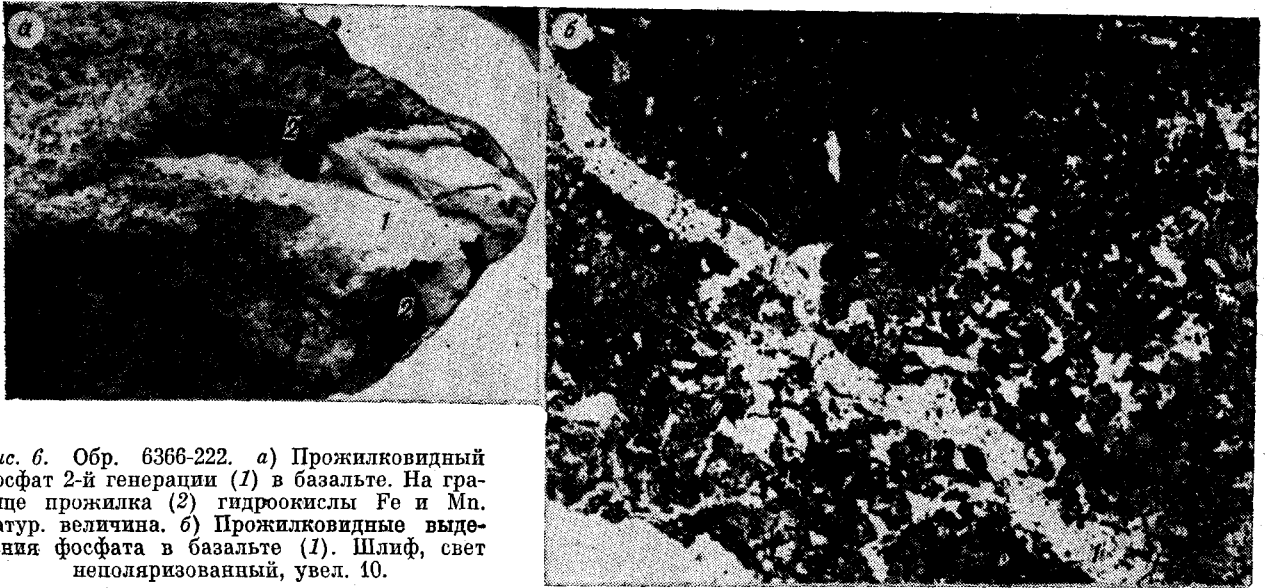


Рис. 6. Обр. 6366-222. а) Прожилковидный фосфат 2-й генерации (1) в базальте. На границе прожилка (2) гидроокислы Fe и Mn. Natur. велчина. б) Прожилковидные выделения фосфата в базальте (1). Шлиф, свет неполяризованный, увел. 10.

сложены более темным, менее перекристаллизованным фосфатом, близким к первоначальному фосфату заполнения каверн, что доказывает сохранившимися в нем раковинами фораминифер (см. рис. 3). Переход между светлым и темным фосфатом довольно постепенный, что подтверждает возникновение прожилковидных выделений за счет заместившего карбонатный ил фосфата. На границах этих выделений часто развиваются скопления гидроокислов Fe и Mn. Характерно, что фосфат 2-й генерации, ресорбируя материал заполнения каверн, не замещает базальтовые фрагменты. Дальнейшая перекристаллизация фосфатного вещества прожилковых выделений сопровождается не только его осветлением, но и приобретением довольно однородной структуры, иногда с блоковой отдельностью. В образцах с возвышенностей Шатского и Хесса в одном штате присутствуют как каверны, заполненные фосфатизированным карбонатным илом, так и фосфат 2-й генерации, выходящий из каверн во вмещающий базальт, образуя в нем редкие прожилки. В базальтах Мид-Пасифик прожилки фосфата (мощностью 0,01—1,5 см) обычно прямолинейные (рис. 6, а, б), в гялокластитах — сравнительно разветвленные, неправильной формы, что связано с обычным замещением стекла фосфатом. Выход части материала заполнения каверн в каркас обуславливает иногда появление значительной вторичной пористости в кавернах.

Обсуждение результатов. Начальный этап фосфатизации базальтоидов подводных гор низких широт определенно вызван заполнением их пор и каверн планктонным нанофораминиферовым осадком. Этот простой процесс может начинаться почти сразу после

подводного извержения и излияния на дно лавы. Последующие излияния могут вести к консервации материала, но одновременно оказывать на него термическое воздействие. Интенсивное разложение мягких тканей планктона (при небольших глубинах области седиментации, позволяющих им сохраниться после отмирания) создает в ограниченном пространстве пор и каверн геохимическую обстановку, которая способствует осаждению и замещению фосфатом карбоната, заполняющего каверну, по механизму, описанному в работе [8]. Но в случае некоторой «критической массы» материала заполнения в достаточно крупной каверне (вероятно, более 3—5 см в диаметре) происходит перекристаллизация раннедиагенетического фосфата в другую генерацию, с образованием прожилковых форм. Этому, очевидно, способствуют «свежий», аморфный характер «первичного» фосфата, неупорядоченность его структуры и слабые атомно-молекулярные связи. О первичной биогенно-диагенетической природе фосфата свидетельствуют высокие содержания P_2O_5 (до 50—60% отн.), растворимого в 2%-й лимонной кислоте, что совершенно не характерно для магматических или гидротермальных апатитов. Последующие изменения этого фосфата могут быть вызваны даже такими низкотемпературными явлениями, как паллагонитизация. Но возможна и спонтанная перекристаллизация за счет присутствия базальтовых фрагментов, подвергающихся структурному переустройству, вызванному меняющейся физико-химической обстановкой. Вероятно, это происходит на стадии смены восстановительных обстановок окислительными, что способствует переходу фосфата в мобильное состояние, о чем может свидетельствовать ча-

стое присутствие гидроокислов Fe и Mn на границе прожилков. Менее вероятной причиной является влияние авторазогрева базальтов или термальное воздействие новых излияний, что требует более детального анализа. Таким образом, возникновение прожилкового фосфата вне связи с гидротермальной деятельностью представляется вполне очевидным.

Факт отсутствия характерных признаков гидротермальных процессов в породах, содержащих эту форму фосфата, ставил исследователей [6] в очевидные затруднения. Определение температур образования разных видов фосфатов по изотопам кислорода в базальтах и гиалокластитах гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса дало результаты в пределах 16—36°С [6]. Даже если допустить, что таковы были истинные температуры, это не противоречит предлагаемому механизму образования фосфоритов. Во-первых, процесс бактериального разложения мягких тканей планктона, заполняющего поры и каверны, вероятно, должен вызывать некоторое повышение температуры. Излияния лав происходили на небольших глубинах, о чем свидетельствуют их пористость и кавернозность, резко уменьшающиеся уже на глубинах 1—2 км [7]. Такая обстановка обеспечивает седиментацию планктоногенного материала с неразрушившимися мягкими тканями. Рассматриваемые подводные горы находятся в низких широтах с достаточно высокой среднегодовой температурой, к тому же в областях активного вулканизма. Поэтому и температура кристаллизации фосфата могла быть относительно высокой.

Фосфатизация базальтоидов в Тихом океане связана с ареалами излияний высокопористых, кавернозных, и видимо, шлаковых разностей базальтов в мелководных условиях в районах высокой биологической продуктивности организмов, секретирующих кальцит, — в системе экваториальных течений, зон конвергенции либо островного апвеллинга. С точки зрения вещественного состава, вероятно, наиболее благоприятны для фосфатизации базальты субщелочного ряда, гиалокластиты, отчасти нормальные толеитовые базальты. Учитывая значительное (до 60—70% объема) количество пор, каверн, трубчатых, цилиндрических и

других пустот в верхней части потоков и покровов базальтов, мощность таких зон достигает 0,5—1,0 м; не исключено, что в благоприятных ситуациях могут возникать значительные по площади поля фосфатизированных базальтоидов. В некоторых случаях последующая за прекращением вулканизма биогенная седиментация (рифовых комплексов или мела) должна приводить к перекрытию базальтов карбонатными отложениями в связи с повышением уровня моря или погружением океанической коры. Поэтому присутствие на одной и той же подводной горе или гайоте фосфатизированных известняков и базальтоидов является естественным. На склонах подводных гор возможны процессы подводного разрушения фосфатизированных базальтов, чему, в частности, благоприятствуют их высокая пористость и кавернозность. При формировании таких осей не может исключаться и отделение материала, заполняющего каверны. В общем можно предполагать широкий диапазон глубин, в пределах которого возможно нахождение обломков фосфатизированных базальтоидов, которые могут служить ядрами железомарганцевых конкреций.

Нет принципиальных оснований ограничивать стратиграфическое распространение фосфатизированных базальтоидов поздним мелом — кайнозойем, а также исключительно океаническими обстановками, хотя «стерильность» от терригенного привноса является важным фактором. В. Г. Сафонов [6] справедливо отметил явное сходство фосфатизированных базальтов Тихого океана с фосфатопроявлениями в свите мтавари Грузии, которые в свое время [4] использовались в качестве примеров прямой генетической связи фосфатогенеза с вулканизмом. Однако фактически вулканические породы играют лишь роль субстрата для последующей фосфатизации.

Насколько нам известно, в литературе не рассматривался механизм фосфатизации, описанный в [8] и здесь. Поэтому было бы полезным выполнить экспериментальную проверку модели в природных условиях, что представляется технически вполне осуществимым, а также продолжить изучение фосфоритов подводных гор.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батури Г. Н. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978.
2. Батури Г. Н., Дубинчук В. Г. Микроструктура океанских фосфоритов. Атлас микрофотографий.— М.: Наука, 1979.
3. Безруков В. Л., Андрущенко П. Ф. и др. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
4. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов.— М.: Наука, 1974.
5. Кронен Д. Подводные минеральные месторожде-

- ния.— М.: Наука, 1982.
6. Сафонов В. Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полез. ископаемые, 1982, № 2.
7. Шанф Т. Палеоокеанология.— М.: Мир, 1982.
8. Школьник Э. Л., Батури Г. Н. О строении и происхождения фосфоритов подводных гор Мид-Пасифик, Тихий океан.— Тихоокеанская геол., 1986, № 1.
9. Heezen B. C., Matthews J. L., Cafalano R. et al. Western Pacific guyots.— Initial Reports of DSDP, Washington, US Govern. Print. Office, 1973, Leg 20.

С. Л. Соловьев

СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ СЛОЕВ ТИПА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО, ПОЛУЧЕННЫЕ С ПОМОЩЬЮ ДОННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ *

Дается обзор результатов, полученных в 1967—1984 гг. с помощью донных сейсмических станций в Курило-Камчатской, Алеуто-Аляскинской и ряде других зон Тихого океана. Отмечаются согласия и расхож-

дения в наблюдениях наземных и донных сейсмических станций. Перечисляются наиболее важные результаты, полученные с помощью последних.

Сейсмофокальные слои, называемые также слоями Вадати-Заварицкого-Беньофа, представляют собой наиболее характерный структурный элемент зон предполагаемого поддвига океанской литосферы под материка. Большая их часть встречается в островных дугах тихоокеанского типа, представителем которых в пределах СССР служит хорошо известная Курило-Камчатская островная дуга. Согласно схеме сейсмоактивности Тихого океана, составленной С. Л. Соловьевым [12], Курило-Камчатская дуга вместе с дугой Хонсю и — в меньшей степени — Алеуто-Аляскинской дугой относятся к наиболее активным в океане. В СССР на Курило-Камчатскую зону приходится около 80% землетрясений страны [41]. Вместе с тем изученность сейсмофокальных слоев значительно уступает таковой сугубо континентальных сейсмоактивных зон ввиду одностороннего расположения постоянно действующих сейсмических станций относительно очагов землетрясений, формирующих слои.

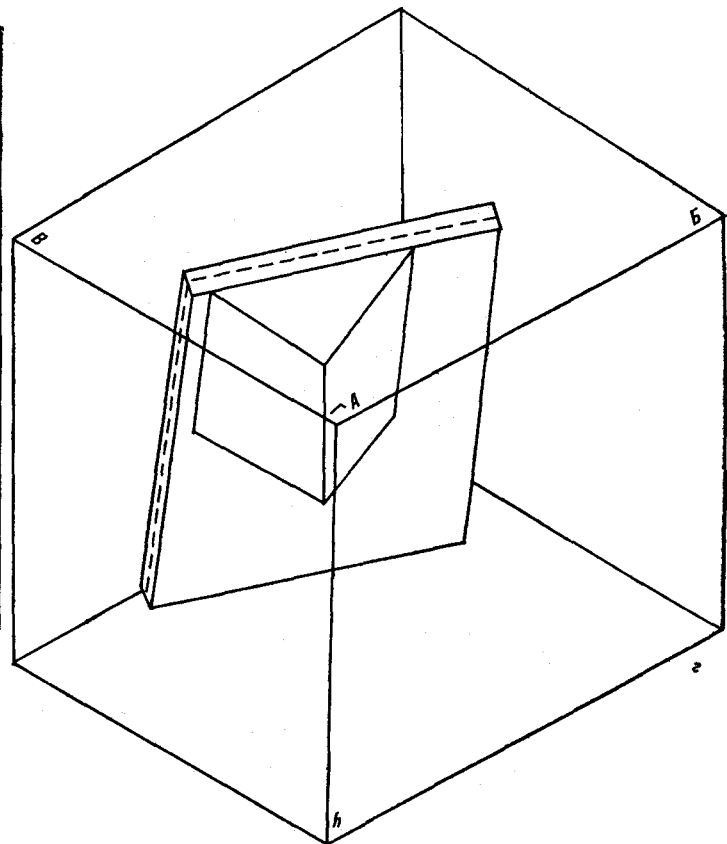
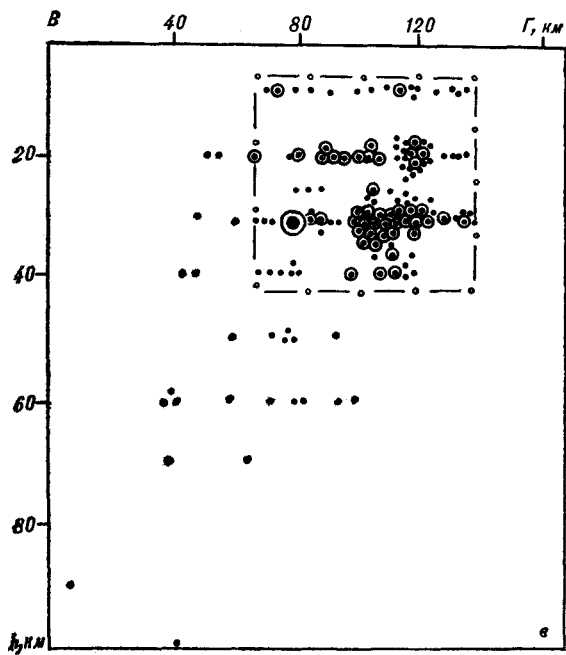
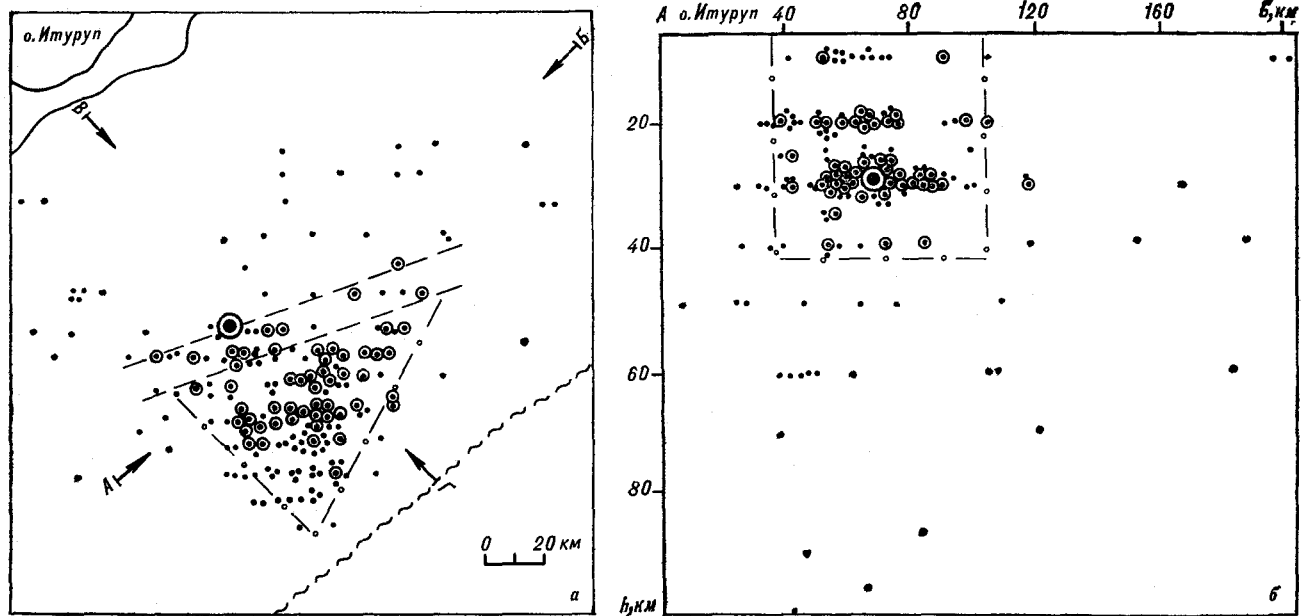
В развитии системы наблюдений над курило-камчатскими землетрясениями можно выделить несколько этапов. До 30-х гг. на Дальнем Востоке вообще не было сейсмических станций и курило-камчатские землетрясения регистрировались только удаленными телесеизмическими станциями. С конца 1929 г. работает станция во Владивостоке, что, впрочем, мало повлияло на полноту регистрации курило-камчатских землетрясений. Новый этап начался на рубеже 40—50-х гг., когда в шести городах Дальнего Востока были открыты сейсмические станции, оснащенные сейсмографами Кирноса

с полосой пропускания примерно 0,1—1 Гц. В период Международного геофизического года и позднее к ним прибавились региональные станции, оборудованные более чувствительными сейсмографами с максимальным увеличением на частоте 1—2 Гц. Сначала сеть таких станций была развернута под руководством С. А. Федотова на юге Курильских островов, а затем — на Камчатке.

Эпицентры и особенно гипоцентры курило-камчатских землетрясений, получаемые по наблюдениям сложившейся сейсмической сети, определяются все же с большими погрешностями (см., например, [15]). Особенно велики погрешности по горизонтальной координате вкост дуги (до 20—30 км) и вертикальной координате. Поэтому проекции сейсмофокального слоя, например, на вертикальной плоскости, секущей Курило-Камчатскую дугу, представляют собой «облака» из сейсмических очагов, протягивающиеся вдоль падения сейсмофокальных слоев [17]. Это не позволяет всерьез анализировать тектонические предпосылки сейсмичности в этих уникальных по уровню активности и важности для понимания общей современной эволюции Земли зонах.

Правда, даже при существующем малоудовлетворительном положении дел с точностью определения гипоцентров курило-камчатских землетрясений возможности анализа гипоцентрального поля статистическими методами для выяснения его тектонической природы отнюдь не исчерпаны. Это показано, к примеру, работами С. Л. Соловьева и К. А. Кечекезян по изучению гипоцентральных полей афтершоков ряда курильских цунамигенных землетрясений, а также по анализу развития сейсмического процесса в рое землетрясений у о. Итуруп в марте 1978 г. [13, 14].

* Статья написана на основе доклада, подготовленного к Всесоюзному совещанию по сейсмофокальным слоям, состоявшемуся 4—5 февраля 1985 г. в Геологическом институте АН СССР.












- | | | |
|--|---|---|
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

Рис. 1. Поля проекций гипоцентров (а — с) последующих толчков землетрясения 11.06.65; пространственное изображение предполагаемой системы (д). (По К. А. Кечекезян).

1 — эпицентр (гипоцентр) основного землетрясения; 2 — эпицентры (гипоцентры) афтершоков; 3 — афтершоки, происшедшие в течение первых суток; 4 — ось глубоководного желоба; 5 — линии сечений; 6 — границы полос повышенной концентрации проекций гипоцентров; 7 — границы скоплений проекций гипоцентров; 8 — области повышенной концентрации гипоцентров (2); 9 — осевые плоскости этих областей, условно принимаемые авторами за предполагаемые плоскости разрывов.

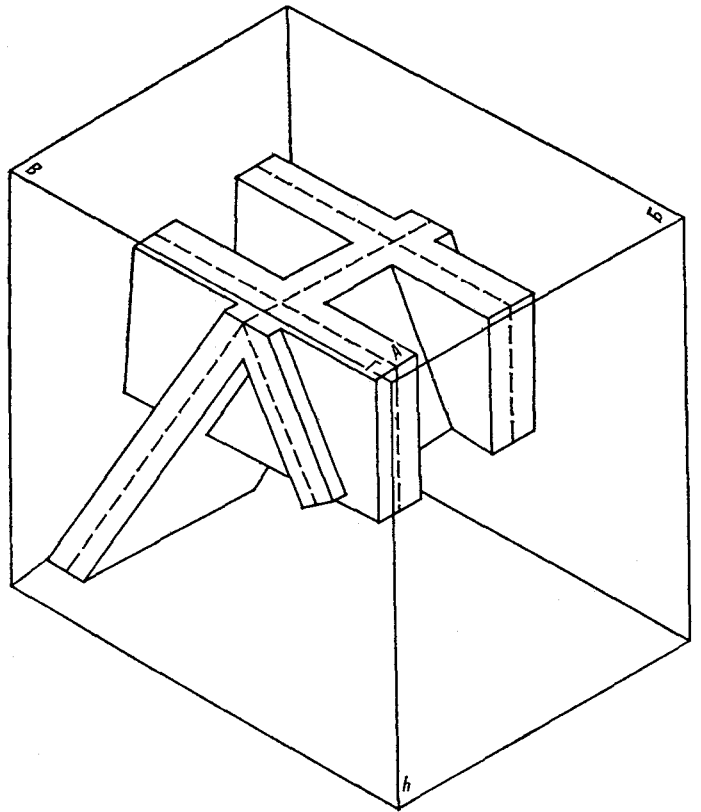
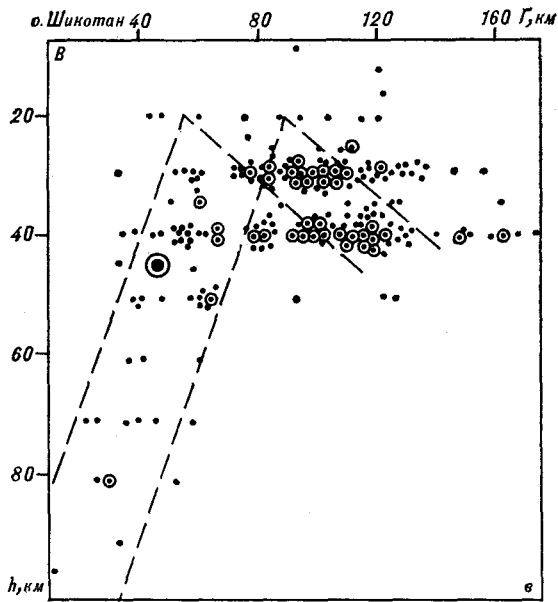
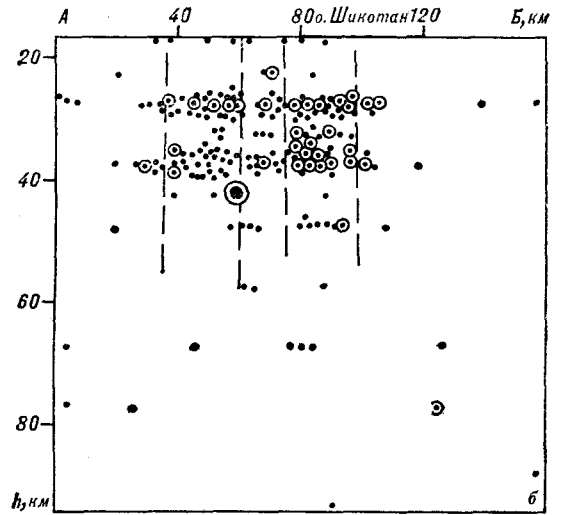
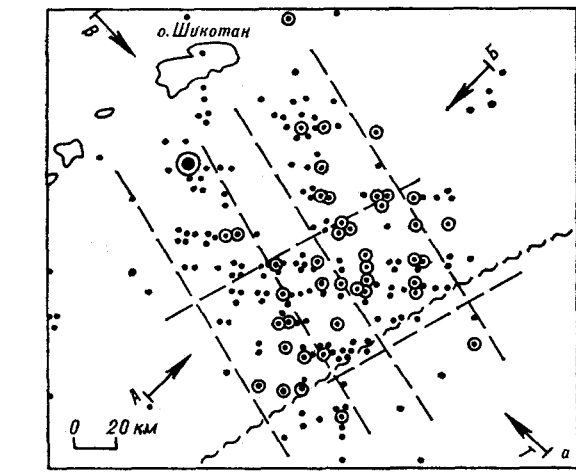


Рис. 2. Поля проекций гиподентров (а — в) последующих толчков землетрясения 29.01.68; пространственное изображение предполагаемой системы разрывов (г). (По К. А. Кечезяну.)
Усл. обозн. см. на рис. 1.

Проиллюстрируем возможности этого метода на трех примерах, не вошедших в указанные выше публикации (рис. 1—3).

На рис. 1 приведены проекции гиподентров афтершоков для землетрясения 11 июня 1965 г., возникшего вблизи северной части о. Итуруп и вызвавшего слабое цунами, зарегистрированное ближайшими мареографами, с высотой 1—5 см. Протяженность очага в этом случае невелика; гиподентры концентрируются компактно, что не позволяет выделить

в очаговой области систему разрывных нарушений. Можно лишь попытаться ограничить активизированный блок литосферы, который получается в виде трехгранной призмы. Этот блок как бы «приклеен» к сейсмофокальному слою, что с очень большой долей условности изображено на рис. 1, г. Гиподентры афтершоков первых суток почти целиком очерчивают упомянутую активизированную призму.

На рис. 2 аналогичные построения проделаны для гиподентрального поля афтершоков

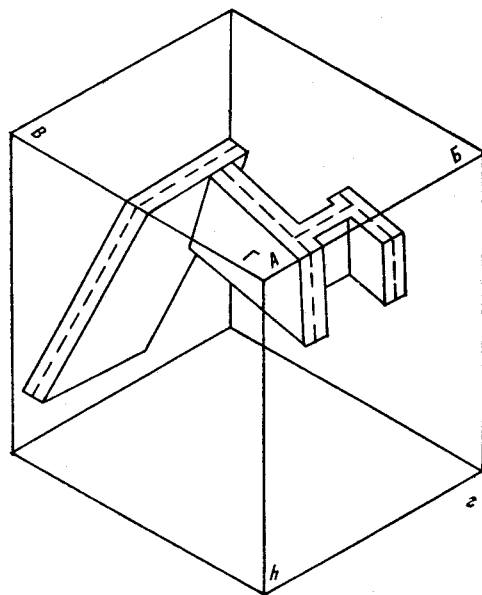
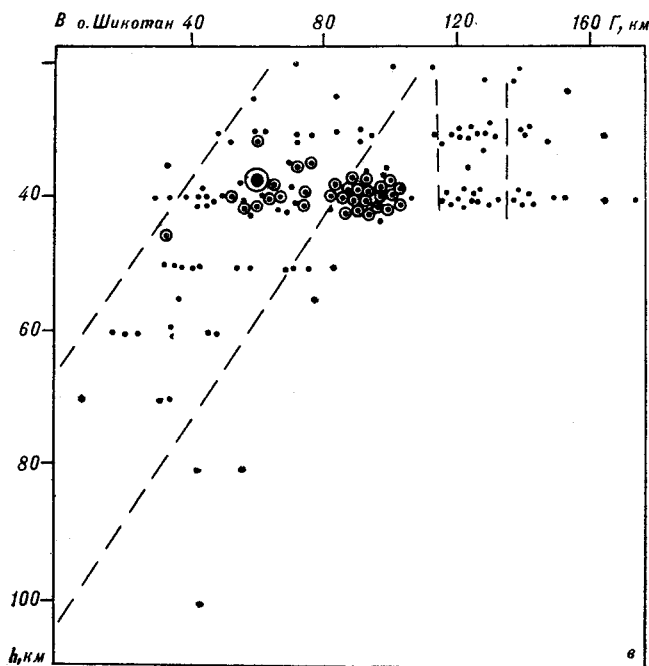
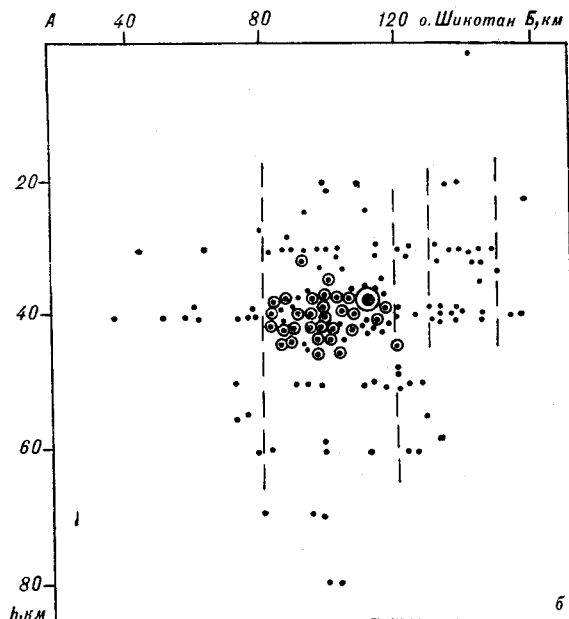
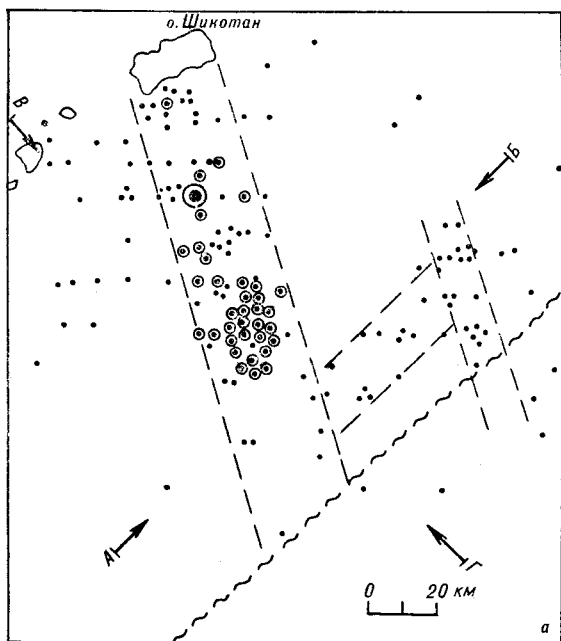


Рис. 3. Поля проекций гипоцентров (а — в) последующих толчков землетрясения 23.02.80; пространственное изображение предполагаемой системы разрывов (г). (По К. А. Кечекезян.) Усл. обозн. см. на рис. 1.

землетрясения 29 января 1968 г. с очагом юго-восточнее о. Шикотан. Оно сопровождалось несколькими более сильными цунами, записанными приборами вплоть до севера Курильских островов и о. Хонсю. В этом случае очаг существенно протяженнее и можно выделить две поперечные «плоскости» разрывов, секущие Курильскую гряду, и — с меньшей долей уверенности — две продольные плоскости, одна

из которых падает под дугу, а другая — под Тихий океан.

Наконец, на рис. 3 представлено гипоцентральное поле афтершоков Шикотанского землетрясения 23 февраля 1980 г., известного тем, что возбужденное им слабое цунами было зарегистрировано донным кабельным мареографом, установленным у о. Шикотан [6]. Кстати говоря, несоответствие ориентации поля афтер-

щюков и подальных плоскостей этого землетрясения и послужило толчком к выполнению описываемого цикла работ.

В этом случае первая подвижка произошла, по-видимому, все-таки по разлому, секущему Малую Курильскую гряду, а потом уже сейсмический процесс распространился на северо-восток от юго-восточной оконечности очага, что привело к оживлению небольших продольного и секущего разрывов. Кроме того, он немало углубился вдоль сейсмофокального слоя.

Эти работы предполагается продолжить, и они, вероятно, еще смогут дать ряд интересных результатов, но возможности метода все же ограничены, как по известным причинам, так и по мотивам, о которых будет говориться дальше в статье.

То обстоятельство, что гипоцентры курило-камчатских землетрясений не образуют одно только диспергирующее облако, а тяготеют к определенным тектоническим нарушениям, было также проиллюстрировано, когда японские исследователи в начале 70-х гг. развернули на севере о. Хонсю и на о. Хоккайдо сеть высокочувствительных станций. В пределах высокой разрешающей способности сети, а именно, непосредственно под островами, очаги внутри сейсмофокального слоя «сместились» и сосредоточились вдоль верхней и нижней границ слоя. Было обнаружено, таким образом, важное явление двойной фокальной плоскости на промежуточной глубине [10].

Однако дальнейшее детальное изучение сейсмофокального слоя, анализ приуроченности очагов землетрясений к тем или иным тектоническим нарушениям и в конечном счете создание надежной динамической модели сейсмического процесса в зонах подвига невозможны без широкого развертывания донных сейсмических наблюдений. Поэтому основное внимание в обзоре будет уделено тем, пока немногочисленным, но существенным, результатам, которые были получены с помощью донных сейсмических станций как непосредственно в Курило-Камчатской зоне, так и в других, родственных ей зонах Тихого океана.

Первый эксперимент с донными сейсмическими станциями в Курило-Камчатской зоне был выполнен американцами в период с 25 сентября по 10 декабря 1966 г. Работы проводились фирмой «Тексас-Инструментс». Использовались наилучшие самовсплывающие донные сейсмографы (ДС) того времени, разработанные упомянутой фирмой по проекту «Вела-Униформ». Приборы ставились вдоль глубоководного желоба в южной части Курильских островов. Всего было использовано 14 приборов и сделано две их расстановки. Приборы работали от пяти суток до месяца, 4 из них потеряны [31].

Результаты наблюдений американскими исследователями не анализировались, но в виде стационарных бюллетеней были широко распространены [35] и спустя десяток лет обработаны в Сахалинском комплексном НИИ (СахКНИИ) ДВНЦ АН СССР [7, 8, 16, 18, 19].

На записях ДС было выделено 1800 вступлений волн P , из которых 1200 принадлежали землетрясениям, происшедшим вблизи Курильских островов. Большинство их было записано одной-двумя станциями. Тремя станциями и более (включая станции, расположенные на островах) зарегистрировано около 270 землетрясений. Для них оказалось возможным определить положение гипоцентров.

Выяснилось, во-первых, что отсутствуют систематические расхождения между эпицентрами, определенными только по наблюдениям наземных дальневосточных станций (расположенных преимущественно на Курильских островах, о. Сахалин и Камчатке, т. е. односторонне относительно Курило-Камчатской зоны), и эпицентрами, найденными на основе совместно рассмотренных наблюдений донных и наземных станций. Иначе говоря, представления о плановом расположении очагов курило-камчатских землетрясений, сложившиеся на основе многолетних наблюдений Дальневосточной сети сейсмических станций, в первом приближении оказались правильными.

Гистограмма распределения глубин очагов 270 землетрясений совпала с аналогичной по смыслу гистограммой, построенной по многолетним наблюдениям Дальневосточной сети станций, что позволило говорить о достоверности, в общих чертах, представлений о глубинном распределении курило-камчатских землетрясений, складывающемся на основе наблюдений наземных станций. Все подземные толчки, зарегистрированные в районе глубоководного желоба и восточнее, на океанском валу, оказались мелкофокусными: наиболее вероятная глубина гипоцентров определена в 10 км.

Анализ времен пробега волн P и S подтвердил важный вывод о блоковом строении сейсмофокального слоя в южной части Курильских островов. Против островов Большой Курильской гряды скорость волн P в верхней части мантии Земли имеет повышенные значения (до 8,3—8,4 км/с), здесь же наблюдаются увеличение отношения скоростей волн P и S до 1,76—1,78 и соответственно коэффициента Пуассона до 0,253—0,265 и повышенная концентрация очагов землетрясений. И напротив, на траверзе проливов, разделяющих острова, значение отношения скоростей продольных и поперечных волн падает до 1,71—1,72 и коэффициента Пуассона до 0,240—0,245; здесь же заметно уменьшается число землетрясений.

Спустя длительное время после большого Курильского эксперимента 1966 г., в августе 1975 г., во время первой советско-американской экспедиции по изучению цунами в открытом океане, самовсплывающий ДС конструкции Токийского университета и Гавайского института геофизики был установлен на океанском склоне Курильского желоба в точке $41^{\circ}41,5'$ с. ш. и $146^{\circ}41,7'$ в. д. Прибор проработал всего неделю, к тому же в условиях очень высоких донных шумов. Но даже ограниченные результаты наблюдений позволили прийти к выводу, что в сейсмофокальном слое скорость волн P больше на $0,2-0,3$ км/с по сравнению с таковой в «нормальной» океанической мантии, а понижение скорости под этим слоем относительно той же мантии оценивалось в 3%. Спектральный анализ сейсмограмм привел к оценкам добротности Q , погружающейся литосферной плиты в $700-1000$ [9, 29, 30].

Летом 1975 г. была проведена совместная экспедиция СахКНИИ и Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта (ИФЗ) АН СССР, которую можно считать первой специализированной экспедицией по морской сейсмологии в нашей стране. С малотоннажного судна СахКНИИ «Отважный» на дно ставились 5 ДС конструкции ИФЗ с поверхностным сигнальным буюм. Работы проводились восточнее о. Итуруп, на подводном плато Витязя. Приборы были поставлены в общей сложности в 15 точках на глубине $200-300$ м. За 11 сут наблюдений было зарегистрировано 156 землетрясений. Анализ записей привел к выводу о практически полном отсутствии сейсмических очагов на глубине $0-30$ км, т. е. в островодужном выступе [2-5].

В 1982 г. СахКНИИ получил собственные ДС, изготовленные в Специальном опытно-конструкторском и технологическом институте АН АрмССР (приборы типа С-005). Они были испытаны в мае — июне того же года на трех полигонах во время 22-го рейса НИС «Пегас»: в центре глубоководной котловины Охотского моря, на островном склоне Курило-Камчатского желоба юго-восточнее о. Шикотан и на краевом океанском валу юго-восточнее о. Итуруп. Было произведено 11 постановок ДС на глубине до 6000 м, в том числе 4 постановки для работ по КМПВ и 7 для сейсмологических наблюдений. Несмотря на ряд конструктивных недостатков приборов, было зарегистрировано свыше 160 землетрясений. Их большая часть относилась к землетрясениям с энергетическим классом $K-7-8$, в то время как нижний предел представительной регистрации землетрясений сетью стационарных курильских станций равен $K-9$ (здесь и далее устная информация А. И. Иващенко и А. И. Спирина).

В 1983 г. работы с ДС были продолжены в период 25-го рейса НИС «Пегас», состоявшегося с 21 августа по 10 октября. Выполнено 8 постановок приборов С-005 на глубине от 900 до 3900 м юго-восточнее островов Симушир и Уруп. В трех случаях ДС были потеряны из-за штормов и по другим причинам. В трех других случаях полезные записи были получены не более чем за сутки. Тем не менее зарегистрировано много местных землетрясений, большая часть которых наземными станциями не отмечалась. Судя по разности фаз S и P , очаги толчков находились в сейсмофокальном слое, но некоторые слабые толчки регистрировались и в островодужном клине.

Третий сейсмологический эксперимент проведен СахКНИИ с 17 июня по 20 августа 1984 г., во время 27-го рейса НИС «Пегас». Восточнее северной половины о. Симушир были выставлены 5 приборов С-005 по схеме «конверт» на глубине $500-3500$ м. Осуществлено четыре расстановки приборов: одна с 5 и три с 3 ДС. В результате 14 постановок ДС 6 приборов потеряно: одна станция вместе с буюм была унесена сильным Курильским течением, а пять, видимо, вытравлены рыбаками. Донные наблюдения комплексировались со специальными высокочувствительными наземными. Полученные магнитные записи пока не обработаны.

Три последние экспедиции описаны здесь достаточно подробно, чтобы показать, с какими большими трудностями приходится сталкиваться при проведении донных сейсмологических наблюдений в Курило-Камчатской зоне. Основная трудность — мощные течения, следующая по важности — активное рыболовство. Это крайне затрудняет или вообще исключает успешное применение в этой зоне ДС с фалом и поверхностным буюм.

Ввиду ограниченности материалов по Курило-Камчатской зоне привлечем к обсуждению рассматриваемого вопроса материалы по другим сейсмофокальным слоям. В 60-е и 70-е гг. ряд полезных для изучения сейсмофокальных слоев островных дуг экспериментов с помощью разнообразных донных сейсмографов, опускавшихся на фале и снабженных реперными буюми, провели японские исследователи. Так, в летние месяцы 1968, 1969 и 1970 гг. по три ДС ставились к востоку от о. Хонсю, вблизи очаговой области цунамигенного землетрясения Токаги-оки 16 мая 1968 г., что позволило проследить миграцию сейсмической активности после этого сильного землетрясения.

Если первоначально активность сосредоточивалась вдоль центрального уступа островного склона желоба Хонсю на отметках $3500-4500$ м, то через год началось «оживление» океанского склона желоба, а еще через год на

океанском склоне регистрировалось в 5—6 раз больше землетрясений, чем на островном [36—41].

При кратковременных наблюдениях (9 сут) на юге Марианских островов в 1976 г. с помощью ДС было получено плановое распределение эпицентров слабых землетрясений, совпавшее с распределением эпицентров сильных землетрясений по долговременным телесеismicческим наблюдениям: у о. Сайпан наблюдалось сейсмическое затишье; вблизи перемычки глубоководного желоба у 17° с. ш. и о. Гуам — высокий уровень сейсмичности [43].

Цикл наблюдений группы Т. Асада — Х. Си-мамура в начале 70-х гг., выполнявшихся с помощью ДС с облегченным поверхностным буем на акваториях, омывающих Японию и ее окрестности, подтвердил сейсмическую активность океанских бортов желобов. Волны от толчков, возникавших на ложе океана примерно в 200 км восточнее оси желоба, отличались высокочастотностью (20 Гц). Добротность Q_p океанской литосферы была оценена в 6000, островодужных выступов в 600, сейсмофокального слоя в 4000 [1, 20, 21].

Любопытные результаты получены также в 70-е и 80-е гг. с помощью гидрофонных кабельных установок на тихоокеанских атоллах Мидуэй, Уэйк, Энвевек и высокочастотной (максимум увеличения вблизи 10 Гц) сейсмической станции на атолле Понапе сотрудниками Гавайского института геофизики, США [33, 34, 44, 47—52], а также с помощью высокочастотных (также настроенных примерно на 10 Гц) сейсмических станций во Французской Полинезии [46].

Подтверждено дальнейшее (на несколько десятков градусов) распространение волн P и S через глубоководные котловины Тихого океана. Скорость распространения этих волн отвечает скорости объемных волн в кровле мантии Земли. Поэтому дальнейшее распространение волн P и S заставляет предполагать существование в основании земной коры высокодобротного волновода.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что если в центральной части Тихого океана, по трассам от Гавайских островов до Полинезии, проходят волны с частотой лишь порядка 0,5—2 Гц, то через котловины, примыкающие к зонам поддвига (Северо-Западная котловина Тихого океана, плато Кокос), распространяются и высокочастотные (до 20 Гц) волны P и S . Соответственно следует ожидать и различные свойства предполагаемого волновода в зависимости от его удаления от зон поддвига.

В середине 70-х гг. фирмой «Бентос» и другими фирмами было освоено производство высокопрочных сферических контейнеров из боросиликатного стекла. Это позволило универ-

ситетским группам, проводящим за рубежом донные сейсмологические наблюдения, собирать уже не единицы, а десятки ДС, что, в свою очередь, создало предпосылки для постановки экспериментов в наиболее сейсмичных подводных зонах, именно в зонах поддвига и прежде всего в районах островных дуг. Такие эксперименты активно проводились университетом штата Техас (США) и японскими университетами Токио и Хоккайдо.

Сотрудники Техасского университета работали летом 1977 г. на юге Ново-Гебридских островов, в летние сезоны 1978 и 1979 гг. в районе Алеутских островов, южнее о. Адак [22—25, 28, 32]. Кроме того, ДС этого университета использовались, наряду с ДС Скрипсовского института океанографии и Гавайского института геофизики, в коллективном эксперименте осенью 1978 г. в средней части Марианской дуги [26].

Японскими учеными наблюдения выполнялись восточнее островов Хонсю, Хоккайдо и на возвышенности Амами вблизи островов Рюкю [27, 42, 43, 45].

Упомянутые эксперименты привели к следующим основным заключениям, отчасти противоречивым.

1. Было подтверждено, что эпицентральные поля, определенные на островном склоне глубоководного желоба по наблюдениям как островных, так и донных станций, отличались мало. Иначе говоря, наблюдения островных станций в пределах энергетической представительности регистрируемых ими землетрясений в общем дают объективное представление о плановом распределении сейсмической активности по островному склону.

2. Сейсмичность океанского склона по наблюдениям донных станций оказалась в несколько раз (иногда в 10—20 раз) выше, чем по наблюдениям островных станций, т. е. наблюдения последних не дают правильного представления о сейсмической активности дна и океанского склона желоба и прилегающей к желобу океанской литосферы. Это объясняется не столько большей удаленностью островных станций (а иногда и их меньшей чувствительностью), сколько тем обстоятельством, что в силу ярко выраженного гетерогенного строения коры и верхней мантии зон островных дуг наземные станции оказываются в зоне тени относительно землетрясений, возникающих на океанских склонах желобов.

3. Наблюдения островных станций дают все же ненадежное представление о глубинном распределении сейсмических очагов, даже под островными склонами желобов и внутренними склонами островных дуг. Так, в одной из работ с анализом наблюдений на Алеутских островах было показано, что пресловутый изгиб

сейсмофокального слоя на промежуточной глубине, принимаемый за достоверный рядом исследователей, на самом деле лишь кажущийся эффект, обязанный тому, что глубокие гипоцентры по наблюдениям одних только островных станций искусственно «притягиваются» к островной дуге. В результате другого эксперимента в районе желоба Хонсю было сделано заключение, что по наблюдениям островных станций глубины сейсмических очагов непосредственно под дном желоба оказываются завышенными на 15—20 км. На самом деле эти глубины не превышают 30 км.

4. В описанных экспериментах во всех зонах сейсмичность островодужного клина оказывается очень низкой (глубина порядка 0—15 км). Вместе с тем наблюдения донных станций не подтвердили существования квазигоризонтальных «слоев» гипоцентров на глубине порядка 30—40 км, намечающихся, если пользоваться наблюдениями островных станций [13]. На самом деле очаги этого кажущегося «слоя» оказываются рассеянными вверх и вниз относительно указанной условной границы, и, следовательно, некоторая их часть попадает в островодужный клин.

5. Один из экспериментов в Алеутской зоне показал, что очаги землетрясений под океанским склоном желоба имеют тенденцию заглубления по мере удаления от оси желоба в сторону океана. Вместе с тем на этих склонах регистрировались и очень мелкофокусные землетрясения, причем при одном из экспериментов в районе желоба Хонсю мелкие очаги образовали полосовое скопление вдоль изобаты 6000 м, совпадающая здесь, как предполагают ав-

торы исследования, со структурой типа грабена.

6. Наблюдения донных станций подтвердили, что мощность сейсмофокального слоя невелика — не более 20 км (по крайней мере в Ново-Гейбридской зоне).

7. Наиболее интересный результат наблюдений донных станций в районе желобов Алеутского, Рюкю и Хонсю состоит, по-видимому, в том, что обнаружена асейсмичность (в пределах примерно месячных сроков наблюдений) литосферных плит под нижними частями островных склонов желобов примерно в диапазоне отметок дна 3000—6000 м, или, говоря по-другому, от центральной террасы или уступа островного склона до дна желоба. Весьма низкой оказалась сейсмичность и непосредственно под днищем желобов.

8. При одном из экспериментов на внешнем склоне о. Хонсю было зарегистрировано много слабых ($M \sim 1,5$) землетрясений с весьма низкочастотными волнами (0,1—0,5 Гц).

Приведенный обзор показывает, что пока мы не располагаем данными, которые позволяли бы строить обоснованные теории тектонических предпосылок сейсмофокальных слоев, сколь бы интересными ни были перечисленные выше частные результаты наблюдений.

Для получения необходимых исходных данных нужно от спорадических донных сейсмологических наблюдений в зонах островных дуг перейти к долговременным и охватывающим большие площади наблюдениям. Над этой сложной научно-технической проблемой и работает сейчас Лаборатория сейсмологии ИО АН СССР в кооперации с рядом учреждений страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асада Т., Симamura Х. Океанский донный сейсмограф как новый прибор в геофизике (на яп. яз.).— Кагаку, 1974, т. 44, № 5.
2. Болдырев С. А. О верхней границе распространения очагов фокальной зоны курило-камчатских землетрясений.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 4.
3. Болдырев С. А. Проблемы сейсмологических исследований Мирового океана. Обзор опубликованных материалов.— В кн.: Сейсмологические исследования Мирового океана. М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1983.
4. Болдырев С. А., Спиринов А. И. Изучение южно-курильских землетрясений с помощью автономных донных сейсмических станций.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 5.
5. Болдырев С. А., Спиринов А. И. Сейсмические наблюдения на подводном хребте Витязя (Южные Курильские острова) с помощью донных сейсмических станций.— В кн.: Сейсмичность и механизмы очагов землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Дыхан Б. Д., Жак В. М. и др. Первая регистрация цунами в океане (цунами 23.II. 1980 г. у Южных Курильских островов).— Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5.
7. Иващенко А. И., Ким Ч. У. и др. Изучение сейсмичности континентального склона Курильского глубоководного желоба по наблюдениям донных станций.— В кн.: Сейсмологические исследования Мирового океана. М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1983.
8. Иващенко А. И., Спиринов А. И. Сейсмологические наблюдения в 1-й и 2-й советско-американских экспедициях по изучению цунами в открытом океане.— Там же.
9. Касахара Дж., Харви Р. Изучение Курильского желоба с помощью донного сейсмографа.— В кн.: Гидрофизические исследования океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 54).
10. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии.— М.: Недра, 1984.

11. Соловьев С. Л. Общий обзор сейсмичности СССР.— В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
12. Соловьев С. Л. Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане.— В кн.: Волны цунами. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1972 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 29).
13. Соловьев С. Л., Кечекезян К. А. Гипоцентральные области последующих толчков и возможные системы плоскостей разрывов в очагах цунамигенных курильских землетрясений.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 1.
14. Соловьев С. Л., Кечекезян К. А. Поле гипоцентров повторных толчков и сейсмотектонический процесс в очаговой области курильских цунамигенных землетрясений 22—24.III.1978 г.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 12.
15. Соловьев С. Л., Тараканов Р. З. и др. Землетрясения Дальнего Востока.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1962 году. М.: Наука, 1964.
16. Тараканов Р. З. Модель строения среды в фокальной зоне и прилегающей к ней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
17. Тараканов Р. З., Ким Ч. У., Сухомлинова Р. К. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
18. Тараканов Р. З., Ким Ч. У. Мозаика скоростей Р-волн в верхней мантии Курило-Японского региона.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
19. Тараканов Р. З., Ким Ч. У. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона по сейсмическим данным.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
20. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific structure of oceanic lithosphere revealed by Longshot experiment.— In: Geophysics of Pacific Ocean Basin and Its Margin, Geophysical Monograph 19. Washington, 1976.
21. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes with ocean-bottom seismometers at ocean basin.— In: Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-71-3. Ocean Res. Inst., Tokyo Univ., 1974.
22. Goudert E., Isacs B. L. et al. Spatial distribution and mechanism of earthquakes in the Southern New Hebrides are from a temporary land and ocean bottom seismic network and worldwide observations.— P. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B7.
23. Frohlich C., Latham G. et al. Ocean bottom seismograph results from the Central Aleutian subduction zone (abstract).— EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1979, v. 60, N 46.
24. Frohlich C., Caldwell J. G. et al. Ocean bottom seismograph measurements in the Central Aleutians.— Nature, 1980, v. 286, N 5769.
25. Frohlich C., Bullington S. et al. Detection and location of earthquakes in the Central Aleutian subduction zone using island and ocean-bottom seismograph stations.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, N B5.
26. Hamburger M. W., Cardwell R. K. et al. A land-ocean bottom seismograph experiment in the Mariana forearc.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1983, v. 73, N 6.
27. Hirata N., Yamada T. et al. Spatial distribution of microearthquakes beneath the Japan Trench from ocean-bottom seismographic observations.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1983, v. 73, N 3.
28. Ibrahim A., Pointoise B. et al. Structure of the New Hebrides arc-trench system.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N B1.
29. Kasahara J., Harvey R. R. Ocean-bottom seismometer study of the Kurile trench area.— Hawaii Institute of Geophysics Report, 76—9, 1976.
30. Kasahara J., Harvey R. R. Seismological evidence for the high-velocity zone in the Kuril trench area from ocean-bottom seismometer observations.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 26.
31. Kimler and staff. Ocean-bottom seismographic experiments. Kurile Islands experiment. Field operation and ocean-bottom seismograph performance and evaluation.— In: Spec. Rep. N 1, Texas Instruments Inc., Dallas, Texas, 1967.
32. Lawton J., Frohlich C. et al. Earthquake activity at the Kodiak continental shelf, Alaska, determined by land and ocean-bottom seismograph networks.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1982, v. 72, N 1.
33. McCreery Ch. S. High-frequency Pn, Sn phases recorded by ocean bottom seismometers on the Cocos plate.— Geophys. Res. Lett., 1981, v. 8, N 5.
34. McCreery Ch. S., Walker D. A. High-frequency Pn, Sn propagation across a 1500 km ocean-bottom seismometer array in the North-Western Pacific (abstract).— EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1982, v. 63, N 45.
35. McDermott J. C. E., Labhart R. J., Marshall V. O. Ocean-bottom seismographic experiments. Kurile Islands Experiments.— Prel. Bull., Texas Instruments Inc., Dallas, Texas, 1967.
36. Nagumo S. Ocean-bottom seismographic observations and bottom-current observations.— In: Preliminary Cruise Results of RV Hakuho Maru N 5, Cruise N KH-68-3, Northwest Pacific Ocean. Ocean Research Institute, Univ. Tokyo, 1968.
37. Nagumo S. Ocean-bottom seismographic observations of the Tokachi-oki earthquake of 1968.— In: General Report of the Tokachi-oki earthquake of 1968. Keigaku-sha Co., Tokyo, 1971.
38. Nagumo S., Kobayashi H., Koresawa S. Foreshock phenomenon of the 1968 Tokachi-oki earthquake observed by ocean-bottom seismographs of Sanriku (in Japanese with English abstract).— Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 1968, v. 46, part 4.
39. Nagumo S., Hasegawa S. et al. Ocean-bottom seismographic observation at the off-side of Japan trench near the Erimo seamount— seismic activity of the oceanic lithosphere and velocity structure around the geophysical "ocean-continent boundary".— Ibid., 1970, v. 48, N 5.
40. Nagumo S., Hasegawa S., Kobayashi H. Ocean-bottom seismographic observation off Sanriku — aftershock activity of the 1968 Tokachi-oki earthquake and its relation to the ocean-continent boundary fault.— Ibid.
41. Nagumo S., Kasahara J., Koresawa S. Structure of microearthquake activity around Japan trench, off Sanriku, obtained by ocean-bottom seismograph network observation.— J. Phys. Earth., 1976, v. 24, N 3.
42. Ouchi T. Spectral structure of high-frequency P and S phase observed by OBS's in the Mariana Basin.— J. Phys. Earth., 1981, v. 29, N 4.
43. Ouchi T., Nagumo S., Koresawa S. Ocean-bottom seismometer study on the seismic activity in the Mariana Island Arc region.— Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 1981, v. 56, part 1.
44. Sutton G. H., McCreery Ch. S. et al. Spectral analyses of high-frequency Pn, Sn phases recorded on oce-

- an-bottom seismographs.— *Geophys. Res. Lett.*, 1978, v. 5, N 9.
45. *Suyehiro K., Nishizawa A., Shimizu H.* Microearthquake activity in the West Philippine Basin and Northern Ryukyu trench region as observed by ocean-bottom seismometers at the Amami plateau.— *J. Phys. Earth.*, 1982, v. 30, N 6.
46. *Talandier J., Bouchon M.* Propagation of high-frequency Pn waves at great distances in the Central and South Pacific and its implications for the structure of lower lithosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, N 10.
47. *Walker D. A.* High-frequency Pn phases observed in the Pacific at great distances.— *Science*, 1977, v. 197, N 4300.
48. *Walker D. A.* High-frequency Pn and Sn phases recorded in the Western Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, N 23.
49. *Walker D. A.* High-frequency Pn, Sn velocities: some comparisons for the Western, Central and South Pacific.— *Geophys. Res. Lett.*, 1981, v. 8, N 3.
50. *Walker D. A., McCreery Ch. S.* Spectral characteristics of high-frequency Pn, Sn phases in the Western Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, N B5.
51. *Walker D. A., Sutton G. H.* Ocean mantle phases recorded on hydrophones in the Northwestern Pacific at distances between 9° and 40°.— *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1971, v. 61, N 1.
52. *Walker D. A., McCreery C. S. et al.* Spectral analysis of high-frequency Pn and Sn phases observed at great distances in the Western Pacific.— *Science*, 1978, v. 199, N 4335.

*Институт океанологии АН СССР
Москва*

*Поступила в редакцию
8 мая 1985 г.*

А. М. Ляпишев, П. М. Сычев, В. Ю. Семенов

СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Приводится описание техники эксперимента, методики обработки и интерпретации результатов наблюдений вариаций модуля полного вектора магнитного поля, выполненных впервые в Курильской котловине Охотского моря с помощью градиентной магнитовариационной установки. Согласно подобранной геоэлектрической модели, в интервале глубин 30—65 км в верхней мантии этого района выделяется слой с удельной проводимостью 0,3—0,5 См/м и интегральной прово-

димостью около 15 000 См. На глубине более 100 км возможно выделение второго проводящего слоя. Природа первого слоя связывается с частичным плавлением, а его распространение ограничивается, по-видимому, пределами Курильской котловины. Полученные результаты достаточно удовлетворительно согласуются с расчетами температур в верхней мантии по наблюдаемому тепловому потоку, а также с некоторыми другими геофизическими данными.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение строения земной коры и верхней мантии электромагнитными методами находит все более широкое применение. Полученные этими методами данные в совокупности с другими геолого-геофизическими результатами дают ценную информацию о строении и физических характеристиках глубинных слоев Земли. В этой связи окраинные моря и, в частности, Курильская котловина, где наблюдается высокий тепловой поток, представляют особый интерес с точки зрения как обнаружения электропроводящих слоев в верхней мантии, так и установления взаимосвязи с вероятными источниками избыточного тепла. Однако, несмотря на актуальность использования электромагнитных методов исследования [1], как в окраинных морях, так и в северо-западной части Тихого океана эти наблюдения выполнены в крайне ограниченном объеме. Данные же об электропроводности верхней мантии Курильской котловины отсутствовали. Ниже приведен результат первого электромагнитного исследования в Курильской котловине, выполненного методом градиентного магнитовариационного зондирования [12, 13] с использованием модульных магнитометров.

ТЕХНИКА И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

Летом 1982 г. на НИС «Пегас» Институт морской геологии и геофизики (бывший СахКНИИ) ДВНЦ АН СССР совместно с Ин-

ститутом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР выполнили экспериментальные наблюдения вариаций модуля полного вектора магнитного поля на разных уровнях по вертикали в центральной части акватории Курильской котловины в точке с координатами 46° с. ш. и 146° в. д.

Дно Курильской котловины представляет собой равнинную поверхность с глубинами около 3300 м. Геологическое строение этой котловины довольно однородное. Верхняя часть разреза мощностью около 4,0 км представлена рыхлыми и полуплотненными осадками. Осадки подстилает акустический фундамент, ниже которого залегает «базальтовый» слой. Общая мощность твердой оболочки земной коры оценивается в 10 км.

Измерения проводились двумя протонными Т-магнитометрами, что технически просто реализуется при работах в море. Магнитометры, которые использовались как вариометры, размещались в одном контейнере, в нем же находились регистрирующая аппаратура и питание. Датчики — магнитоизмерительные преобразователи — выполнены в виде четырех попарно встречно включенных соленоидальных катушек, внутренности которых заполнялись протонсодержащей жидкостью. Они размещались в отдельных контейнерах, разнесенных по вертикали вверх и вниз от приборного контейнера, и сообщались с ним кабелем КВД-4. Расстояние между датчиками (база) составляло 410 м. Удаление датчиков от приборного контейнера на расстояние около 200 м являлось максимальным для получения устойчивого сигнала. Глубина моря в месте постановки по эко-

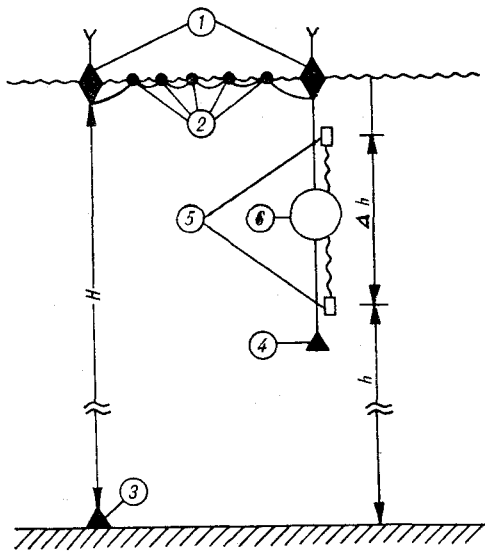


Рис. 1. Схема постановки градиентной магнитовариационной станции.

1 — буй; 2 — поплавки; 3 — якорь; 4 — груз; 5 — магниточувствительные преобразователи — датчики; 6 — контейнер блоков электроники и регистрации; Δh — база градиентометра; H — глубина моря; h — расстояние от нижнего датчика до дна моря.

лоту — 3200 м. Схема примененной установки представлена на рис. 1: градиентметрическая установка подвешена к бую, который соединен фалом на поплавках длиной приблизительно 200 м с буюм, установленным на якорь. Для принятия положения, близкого к вертикали, к градиентной установке подвешивается свинцовый груз. В дальнейшем при расчетах база принималась равной 400 м. Такая постановка градиентометра применена впервые и, как показали дальнейшие эксперименты, оказалась достаточно удачной. С одной стороны, она позволяет проводить измерения вариаций магнитного поля в слое воды при любых глубинах моря, с другой — в случае обрыва заякоренного бую — установка становится дрейфующей и может быть найдена по радиопеленгу. Технически постановка всего комплекса производилась с борта судна по схеме якорь — буй. В результате проведенного эксперимента были получены записи вариаций T -компоненты на поверхности моря и на глубине 400 м длительностью 3 сут.

Теоретические предпосылки использования вместо горизонтальной составляющей T -компоненты, которая измерялась в эксперименте, уже обсуждались [2, 14]. Непосредственное отношение к эксперименту имеют следующие положения.

Модульный магнитометр-вариометр регистрирует вариации полного вектора магнитного поля $\delta T(t)$ вида $\delta T(t) = \delta H(t) \cos I + \delta Z(t) \sin I$, где $\delta H(t)$ — горизонтальная составляющая, направленная вдоль горизонтального вектора H

постоянного магнитного поля, $\delta Z(t)$ — вертикальная составляющая, t — время, I — магнитное наклонение.

В средних и низких широтах в условиях горизонтально-слоистого геоэлектрического разреза и одномерного распределения удельной электропроводности вариации вертикальной составляющей значительно меньше горизонтальной, что позволяет пренебречь вторым слагаемым. Поскольку район проведения эксперимента характеризуется спокойным геомагнитным полем, то магнитное наклонение на двух уровнях различается незначительно. Поэтому отношение амплитуд вариаций T -компоненты, измеренных на разных уровнях, явится отношением амплитуд вариаций горизонтальной составляющей.

Электромагнитное поле в море на глубине z определяется как $E(z) = Ae^{-k_1 z} + Be^{k_1 z}$, $H(z) =$

$= -\frac{k_1}{i\omega} (Ae^{-k_1 z} - Be^{k_1 z})$, где A и B — константы, зависящие от параметров геоэлектрического разреза и частоты колебаний, k_1 — волновое число морской воды. Тогда магнитное поле на уровнях верхнего ($z=0$) и нижнего ($z=\Delta h$) датчиков можно записать в виде $H(0) = -\frac{k_1}{i\omega} (A - B)$, $H(\Delta h) = -\frac{k_1}{i\omega} (Ae^{-k_1 \Delta h} - Be^{k_1 \Delta h})$. Определяя значения A и B из этой системы уравнений и подставляя их в выражение для приведенного импеданса на уровне нижнего датчика, получим $R(\Delta h) = \frac{H(0) - H(\Delta h)}{H(\Delta h) k_1 \Delta h}$.

Как и в методе магнитотеллурического зондирования кажущееся сопротивление будет определяться выражениями:

$$\rho_R(\Delta h) |_{z=H} = \rho_{\text{море}} \left| \frac{H(0)/H(\Delta h) - 1}{k_1 \Delta h} \right|^2, \quad (1)$$

$$\rho_R(\Delta h) |_{z=H} = 0, 2T \left| \frac{H(0)/H(\Delta h) - 1}{0, 4\pi S(\Delta h)} \right|^2, \quad (2)$$

где $H(0)$ и $H(\Delta h)$ — амплитудные значения вариаций T -компоненты на уровне верхнего и нижнего датчиков соответственно, $S(\Delta h)$ — продольная проводимость слоя морской воды мощностью Δh .

Переходя от вариаций к их временным спектрам и используя полученные выражения (1) или (2), в которых отношение амплитуд — передаточная функция, были построены графики зависимости кажущегося сопротивления от периода вариаций в точке постановки.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Определение величины передаточной функции $\tau(\omega)$ между значениями вариаций $\delta H(0)$ и $\delta H(\Delta h)$, зарегистрированными на двух уров-

ных в слое воды, проводилось методом спектрального анализа, в котором исходные ряды продолжительностью около 34 час были предварительно центрированы и фильтрованы [9] с целью устранить имеющиеся тренды и подавить суточный ход поля. Фильтрованные поля рассматривались как реализация стационарных случайных процессов, для которых линейная связь может быть представлена в виде [5]

$$d\mathcal{F}_0(\omega, \kappa) = \tau(\omega) d\mathcal{F}_{\Delta h}(\omega, \kappa).$$

Здесь \mathcal{F}_0 и $\mathcal{F}_{\Delta h}$ — спектральные меры векторов полей на двух уровнях, ω — циклическая частота, κ — элемент пространства элементарных событий.

Умножая исходное равенство на комплексно-сопряженные спектральные меры и беря операцию математического ожидания от полученных выражений, приходим к уравнениям для спектральных плотностей: $S_{00}(\omega) = \tau(\omega) S_{0\Delta h}(\omega)$, $S_{\Delta h 0}(\omega) = \tau(\omega) S_{\Delta h \Delta h}(\omega)$. Эти уравнения определяют функцию $\tau(\omega)$ с некоторым избытком, позволяя записать два ее значения: $\tau_1(\omega) = S_{00}(\omega) / S_{0\Delta h}(\omega)$, $\tau_2(\omega) = S_{\Delta h 0}(\omega) / S_{\Delta h \Delta h}(\omega)$.

В идеальном случае оба решения должны быть равны, а их отношение, называемое квадратом коэффициента когерентности, равно единице: $C_0^2 = \tau_2(\omega) / \tau_1(\omega) = |S_{0\Delta h}(\omega)|^2 / S_{00}(\omega) \times S_{\Delta h \Delta h}(\omega) = 1$.

Однако наличие некоррелированных вариаций поля (шумов) в исходных записях приводит к невыполнению этого условия, и когерентность падает тем больше, чем сильнее шум. Принимая интенсивности шумов на двух уровнях в слое воды равными, оценку передаточной функции предпочтительнее строить в $|\tau(\omega)| = (\tau_1(\omega) \tau_2(\omega))^{1/2} = (S_{00}(\omega) / S_{\Delta h \Delta h}(\omega))^{1/2}$. Очевидно, оценка в этом представлении более сместится, чем обе предельные оценки, и будет тем точнее, чем ближе выполняется условие равенства шумов. При анализе экспериментальных данных использовалась именно эта оценка.

Оценка случайной изменчивости модуля передаточной функции проводилась в предположении о нормальном законе распределения случайного процесса, моделирующего наблюдаемое поле по известным формулам [5]. Вычисление спектральных плотностей проводилось методом сглаживания произведений соответствующих образов Фурье полученных записей таким образом, чтобы число степеней свободы равнялось 42, что позволило указать доверительный интервал с вероятностью 0,8.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Описанным методом спектрального анализа получена передаточная функция $\tau(\omega)$, которая была перестроена в функцию $\mu(\sqrt{T})$ с довери-

тельным интервалом и когерентностью процессов. Результат обработки экспериментальных данных представлен на рис. 2. На рис. 2, а показано изменение когерентности двух процессов, зарегистрированных верхним и нижним датчиками в зависимости от периода вариаций. В области периодов более 2500 с когерентность процессов достаточно высока, с уменьшением периодов она понижается, что обусловлено, возможно, как погрешностью измерений, так и появлением некоррелированных шумов. Не исключена возможность наложения на регистрируемые процессы полей гидродинамических источников. В области периодов 1600 с наблюдается минимум. В этом же диапазоне на кривой коэффициента затухания (см. рис. 2, б) выделяется максимум. Учитывая изложенные причины, в этом диапазоне коэффициент затухания для дальнейшей интерпретации получен путем интерполяции.

Значения кажущегося сопротивления вычислялись по средним значениям передаточной функции. На рис. 3 приведены значения ρ_h

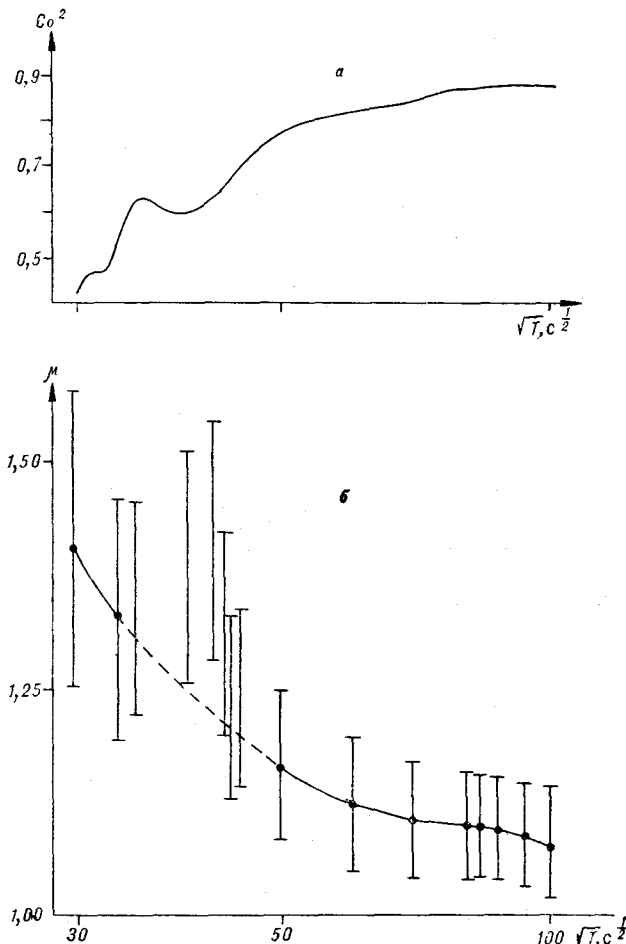


Рис. 2. Результаты спектрального анализа: а — когерентность процессов, б — коэффициент затухания магнитного поля.

на дне моря (а) и на уровне нижнего датчика (б). Левая часть кривой «б» выходит в интервале «S» на значение продольной проводимости моря, равное 7830 См, что соответствует глубине моря 3130 м при принятой в расчетах величине удельной проводимости моря 2,5 См/м (по данным эхолотирования глубина моря составляла 3200 м). Полученный результат свидетельствует о правильности выбора для дальнейших расчетов значений средней кривой передаточной функции. В диапазоне периодов 1000—3600 с по ниспадающему участку кривой ρ_k на дне уверенно выделяется проводящий слой на глубине примерно 50 км. Начиная с периода более 4900 с значение ρ_k медленно возрастает с последующим уменьшением на периоде более 10 000 с. Интерпретация кривой ρ_k в этом диапазоне предполагает второй проводящий слой на глубине 100—120 км. Однако, принимая во внимание, что погрешность определения передаточной функции с увеличением периода вариаций возрастает (ее значение стремится к единице), вероятность существования второго слоя носит предположительный характер. Решением прямой задачи для построенных кривых ρ_k на дне и на

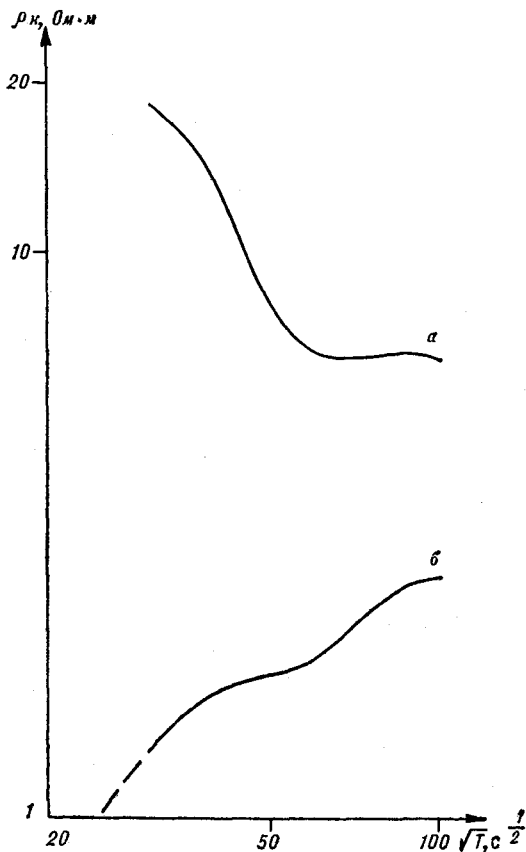


Рис. 3. Кривые кажущегося сопротивления: а — на дне моря, б — на уровне нижнего датчика.

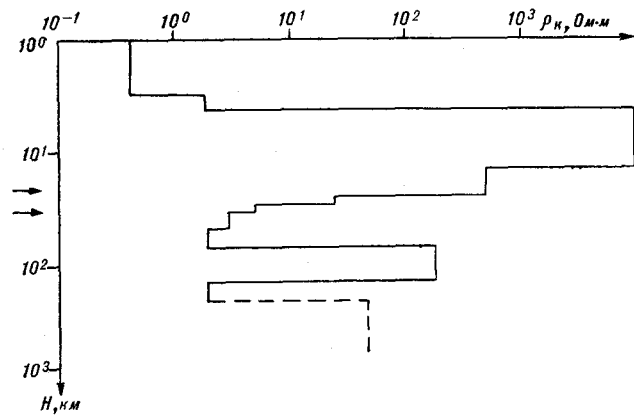


Рис. 4. Геоэлектрическая модель Курильской котловины. Стрелками обозначена зона пониженных скоростей по данным ГСЗ.

уровне нижнего датчика была подобрана геоэлектрическая модель (рис. 4), позволившая несколько детализировать геоэлектрический разрез. Так, например, можно отметить резкое понижение удельного сопротивления в интервале глубин 20—30 км с 500 до 5 Ом·м. Далее, с увеличением глубины с 30 до 65 км, удельное сопротивление уменьшается до 2—3 Ом·м. Таким образом, в интервале 30—65 км выделяется проводящий слой мощностью 35 км с продольной проводимостью порядка 15 000 См.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Существенной особенностью полученного геоэлектрического разреза (см. рис. 4) является, конечно, наличие проводящего слоя в интервале глубин 30—65 км. Его высокая электропроводность (0,3—0,5 См/м) позволяет полагать, что наиболее вероятной причиной повышения электропроводности является не только увеличение температуры, но и наличие жидкой фазы, которая, по всей видимости, рассредоточена в сети сообщающихся между собой трещин или каналов (см., например, [19]). По существу, он представляет собой то, что принято называть зонами «частичного плавления».

Представленная модель электропроводности верхней мантии Курильской котловины в общих чертах согласуется с оценками глубин кровли проводящего слоя, которые были сделаны ранее в некоторых из окраинных морей. В Японском море проводящий слой предполагается на глубинах 30—50 км, причем с приближением к Японским островам его сопротивление увеличивается, а выделение становится все более затруднительным [15]. Те же глубины проводящего слоя характерны и для восточной части Филиппинского моря [15], хо-

тя на северо-западном участке этого моря наличие проводящего слоя связывается с глубинами около 100 км [17].

Под окружающими участками суши структура электропроводности, как правило, носит более сложный характер. На Сахалине проводящие слои выделяются в средней части земной коры и на глубине около 100 км [8]. В юго-западной части о. Хоккайдо, где наблюдается высокий тепловой поток, глубина до проводящего слоя оценивается примерно в 40 км, тогда как под восточной частью этого же острова подобный слой может находиться лишь на глубине более 125 км [18]. Верхняя мантия центральной части Японии характеризуется наличием проводящего слоя (проводимость 0,01 См/м), находящегося на глубине примерно от 30—50 до 100 км [16].

Весьма характерно, что неглубокое залегание проводящих слоев в верхней мантии всюду совпадает с участками, где на поверхности наблюдается высокий тепловой поток. В котловинах окраинных морей тепловой поток примерно в 1,5—2 раза выше нормальных его величин [11]. При неглубоком залегании проводящего слоя в верхней мантии высокий тепловой поток соответствует и упомянутым выше районам японских островов. В то же время там, где тепловой поток близок к нормальному, проводящие слои либо не выделяются, либо залегают довольно глубоко. Например, или отсутствуют какие-либо проводники в северо-западной части Тихого океана [15], или они залегают на глубине около 150 км [7]. Эта корреляция носит не только качественный, но и количественный характер. Согласно оценкам распределения температур в верхней мантии, полученных на основании наблюдаемых значений теплового потока, например, в Курильской котловине, изотермы 1100—1200°C, которые указывают на возможность наличия расплавленного вещества, поднимаются до глубин 20—40 км, т. е. практически совпадают с кровлей проводящего слоя.

Резкое различие в глубине залегания проводящих слоев даже для соседних районов (например, Сахалин и Курильская котловина), так же как и соответствующее изменение величины теплового потока, позволяет полагать, что не существует какого-то единого слоя, глубина которого может меняться скачками от одного места к другому. Скорее всего, по крайней мере в случае неглубоко расположенных проводящих слоев, последние представляют собой отдельные, ограниченные как по мощности, так и по простиранию изолированные зоны. Здесь следует заметить, что довольно часто такие зоны идентифицируются с «астеносферой», что вряд ли правомерно, так как этот термин предполагает наличие слоя глобально-

го или хотя бы регионального распространения. Вероятно, более целесообразно называть их «зонами частичного плавления» или «магматическими зонами». При этом образование зон частичного плавления, видимо, не является обязательно следствием простого разогрева глубинного вещества под влиянием избыточных температур и за счет этого возникновения его жидкой фазы. Учитывая, что электропроводность значительно возрастает тогда, когда последняя находится в сети взаимосвязанных трещин, вероятно, что такие зоны трещиноватости формируются в результате инъекции ультраосновных магм по механизму гидроразрыва. Это явление, которое можно назвать «мантийным трапповым магматизмом» [20], действительно может обусловить образование ограниченных в пространстве своеобразных «магматических зон», сопровождающихся резким увеличением температур. Вследствие высоких температур внедряющихся магм в таких зонах возможно плавление и некоторой части вмещающих пород.

Следует заметить, что косвенные свидетельства наличия «магматических зон», находящихся примерно на глубинах обсуждаемого проводящего слоя, давно уже отмечались при анализе характера записи поперечных волн. В частности, при регистрации на сейсмической станции «Южно-Сахалинск» неглубоких землетрясений, происходящих на Курильских островах, замечено сильное затухание поперечных волн [16].

Вместе с тем выделенные маломощные низкоскоростные слои [10] в интервале глубин 15—20 и 25—30 км, где скорость продольных волн падает до 6,8—7,0 км/с, не нашли отражения в геоэлектрическом разрезе. Столь значительное уменьшение скорости продольных волн по сравнению с «нормальными» (8,1 км/с) может свидетельствовать о наличии жидкой фазы, объем которой, если ориентироваться на зависимость, предложенную Ф. Берчем [3], достигает, возможно, 10—12%. Поэтому такие слои должны бы выражаться как проводящие. Если они действительно существуют, то их отсутствие на геоэлектрическом разрезе может быть связано с невысокой разрешающей способностью выполненного магнитовариационного зондирования, а также с недостаточной шириной частотного диапазона наблюдений.

Что касается второго электропроводящего слоя, намечающегося на глубине более 100 км, то некоторым подтверждением возможности существования подобных зон на значительной глубине может служить скоростная структура верхней мантии региона [4], согласно которой под Курильской котловиной пониженные скорости продольных волн (около 7,8 км/с) наблюдаются до глубин 350—400 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использованная техника эксперимента и методика обработки данных магнитовариационных исследований в условиях глубокого моря позволили получить сведения о глубинном геоэлектрическом разрезе Курильской котловины.

В интервале глубин примерно 30—65 км выделяется слой, в котором электропроводность составляет 0,3—0,5 См/м. Высокая электропроводность слоя позволяет полагать, что его свойства обусловлены не только повышением температуры, но главным образом наличием жидкой фазы, рассредоточенной в сети сообщающихся между собой трещин. По всей видимости, этот слой является ограниченным

в пространстве и представляет собой зону частичного плавления или магматическую зону, образованную в результате инъекции ультраосновной магмы. Выделенная зона хорошо согласуется с геотермическими моделями и другими геофизическими данными.

На глубинах более 100 км возможно существование другой зоны (или зон) повышенной электропроводности.

Полученные результаты позволяют рекомендовать подобные исследования для изучения структуры электропроводности верхней мантии в условиях глубокого моря. При этом (естественно, с учетом задач) могут быть расширены диапазон регистрируемых частот и длительность наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л. Перспективы глубинных магнитотеллурических зондирований на акваториях.— Физика Земли, 1969, № 11.
2. Бердичевский М. Н., Жданов М. С. и др. Об использовании модульных магнитометров в морских магнитовариационных исследованиях.— В кн.: Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований. М.: Изд-во АН СССР, 1980.
3. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земля кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
4. Болдырев С. А., Кац С. А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 2.
5. Волкомирская Л. В., Лейбо А. Б., Семенов В. Ю. О статистической обработке данных электромагнитного зондирования.— Геоматематизм и аэрномия, 1970, т. 19, № 5.
6. Кондорская Н. В., Тараканов Р. З. Курило-камчатские землетрясения.— В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
7. Мардерфельд В. Е., Плехова В. В. Магнитовариационное зондирование на островах.— В кн.: Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983.
8. Никифоров В. М., Альперович И. М., Ваньян Л. Л. Некоторые особенности кривых магнитотеллурического зондирования на Сахалине и методика их интерпретации.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
9. Семенов В. Ю. Фильтрация на ЭВЦМ с заданной частотной характеристикой.— В кн.: Морские магнитотеллурические зондирования. М.: ИЗМИРАН, 1978.
10. Старшинова Е. А. Неоднородности строения коры и мантии Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6.
11. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
12. Трофимов И. Л., Фонарев Г. А. Градиентные способы глубинных электромагнитных зондирований на океане.— Геоматематизм и аэрномия, 1971, т. 11, № 4.
13. А. С. 169704 СССР. Способ морской электроразведки/Фонарев Г. А.— Опубл. в БИ., 1965, № 7.
14. Фонарев Г. А., Волкомирская Л. Б. Оценка возможности применения магнитометров в некоторых установках для морского зондирования.— Геоматематизм и аэрномия, 1978, т. 18, № 2.
15. Honkura Y. Electrical conductivity anomalies in the Earth.— Geophys. Surv., 1978, v. 3.
16. Honkura Y., Koyama Sh. Electrical conductivity structure beneath the central part of Japan as inferred from magnetotelluric fields at the Yatsugatake magnetic observatory.— Bull. Earth Res. Inst., 1979, v. 54, Parts 3—4.
17. Honkura Y., Isezaki N., Yaskawa K. Electrical conductivity structure beneath the North-Western Philippine Sea as inferred from the island effect on Minami-Daito Island.— J. Geomagn. and Geoelec., 1981, v. 33, N 6.
18. Nishida Y. Conductivity anomalies in Hokkaido, Japan. Symposium on subterranean structure in and around Hokkaido and its tectonic implication. Proceedings, Japan, 1976.
19. Shankland T. J., Waff H. S. Partial melting and electric conductivity anomalies in upper mantle.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 33.
20. Sychev P. M., Sharaskin A. Ya. Heat flow and magmatism in the NW Pacific back-arc basins.— In: B. P. Kokelaar and M. F. Howells — eds., Marginal Basin Geology. The Geological Society., Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1984.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
17 октября 1985 г.

УДК 551.24(571.6)

А. Д. Чехов

К ВОПРОСУ О СТАНОВЛЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР*

Характерные особенности становления земной коры на территории Северо-Востока СССР заключаются в следующем: а) зрелая континентальная кора в мезозоидах сформировалась одноактно в позднемезозойское время, б) мезозойды в основании не имеют сплошной зрелой континентальной коры дорифейского возраста, т. е. не являются эпикратонными, в) геосинклинальное развитие в них происходило на «переходной», крайне неоднородной в вещественном отношении и не выдержанной по мощности «геосинклинальной» земной коре (или «гранитно-метаморфическом» слое), которую следовало бы именовать «андезитовой» или «окраинно-морской». Заключаясь в

По возрасту к востоку от Сибирской платформы выделяются две складчатые области: мезозойская Верхояно-Чукотская и кайнозойская Корякско-Камчатская. Это указывает на аккреционный способ формирования континентальных окраин. Тем не менее представления о постоянном наращивании краев древних кратонов все более молодыми складчатыми системами, несмотря на их кажущуюся очевидность, не являются в отношении Северо-Востока общепринятыми. Более популярной является другая точка зрения, предполагающая заложение мезозойских геосинклиналей Северо-Востока в процессе деструкции Сибирского суперкратона.

Представления о становлении коры Сибирской платформы в настоящее время можно считать установившимися. Как и другие древние платформы, эта структура претерпела длительное и сложное геосинклинальное (?) развитие с формированием зеленокаменных трогов и гнейсовокупольных поднятий [9]. Оно завершилось мощной протерозойской складчатостью, приведшей к кратонизации, а значит, становлению зрелой континентальной коры дорифейского возраста [14, 15]. Свидетельства перехода названного региона, начиная с ри-

созидании континентальной коры, это развитие было в целом конструктивным, хотя и противоречивым. Явления тектонического скупивания и парацивания «гранитно-метаморфического» слоя тесно сочетались с процессами деструкции (рифогенеза), особенно активными в Алазейско-Олойской раздвиговой системе. При такой интерпретации «принципиальные» различия между Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областями сглаживаются, что позволяет выдвинуть модель последовательно аккреционного, но существенно осложняемого деструкциями формирования западно-тихоокеанских континентальных окраин.

фея, в платформенное состояние многочисленны. Это и калиевый гранитоидный магматизм с абсолютным возрастом 1,7—1,9 млрд лет, и краевые вулканические пояса (Улканский и др.), и рифейско-вендская верхняя моласса [14], и вся дальнейшая фанерозойская история, в течение которой, несмотря на интенсивное дробление и проработку магматическими расплавами, в том числе и основного состава, эта территория устойчиво сохраняла две основные особенности: высокое стояние, обусловившее сокращенные по сравнению с миогеосинклинальными зонами мощности осадконакопления, и относительную жесткость фундамента, препятствующую формированию типичных складчатых структур или появлению других форм тектонического скупивания.

Таким образом, на данном примере вполне вероятным представляется заключение о стабильности вновь созданной зрелой континентальной коры, обусловленной прежде всего глубиной процесса кратонизации. Последний не только «спаял» в единое целое отдельные блоки по латерали, но и соединил коровые слои с мантийными. А если это так, то вполне логичным является и другой вывод: в главные эпохи кратонизации, помимо регионов со зрелой гранитизированной континентальной корой, могли образовываться смежные с ними участки, значительно менее гранитизированные и являющиеся по своим основным характеристикам переходными к типично океанической земной коре, т. е. обладающие не-

* Доклад, прочитанный на 27-й сессии МГК на секции С07 «Тектоника» под названием «Модель тектонической эволюции континентальных окраин СВ СССР». Москва, 1984 г.

однородным «гранитно-метаморфическим» слоем [15].

Значительно более разнообразны и противоречивы представления о молодых складчатых областях Северо-Востока — Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской. Однако общим при этом является мнение об их принципиальной разнотипности [14, 16]. В частности, при тектоническом районировании по возрасту главной складчатости как та, так и другая относились к областям завершенной складчатости, но мезозойды при этом считались по типу своего развития моноциклическими, тогда как кайнозойды — полициклическими, чем и объяснялась их резкая несхожесть [16].

Кардинальные различия заметили для этих областей после применения нового принципа тектонического районирования — по времени формирования зрелой континентальной коры (или становления «гранитно-метаморфических» слоев). Мезозойды стали считаться эпикратонными, т. е. заложившимися на зрелой дорифейской континентальной коре. Новообразованная зрелая кора была выделена лишь в их центральной части (Индигино-Кольмская складчатая система). Корякско-Камчатская область, относящаяся согласно этим представлениям к зоне перехода от континента к океану, является существенно иной по своей природе: во-первых, заложившейся на типично океаническом субстрате, во-вторых, конструктивной по типу своего развития, в-третьих, с еще не сформированной окончательно зрелой континентальной корой [10, 14].

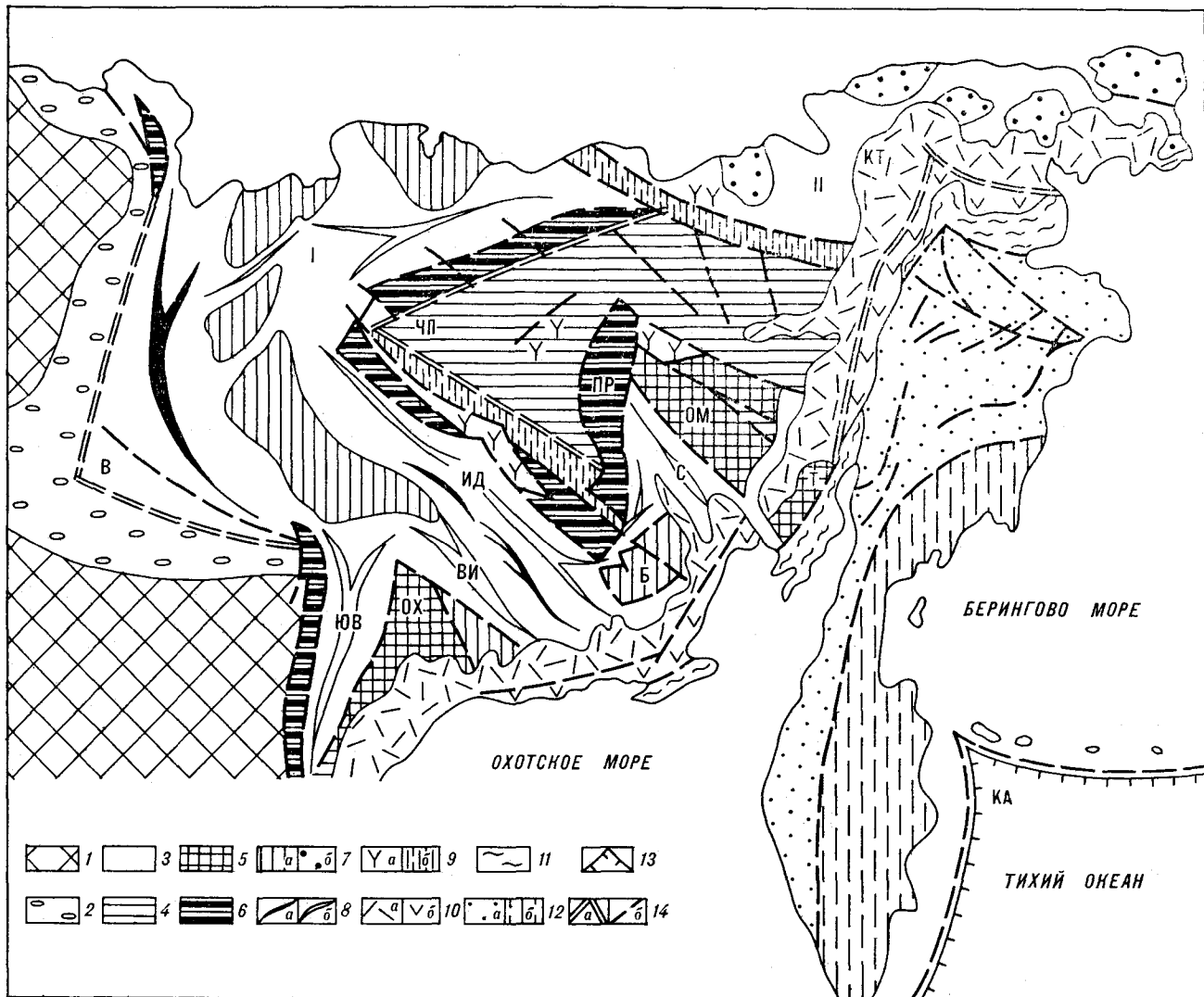
Автору в свое время пришлось участвовать в составлении тектонических карт Северо-Востока, основанных как на тех, так и на других принципах. Анализ обширного геологического материала, в частности проведенный при составлении последней изданной тектонической карты [13], позволил сформулировать, особенно в отношении мезозойд, несколько иные представления [19, 20], отличные от общепринятых (в том числе и отраженных на упомянутой карте). Суть их заключается в следующем.

Формирование зрелой континентальной коры повсюду в пределах мезозойд Северо-Востока, судя по характерным признакам этого процесса — калиевому гранитоидному магматизму, окраинно-континентальному Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, а также молассам Приверхоанского краевого прогиба и наложенных впадин, было одноактным (см. рисунок). Оно завершилось в альб-сеномане. Лучшим показателем последнего, несомненно, является вулканический пояс. Со становлением этой гигантской структуры вполне отчетливо совпадает такое кардинальное событие в жизни мезозойд, как их полная стабилизация и причлене-

ние к континенту. При этом в других притихоокеанских мезозойских системах (Аляска или Кордильеры Сев. Америки), где вулканический пояс не формировался, геосинклинальное развитие продолжалось и позже, вплоть до ларамийской складчатости, наложившейся здесь на мезозойскую. Пояс, таким образом, в отношении мезозойд Северо-Востока сыграл роль своего рода «прерывателя» геосинклинального процесса. Возможно, в ходе его формирования были израсходованы остатки энергии, генерирующей этот процесс, одновременно в состав длительно формирующейся позднемезозойской коры добавились порции сиалического материала, необходимые для подъема этой территории над уровнем моря.

Калиевый гранитоидный магматизм, как мы знаем, широко развит в мезозойдах, включая и их миогеосинклинальные части. Максимум его проявления приходится, по данным абсолютного возраста, на интервал 100—120 млн лет [7]. Широкое же развитие в мезозойдах именно в это апт-сеноманское время континентальных и пресноводных отложений, отвечающих верхним молассам, свидетельствует о том, что данный регион (в границах от Приверхоанского прогиба до Охотско-Чукотского пояса) претерпел коренную перестройку и впервые за всю историю на большей своей части был выведен из-под уровня моря. С другой стороны, как уже указывалось [19], среди рифейских образований, вскрывающихся в мезозойдах Северо-Востока, нет никаких прямых признаков существования в это время сплошной зрелой континентальной коры. Нет ни аналогов «верхних моласс» (все эти отложения, как известно, существенно морские), ни образований, отвечающих вулканогенным поясам. Наконец, калиевый гранитоидный магматизм рифейского возраста, как показано И. Л. Жулановой [6], приурочен главным образом к ядрам гранито-гнейсовых куполов срединных массивов и заметно ослабевает с удалением от них.

По нашему мнению, нет особых оснований считать мезозойды эпикратонными, так же как и предполагать в их фундаменте наличие типично океанической коры (поскольку рифейские офиолитовые комплексы на Северо-Востоке практически не известны). Поэтому более вероятно предположение, что в дорифейское время в их пределах был образован лишь неравномерный по мощности и крайне неоднородный по вещественному составу (вплоть до островков континентальной коры на месте будущих массивов) «гранитно-метаморфический слой», т. е. тот самый переходный (или промежуточный) тип коры, который по сделанному ранее заключению и должен был образовываться между полностью кратонизированными областями и смежными с ними океаническими



Тектоническая схема Северо-Востока СССР.

1 — Сибирская платформа (область зрелой дорифейской континентальной коры); 2 — Приверхойнский краевой прогиб; 3—9 — Верхояно-Чукотская складчатая область со зрелой континентальной корой позднеэоценового возраста, в том числе: 3 — Яно-Колымская (I) и Чукотская (II) миогеосинклинальные системы, 4 — Алазейско-Олойская рифтогенная система, 5 — Омолонский (ОМ), Тайносский (Т) и Охотский (ОХ) массивы-«островки» зрелой континентальной коры дорифейского возраста, 6 — краевые поднятия (ПР — Приколымское), 7 — районы пологих дислокаций (а) и внутренние поднятия (б), 8 — антиклинории (а) и синклинии (б), 9 — внутренние вулканические пояса (а) и позднеюрские рифтогенные структуры (б); 10 — Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс (а — внешняя, б — внутренняя зоны); 11 — Кони-Танюерская складчатая система; 12 — Корякско-Камчатская геосинклинально-складчатая область (а — Корякская, б — Олюторско-Камчатская системы); 13 — Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба; 14 — структуры типа входящих углов (а) и основные разрывные нарушения (б). Буквенные обозначения: В — Верхоянский, ЧП — Черско-Полуосненский, КТ — Кони-Танюерский, КА — Курило-Алеутский «входящие углы», Б — Балыгычанский район пологих дислокаций, ИД — Иньили-Дебинский, С — Сугойский, ЮВ — Южно-Верхоянский, ВИ — Верхне-Индигирский синклинии.

пространствами. Тем самым предлагается нетрадиционное решение вопроса о положении границы между областями с дорифейской зрелой корой и смежными с ними более молодыми складчатыми системами. Вопреки широко бытующему мнению о продолжении этой древней коры под миогеосинклинали, более вероятно, что под Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклинальными системами вполне зрелой дорифейской континентальной коры, такой как на Сибирской платформе, образовано не было, что, собственно, и предопределило их принци-

пиально различное поведение в фанерозойское время*.

В пользу этого существует целый ряд и других выводов. К ним относятся упоминавшаяся

* В отличие от мощного жесткого субстрата платформы относительная утонченность и неравномерность по мощности предполагавшегося «гранитно-метаморфического» слоя способствовала тому, что он легко поддавался как разрыву, так и скучиванию даже при небольших тектонических напряжениях. Это и обусловило в дальнейшем в мезозойдах чрезвычайно динамичную обстановку, возможно, сходную с такой в современном Охотском море.

выше неоднородность калиевой гранитизации кристаллических дорифейских образований на массивах [6], заметно иной по сравнению с гранулитовым субстратом массивов и Алданского щита состав ксенолитов в дайках Яно-Колымской системы, представленных в различной степени гранитизированными породами [7, 8], наконец, своеобразие рифтогенных процессов, протекавших в мезозоидах в рифейское и палеозойское время и не имеющих ничего общего с предполагававшейся деградацией зрелой континентальной коры по причине их постоянной тесной связи с сопряженными явлениями тектонического сучивания и гранитизации.

Эту аргументацию можно было бы продолжить [17], но перейдем к следствиям обсуждаемого варианта модели. Прежде всего, если допустить, что в мезозоидах в дорифейское время зрелой континентальной коры сформировано не было (кроме небольших ее островков), а образовался лишь неравномерный «гранитно-метаморфический слой», это означает, что геосинклиальный процесс здесь развивался не на океанической (и тем более не на материковой) коре, а на своеобразном ее типе, известном под «ленивыми», по образному выражению Б. А. Петрушевского, названиями, — «промежуточный» или «переходный». Такая разновидность земной коры, основными чертами которой являются крайняя неравномерность по мощности и резкая латеральная неоднородность по вещественному составу, заслуживает, как уже предлагалось не раз [12], выделения в качестве вполне самостоятельного геосинклиального типа *. Он образовывался, как представляется, в главные фазы тектогенеза Земли одновременно с обособлением крупных участков зрелых континентальных кор в непосредственной близости от них и, видимо, был в какой-то мере соизмерим с ними по площади, а главное являлся результатом тех же глубинных «континентализирующих» процессов.

Другое важное следствие заключается в том, что геосинклиальный процесс в мезозоидах при новом понимании их природы не состоял, как считалось, в полном разрушении древней зрелой коры, а затем повторном образовании новой [14, 18]. Он был в целом созидательным, хотя и не столь прямолинейным, как это представлялось отдельным исследователям [2]. Его суть определялась развитием на гранитно-метаморфическом слое двух тесно взаимосвязанных, но противоположных явлений: аккреционных (тектоническое сучивание) и деструктивных (рифтогенез).

* Возможно, что следовало бы назвать «окраинно-морским» или «андезитовым» типом коры.

По-видимому, оба эти явления повторялись в истории развития мезозойд неоднократно [4, 5, 18], но наиболее рельефно они были выражены в Индигиро-Колымском районе, известном под названием «Колымский массив». Дискуссионность выделения последнего хорошо известна [3—5, 18, 23]. В свете высказанных здесь представлений более обоснованным кажется следующий вариант решения вопроса о тектонической природе Колымского «треугольника».

Формирование «Колымского массива» в дорифейское время вполне вероятно, но только как «островок» зрелой континентальной коры среди обширной площади развития неоднородного гранитно-метаморфического слоя. В дальнейшем он был раздроблен, но не уничтожен и не превращен в эвгеосинклиналь, как это считалось прежде [18]. Более вероятно, что он представлен в современной структуре региона в виде Омолонского массива (а также «отколовшихся» от него Приколымского и Балыгычанского подъятий). При этом принципиально не важно, перемещался ли с Индигиро-Колымского междуречья к юго-востоку сам Колымский «островок» или, что более вероятно, он всегда оставался на месте современного Омолонского массива, а отодвигались соответственно к западу и северу смежные с ним участки развития неравномерного гранитно-метаморфического слоя, испытывая тектоническое сучивание и наращиваясь. Главное, что это происходило в ходе развития активных рифтогенных процессов, многократно повторяющихся, по крайней мере с рифея до поздней юры, что в конечном счете привело к возникновению в данном районе сложной Алазейско-Олойской рифтогенной эвгеосинклиальной зоны [20].

При этом находят объяснение почти все специфические черты строения и развития указанной структурной единицы. К ним относятся ее резко угловатые в плане очертания с субпараллельной ориентировкой внешних границ относительно краев Омолонского массива (см. рисунок), чрезвычайно длительное (от рифея до поздней юры) развитие пестрого по составу магматизма рифтогенного и островодужного типов [3—5] и, наконец, выявляющиеся по геофизическим данным кольцевые формы магнитных аномалий и относительная близость к земной поверхности базальтового слоя [3]. Становятся более ясными крайне сложный стиль складчатых деформаций (от типично геосинклиальных до субплатформенных) и преобладающий сдвиговый и надвиговый тип разрывных нарушений. Становится также понятным сходство Алазейско-Олойской системы с Корякским нагорьем, впервые подмеченное авторами [11]. В обоих случаях геосинклиальный процесс, развиваясь скорее всего не на

океанической и материковой коре, а на неоднородном гранитно-метаморфическом слое, носил в целом конструктивный, но в то же время сложный и противоречивый характер, заключающийся в длительном и многократном наращивании в ходе деструкционно-аккреционных явлений гранитно-метаморфического слоя вплоть до превращения его в зрелую континентальную кору [19].

Именно в таком неоднократном тектоническом наращивании и одновременном вещественном преобразовании гранитно-метаморфических слоев вплоть до их полного «созревания», а затем в последовательном приращении к континенту все новых порций континентальной коры и заключался, по нашему мнению, механизм формирования континентальных окраин Северо-Востока СССР [21]. В этом состоит наиболее общее следствие, логически вытекающее из изложенных выше представлений.

Действительно, вполне вероятно, что со становлением в дорифейское время зрелой континентальной коры в пределах Сибирской платформы на территории мезозойд образуется неоднородный «гранитно-метаморфический слой» (или «геосинклинальный» тип коры). В фанерозойское время в ходе сложного геосинклинального развития последний преобразуется в зрелую континентальную кору позднемезозойского возраста и мезозойды с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса причленяются к дорифейскому континенту.

Однако Корякско-Камчатская область и после этого продолжила свое геосинклинальное развитие, которое полностью не завершено и до настоящего времени. Здесь не проявлен калиевый гранитоидный магматизм, не сформирована верхняя моласса. Включая окраинные моря и островодужные системы, названная область находится, скорее всего, на позднегеосинклинальной стадии своего развития, весьма напоминающая по палеотектонической обстановке мезозойды в позднеюрско-неокомовое время, как это было показано, в частности, В. Ф. Белым [1]. В таком случае можно, хотя и с крайне малой степенью вероятности, предположить, что окончательная консолидация и этого современного геосинклинального пояса также будет связана с формированием где-то в районе островных дуг вулканических формаций, аналогичных таковым в краевых вулканических поясах. Одновременно в смежной с островными дугами северо-западной части Тихого океана, возможно, сформируется неоднородный «гранитно-метаморфический слой», и она, отщнуравшись новыми островными дугами, образует следующую геосинклинальную область.

Таким образом, в пределах Северо-Востока в направлении от Сибирской платформы к Тихому океану намечается латеральный ряд геосинклинально-складчатых структур, находящихся на различных стадиях развития. В историческом аспекте этот латеральный ряд отражает последовательность формирования континентальных окраин западно-тихоокеанского типа [21].

В пользу длительного и сложного, но в целом последовательно аккреционного типа формирования западно-тихоокеанских окраин есть и другие доказательства. Здесь остановимся лишь на рассмотрении специфических структур типа «входящих углов», весьма характерных для территории Северо-Востока (см. рисунок). Наиболее четко выражены «входящие углы», образуемые, во-первых, стыком Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем, во-вторых, складчатыми структурами Яно-Колымских мезозойд, вдающимися в глубь Сибирской платформы по классической схеме «внутреннего угла» в понимании Н. С. Шатского. В промежутке между ними располагаются две другие аналогичные и до некоторой степени субпараллельные предыдущим структуры. В бассейне р. Анадырь острый «входящий» угол подчеркивается резким изгибом Охотско-Чукотского вулканического пояса, рядами гранитоидов Кони-Танюерской системы и разрывными структурами Корякского нагорья, что лучше всего видно на космоснимках [22]. А на Яно-Индибирском междуречье, во внутренней части мезозойд, по стыку под острым углом протяженных рядов гранитоидов и такой же отчетливо дискордантной ориентировке складчатых структур намечается еще один (Черско-Полоусненский) «входящий угол», маркирующий, как считалось ранее, северо-западное ограничение Колымского массива или, что более вероятно, границу мио- и эвгеосинклинальной мезозойских систем.

Следует отметить, что помимо чисто внешнего сходства в морфологии всех указанных структур некоторые из них как бы врезаются в более древний субстрат, а по крайней мере в трех из них (кроме края Сибирской платформы) наблюдается постоянное сонахождение типичных островодужных магматических ассоциаций с офиолитами и глубоководными осадками и иногда со сверхмощными призмами осадочных пород. Все это свидетельствует о том, что указанные «входящие углы» отражают какие-то принципиально важные черты развития региона. Возможно, что они являются различной древности границами последовательного наращивания гранитно-метаморфических слоев.

В то же время следует указать, что многие из других, более мелких структур, которые

можно было бы отождествить с «малыми входящими углами» (такие, как Южно-Верхоянская, Сугойская и, возможно, Иньяли-Дебинская), в историческом аспекте характеризуются проявлением достаточно отчетливых признаков развития деструктивных процессов и рифтогенеза и, видимо, не случайно похожи на «углы», образуемые иногда глубоководными впадинами в современных окраинных морях. В полной мере деструктивные процессы, как показано выше, проявлены и вблизи Черско-Полоусненского «входящего угла» в Алазейско-Олойской рифтогенной зоне.

Таким образом, и на примере структур типа «входящих углов» мы приходим к выводу об отчетливой двойственности и определенном антагонизме в протекании тектонических процессов в пределах континентальных окраин Северо-Востока СССР. Эти особенности могут объясняться специфическим, одновременно и межконтинентальным и межконтинентальным, по-

ложением региона, а в общем плане — противоречивостью развития всей Земли в целом. Последнее с определенностью вытекает из общеизвестного факта совместного существования, с одной стороны, мировой системы срединно-океанических рифтов (талассогенез), а с другой — наличия такой же почти непрерывной «цепочки» континентов («континентальных мостов»), либо обнаруживающих отчетливое тяготение друг к другу, либо имеющих различного типа соединения между собой вплоть до их полного «спаивания» (кратогенез).

В заключение отметим, что развиваемые представления позволяют в новом аспекте рассматривать историю становления и развития земной коры в пределах Северо-Востока СССР и несколько иначе трактовать тектоническую природу отдельных ее крупных структурных элементов.

ДИСКУССИЯ

Автор вышеприведенной статьи «К вопросу о становлении земной коры на Северо-Востоке СССР» А. Д. Чехов предпринимает необудительную попытку обосновать взгляд, что «...формирование зрелой континентальной коры повсюду в пределах мезозойского Северо-Востока было одноактным. Оно завершилось в альбеномане». Автор отрицает древний возраст коры Колымского массива, а массивы Омолонский, Охотский и Тайгоносский рассматривает лишь как «островки» зрелой континентальной коры дорифейского возраста.

Таким образом, статья направлена на ревизию «...популярной точки зрения, предполагающей заложение мезозойских геосинклиналей Северо-Востока в результате деструкции Сибирского суперкратона». А. Д. Чехов считает, что «... под Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклиналями вполне зрелой дорифейской континентальной коры не было».

Для таких выводов автор использует главным образом второстепенные критерии — наличие калиевой гранитизации в зонах распространения кислых интрузивов, угловатую форму ограниченных массивов и т. п. Между тем имеющиеся геологические и геофизические данные (гравитационное поле в редукции Буге, магнитные аномалии) все более определенно указыва-

ют на то, что фундамент, во всех перечисленных массивах имеющий докембрийский возраст, продолжается под миогеосинклинальные зоны. Эти факты свидетельствуют в пользу тектонических схем, давно предложенных С. В. Обручевым, П. Н. Кропоткиным (Очерк геологии Северо-Востока СССР, 1936 г.), К. Б. Мокшанцевым (1963, 1975 гг.), К. Я. Спрингисом и др.

Накопление колоссальных объемов терригенного материала в отложениях от верхнего карбона до юры включительно на площади более 1 млн км² было бы невозможно без размыва обширных участков древнего материка, сложенного, судя по составу обломочного материала, гранитогнейсами и пр. Широкая зона пологих дислокаций, протягивающаяся от Охотского массива до моря Лаптевых, по-видимому, связана с наличием неглубоко залегающего древнего фундамента. На севере этой зоны, восточнее хребта Орулган, выделяется массив с магнитными аномалиями, идентичными аномалиям фундамента Сибирской платформы (см. кн. «Проблемы тектоники земной коры». М.: Наука, 1981, с. 207—220). Погребенный докембрийский массив доказан и в нижнем течении р. Лены (А. А. Константиновский, Геотектоника, 1979, № 1).

Кропоткин П. Н.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии.— В кн.: Ассоциация вулканических пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974.
2. *Васильковский Н. П.* Геологическая история Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1981.
3. *Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР.*— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977.
4. *Гуляев П. В.* К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6.
5. *Гуляев П. В.* Об эвгеосинклинальных образованиях в зоне между Момским и Арга-Тасским хребтами (Северо-Восток СССР).— Геотектоника, 1980, № 5.
6. *Жуланова И. Л.* Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойского Северо-Востока СССР.— В кн.: Гранитогнейсовый купол (Тез. докл. Всесоюзного совещания). Иркутск, 1983.
7. *Загружина И. А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1977.
8. *Индолев Л. Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии.— М.: Наука, 1979.
9. *Лутц Б. Г.* Окаймленные купола серых гнейсов Анабарского массива и Алданского щита.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1984, т. 59, вып. 2.
10. *Очерки тектоники Корякского нагорья* Под ред. Ю. М. Пущаровского, С. М. Тильмана.— М.: Наука, 1982.

11. *Русаков И. М., Виноградов В. А.* Эвгеосинклинальная и миегеосинклинальная области Северо-Востока СССР.— Учен. записки НИИГА, регион. геол., вып. 15, Л., 1969.
12. *Строение и развитие земной коры.* Материалы II Всесоюзного совещания по проблемам тектоники в Москве.— М.: Наука, 1964.
13. *Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей м-ба 1 : 2 500 000/Под ред. С. М. Тильмана и др.*— Магадан, 1979.
14. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Под ред. М. С. Маркова, Ю. М. Пущаровского, С. М. Тильмана и др.*— М.: Наука, 1980.
15. *Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Сев. Евразии, м-б 1 : 5 000 000)/Под ред. А. Л. Яншина.*— М.: Наука, 1980.
16. *Тильман С. М., Белый В. Ф. и др.* Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969 (Тр. СВКНИИ, вып. 33).
17. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, 1973 (Тр. СВКНИИ, вып. 40).
18. *Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
19. *Чехов А. Д.* Тектоническая эволюция древних континентальных окраин (на примере Северо-Востока СССР). Тез. докл. Международного совещания по геодинамике зап. части Тихого океана.— Южно-Сахалинск, 1981.
20. *Чехов А. Д.* О некоторых актуальных проблемах тектоники Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии, Владивосток, 1984.
21. *Чехов А. Д.* Модель тектонической эволюции континентальных окраин Северо-Востока СССР. Тез. докл. 27 МГК.— М., 1984.
22. *Чехов А. Д., Левашова С. В., Петров А. Н.* Разрывная тектоника Корякского нагорья (по данным дешифрирования космоснимков).— Докл. АН СССР, 1982, т. 226, № 5.
23. *Шило Н. А., Мерзляков В. М. и др.* Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
5 марта 1985 г.

УДК 528.711.1 : 551.21 (571.462)

З. И. Гурьева, В. В. Шарков

ИЗУЧЕНИЕ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ о. САХАЛИН
ПО МАТЕРИАЛАМ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

На примере сахалинских грязевых вулканов показаны возможности использования материалов аэрофотосъемки для их изучения: опознается сопочная брекчия разных стадий извержения, а иногда и характер ее консистенции; выявляются морфологические осо-

На Южном Сахалине установлено два района проявления активной грязевулканической деятельности: 1 — на восточном побережье между поселками Пугачево и Восточный, где располагаются группа Пугачевских вулканов и вулкан Восточный, 2 — к северо-западу от г. Южно-Сахалинска — Южно-Сахалинский грязевой вулкан. На Северном Сахалине известен один грязевой вулкан в районе с. Даги [3, 4, 8].

Значительный эффект при изучении грязевого вулканизма дает применение материалов аэрофотосъемки и особенно повторной съемки, поскольку грязевые вулканы являются очень динамичными природными объектами.

Южно-Сахалинский грязевой вулкан, расположенный в 18 км северо-западнее Южно-Сахалинска, приурочен к месту пересечения крупного субмеридионального Центрально-Сахалинского взброса-надвига и оперяющего его субширотного нарушения. Зафиксировано несколько извержений этого вулкана. Мощное извержение произошло 20 марта 1959 г. [3—5, 8, 9], после которого вулкан «проснулся» только через 20 лет — в октябре 1979 г. [2]. Южно-Сахалинский грязевой вулкан был заснят в масштабе 1:5000 в процессе аэрофотосъемочных работ Лаборатории аэрометодов Мингео СССР в 1966 г., т. е. спустя семь лет после извержения 1959 г. На аэрофотоснимке (АФ) хорошо просматриваются поле сопочной брекчии, возникшее в результате этого извержения, а также потоки, отходящие в восток-юго-восточном, северном, южном, северо-западном и запад-северо-западном направлениях (рис. 1). Благодаря тому что сопочная брекчия ко времени съемки высохла, на АФ она изобразилась светлым тоном, на фоне которого в виде черных извилистых полос отчетливо видны по-

бенности и устанавливаются некоторые морфометрические характеристики грязевых вулканов. Повторная аэрофотосъемка дает возможность определить изменения, которые происходят в результате извержений.

токи и эрозионные врезы, создающие струйчатый рисунок фотоизображения.

При сравнении аэрофотоснимка со схемой этого грязевого вулкана (см. рис. 1а), составленной после извержения 1959 г. В. Н. Шиловым и др. [9], отмечается значительная разни-

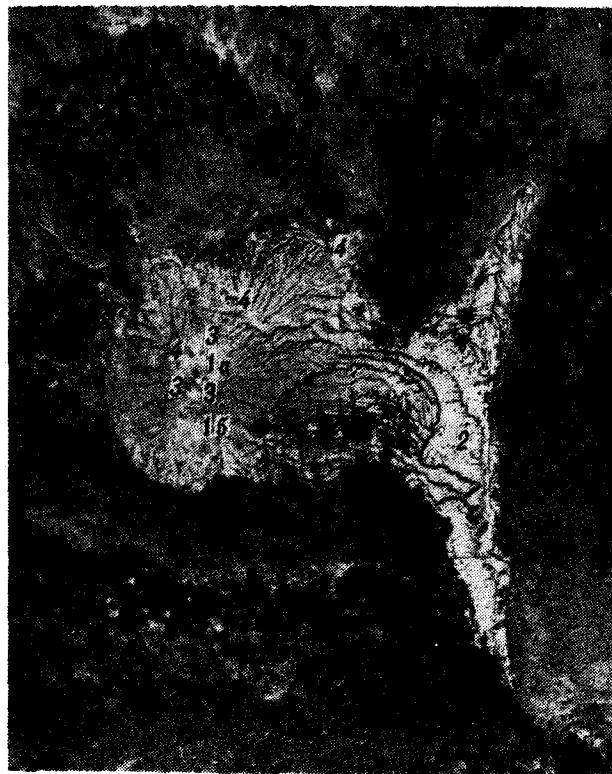


Рис. 1. Южно-Сахалинский грязевой вулкан. Плановый АФ м-ба 1:5000. Съемка 1966 г. 1а и 1б — кратеры вулкана; 2 — наиболее крупный поток сопочной брекчии извержения 1959 г.; 3 — действующие грязевые грифоны и сальсы; 4 — овалы проседания.

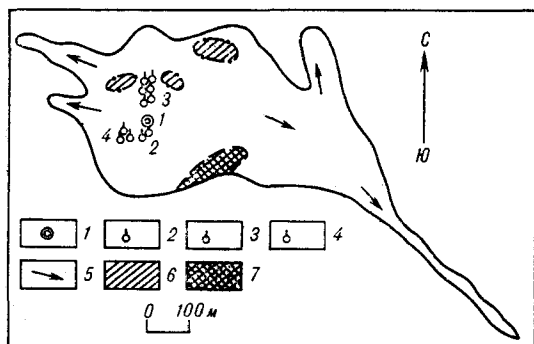


Рис. 1а. Схема грязевого потока Южно-Сахалинского грязевого вулкана, составленная после извержения 20 марта 1959 г. [9], взята из [3].

1 — центральный конус; 2 — южная группа грязевых ванн; 3 — северная группа грязевых ванн; 4 — юго-западная группа грязевых ванн; 5 — направление течения грязевых масс; 6 — овалы проседания на поверхности грязевого поля; 7 — участок леса, поврежденный взрывами.

ца в плановой конфигурации грязевого поля в целом, хотя основные его элементы, выделенные на схеме, хорошо дешифрируются и на АФ. При анализе АФ под стереоскопом хорошо видно, что основное поле сопочной брекчии, имеющее в плане форму неправильного овала размером 225×200 м, приурочено к водораздельной возвышенности, вытянутой в субмеридиональном направлении и ограниченной с запада и востока небольшими долинами, причем восточная долина, в свою очередь, с востока ограничена крутым склоном. В центральной части основного грязевого поля возвышаются два расположенных рядом конуса с кратерами в центре (см. рис. 1). По-видимому, северный конус является основным и из его кратера происходило извержение в 1959 г. От этого кратера (1а) потоки и струи жидкой сопочной брекчии расходятся во все стороны. Наиболее четко на АФ дешифрируется самый крупный поток (2), устремившийся в восток-юго-восточном направлении по склону возвышенности в долину. Встретив на своем пути препятствие — крутой, почти прямолинейный на данном участке восточный склон долины, этот поток разбивается на два — северный и южный, причем восточная граница потока, приуроченная к подошве данного склона, четкая, прямолинейная. На АФ также хорошо видны налегающие друг на друга покровы, что свидетельствует о нескольких стадиях (пульсациях) этого извержения. Вблизи кратера северного конуса на АФ отчетливо дешифрируются действующие грязевые грифоны и сальзы, выделяющие воду и газ, благодаря чему они выглядят темными точками (3). На АФ также нашли отражение грязевые ванны и овалы проседания (4) на поверхности сопочного поля, выявленные ранее в процессе полевых наблюдений [3, 9].

По данному АФ были не только проанали-

зированы морфологические особенности Южно-Сахалинского грязевого вулкана, но и сняты основные морфометрические характеристики грязевого покрова извержения 1959 г., которые в общем сходятся с данными, полученными В. Н. Шиловым и др. [9] при непосредственном изучении вулкана сразу же после его извержения, хотя покров сопочной брекчии этого извержения за истекший период в значительной степени подвергся воздействию эрозионных процессов и начал зарастать кустарниковой и травянистой растительностью.

В группу Пугачевских грязевых вулканов входят вулканы Пугачева (самый крупный), Малый Северный и Малый Южный. Последние два являются вторичными (побочными) на теле основного вулкана Пугачева. По описаниям, имеющимся в литературе [1, 3—8], вулкан Пугачева и осложняющие его вулканы располагаются на западном крыле крупной вытянутой в субмеридиональном направлении Пугачевской антиклинали, сложенной породами нижнебыковской свиты верхнего мела, представленными в основном аргиллитами. Вулкан, так же как и Южно-Сахалинский, приурочен к району пересечения двух крупных разрывных нарушений — вышеупомянутого субмеридионального (Центрально-Сахалинского взбросо-надвига) и субширотного (оперяющего его). Он располагается на дне пологой чашеобразной котловины. Щитообразная ровная поверхность вулкана несколько выпуклая в центре, где и находится его кратер. Здесь абсолютные отметки составляют 57 м над уровнем моря, понижаясь к периферии котловины до 50 м. На окружающей котловину местности высоты возрастают до 60—100 м и более. Чаша имеет в плане эллипсоидальную форму, вытянутую в меридиональном направлении, с размерами по длинной и короткой осям соответственно 2 и 1,5 км.

Лаборатория аэрометодов неоднократно проводила АФС Пугачевских вулканов в разных масштабах. На материалах АФС 1966 г. (рис. 2) были зафиксированы самая молодая, постоянно выделяющаяся жидкая сопочная брекчия вокруг жерла вулкана Пугачева, а также продукты извержения, имевшего место 25 сентября 1961 г., и несколько более древних генераций сопочной брекчии. По измерениям на АФ все грязевое поле Пугачевских вулканов имеет размер $2 \times 1,5$ км и в целом характеризуется концентрическим рисунком фотоизображения. Это, по-видимому, связано со стадийностью и пульсацией извержений, а также с последовательным заселением растительностью сопочной брекчии от древней к более молодой.

Наиболее древняя сопочная брекчия (1) располагается по периферии вулкана. Поверх-



Рис. 2. Пугачевские грязевые вулканы: I — Пугачевский, II — Малый Северный, III — Малый Южный.
 Плановый АФ м-ба 1 : 10 000. Съемка 1966 г.

1, 2 — самые древние генерации сопочной брекчии, поросшие древесной растительностью; 3 — древняя генерация сопочной брекчии, частично начала зарастать древесиной и кустарниковой растительностью; 4—6 — генерации сопочной брекчии, полностью или частично поросшие травянистой растительностью; 7—9 — молодые генерации сопочной брекчии, лишенные растительности.

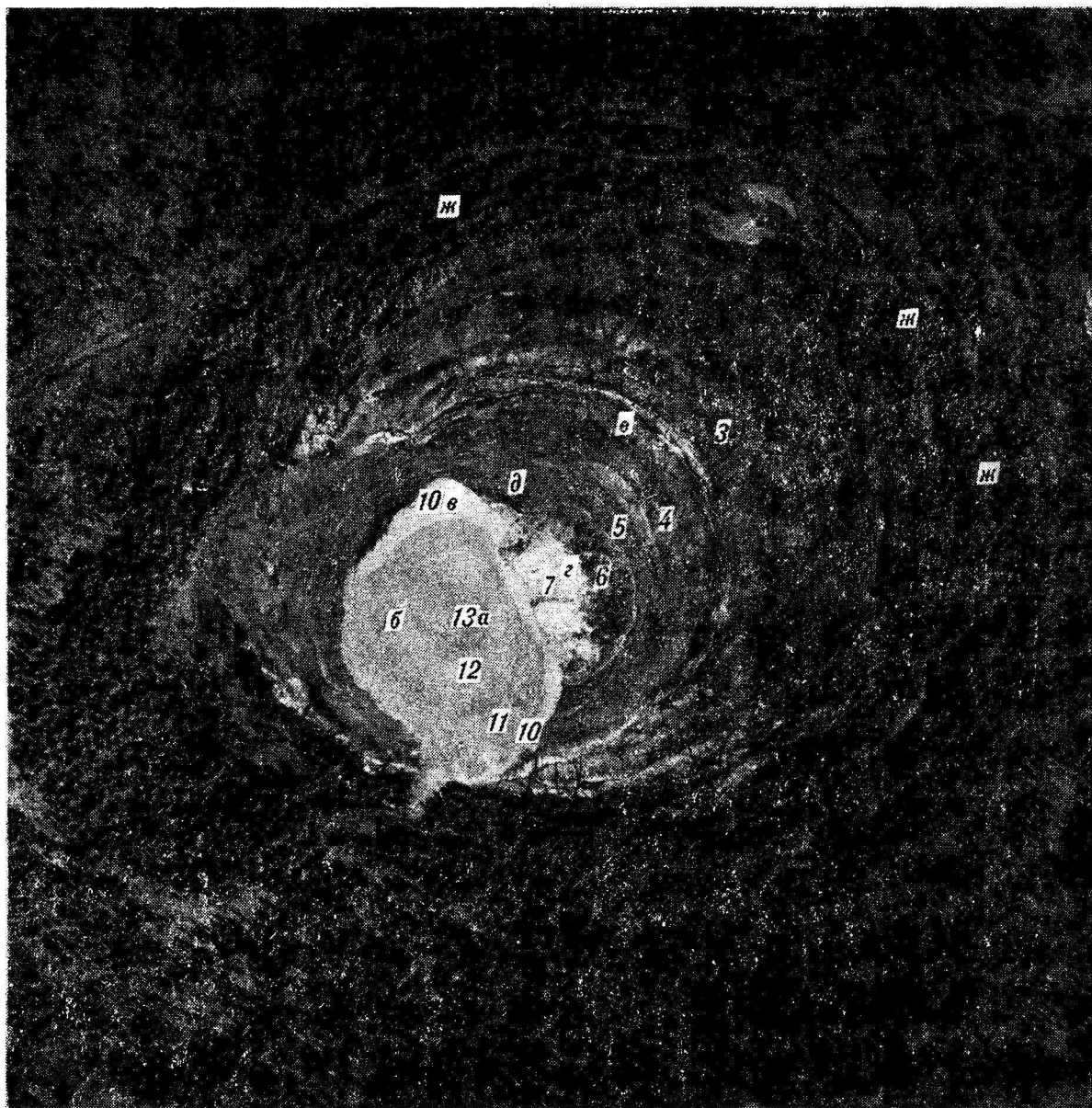


Рис. 3. Пугачевский грязевой вулкан. Плановый АФ м-ба 1:5000. Съемка 1967 г.

1—7 (жс — з) — различные генерации сопочной брекчии, сгравировавшиеся на АФ 1966 г. (см. рис. 2); 10—12 (в, б) — сопочная брекчия извержения 1967 г., перекрывающая сопочную брекчию 8 и 9, зафиксированную аэрофотосъемкой, выполненной в 1966 г.; 13 (а) — самая молодая сопочная брекчия жидкой консистенции, постоянно выделяющаяся из жерла вулкана.

ность ее сильно заболочена и покрыта лиственничным лесом. В пределах этой генерации сопочной брекчии на аэрофотоснимках почти не улавливается концентрический рисунок фотозображения.

Следующая, более молодая генерация сопочной брекчии (2), покрывающая большую часть поверхности вулкана, имеет достаточно четко выраженный концентрический рисунок фотозображения, который обусловлен особенностями расселения древесной растительности. Благодаря периодическому выбрасыванию сопоч-

ной брекчии во время извержения и растеканию ее в виде кругов возникли концентрические понижения между отдельными порциями выброшенного материала. Эти понижения обычно заполняются водой и заболачиваются. Древесная же растительность селится на повышенных участках. Сочетание заболоченных понижений и зарослей лиственничного леса и создает в целом характерный концентрический рисунок фотозображения.

Еще более молодая сопочная брекчия (3) четко выделяется на АФ благодаря концентри-



ческому рисунку и почти полному отсутствию древесной растительности. Концентрический рисунок здесь также обусловлен наличием понижений, возникших между периодическими выбросами сопочной брекчии. Понижения благодаря значительной увлажненности выглядят более темными по сравнению с высохшей сопочной брекчией, занимающей несколько более высокое гипсометрическое положение. Эта генерация сопочной брекчии уже начала покрываться кустарниковой и частично древесной растительностью.

Следующие, более молодые генерации сопочной брекчии отличаются полным отсутствием растительности. Возможно, что более ранние из них покрыты травянистой растительностью (4, 5 и, частично, 6) и поэтому изобразились темно-серым тоном. Самые поздние генерации (7—9) полностью лишены какой-либо растительности и различаются между собой по тону фотоизображения: начальная, благодаря высыханию сопочной брекчии, изображается светлым тоном (7), а конечная, продукт постоянного выделения (9), благодаря значительной увлажненности, изображается темно-серым тоном и образует в плане круг диаметром 50×50 м. Промежуточная сопочная брекчия (8) фиксируется на АФ в виде круга диаметром около 100 м, имеет серый тон и возникла, вероятно, в результате извержения 1961 г. По особенностям растекания сопочной брекчии (концентрические круги), хорошо отразившимся на АФ, можно определить, что она имеет жидкую консистенцию и состоит преимущественно из сопочного ила; обломки твердых пород (песчаников и других) имеют подчиненное значение.

Описанные выше закономерности фотоизображения Пугачевского грязевого вулкана сохраняются на всех АФ, полученных в разные годы и в разных масштабах (рис. 3, 4). Здесь только следует отметить, что на АФ мелкого масштаба (1:75 000) не выделяется столько разновозрастных генераций, как на снимках крупного масштаба. На мелкомасштабных снимках четко дешифрируются сопочная брекчия, поросшая древесной растительностью, покрытая травянистой и (частично) кустарниковой растительностью, и самая молодая сопочная брекчия, лишенная растительности. На всех АФ также четко изобразились апофизы основного жерла (побочные жерла) — Малый Северный (II) и Малый Южный (III) грязевые вулканы. Здесь также выделяются про-

дукты более древних извержений, поросшие древесной растительностью, образующие в плане круги диаметром около 150—200 м, и молодая сопочная брекчия (постоянные выделения) диаметром 10—20 м.

При сравнении АФ, полученных в 1966 (см. рис. 2) и 1967 гг. (см. рис. 3) после извержения 31 августа, видно, что излившаяся в процессе последнего извержения свежая сопочная брекчия жидкой консистенции, излившаяся на аэроснимках серыми тонами в связи со значительной увлажненностью, полностью перекрыла сопочную брекчию 1961 г. и частично — брекчию более древних извержений. В плане поле молодой сопочной брекчии образует неправильный овал, несколько вытянутый в юго-юго-восточном направлении. В этом же направлении возник небольшой поток сопочной брекчии.

На АФ, полученном 11 сентября 1967 г. (см. рис. 3), т. е. менее чем через месяц после извержения 1967 г., происходившего в два этапа, поле свежевыброшенной сопочной брекчии четко подразделяется на четыре зоны: внешнюю (10), среднюю (11) и эпицентральною (12), которые были выделены при посещении этого вулкана вскоре после его извержения [4]. Центральная зона (13) возникла уже после извержения в результате постоянного выделения жидкой сопочной гряды. Внешняя зона, сложенная сопочной брекчией с обломками преимущественно верхнемеловых пород размером 0,3—0,5 м, изобразилась на АФ светлым тоном, по периферии которого наблюдается зернистость. Она перекрывается сопочной брекчией второй стадии извержения, образующей среднюю зону, состоящую из обломков меньшего размера и отображенную на АФ серым тоном. Наконец, на аэроснимках четко изобразилась эпицентральная зона более темного серого тона с четко выраженным концентрическим рисунком фотоизображения, обусловленным наличием концентрических борозд, возникших при отжиме уже выброшенной сопочной брекчии поступающими из жерла новыми порциями [4]. Таким образом, АФ позволяют устанавливать даже отдельные стадии извержения грязевых вулканов.

В результате продолжающегося спокойного действия этого грязевого вулкана на последующих АФ (1969—1974 гг.) покров сопочной брекчии извержения 1967 г. (см. рис. 3, 4) оказался значительно перекрытым более молодой брекчией (13), образующей в плане поч-

Рис. 4. Пугачевские грязевые вулканы. Плановый АФ м-ба 1:10 000. Съемка 1974 г.

1—7 — генерации сопочной брекчии, отразившиеся на АФ 1966 г. (см. рис. 2); 10, 11 — сопочная брекчия извержения 1967 г., перекрывшая сопочную брекчию 8 и 9, зафиксированную на АФ 1966 г.; 13, 14 — самая молодая сопочная брекчия, возникшая в результате постоянного выделения сопочного ила после извержения 1967 г. и перекрывшая частично (10, 11) или полностью (12) брекчию 1967 г.

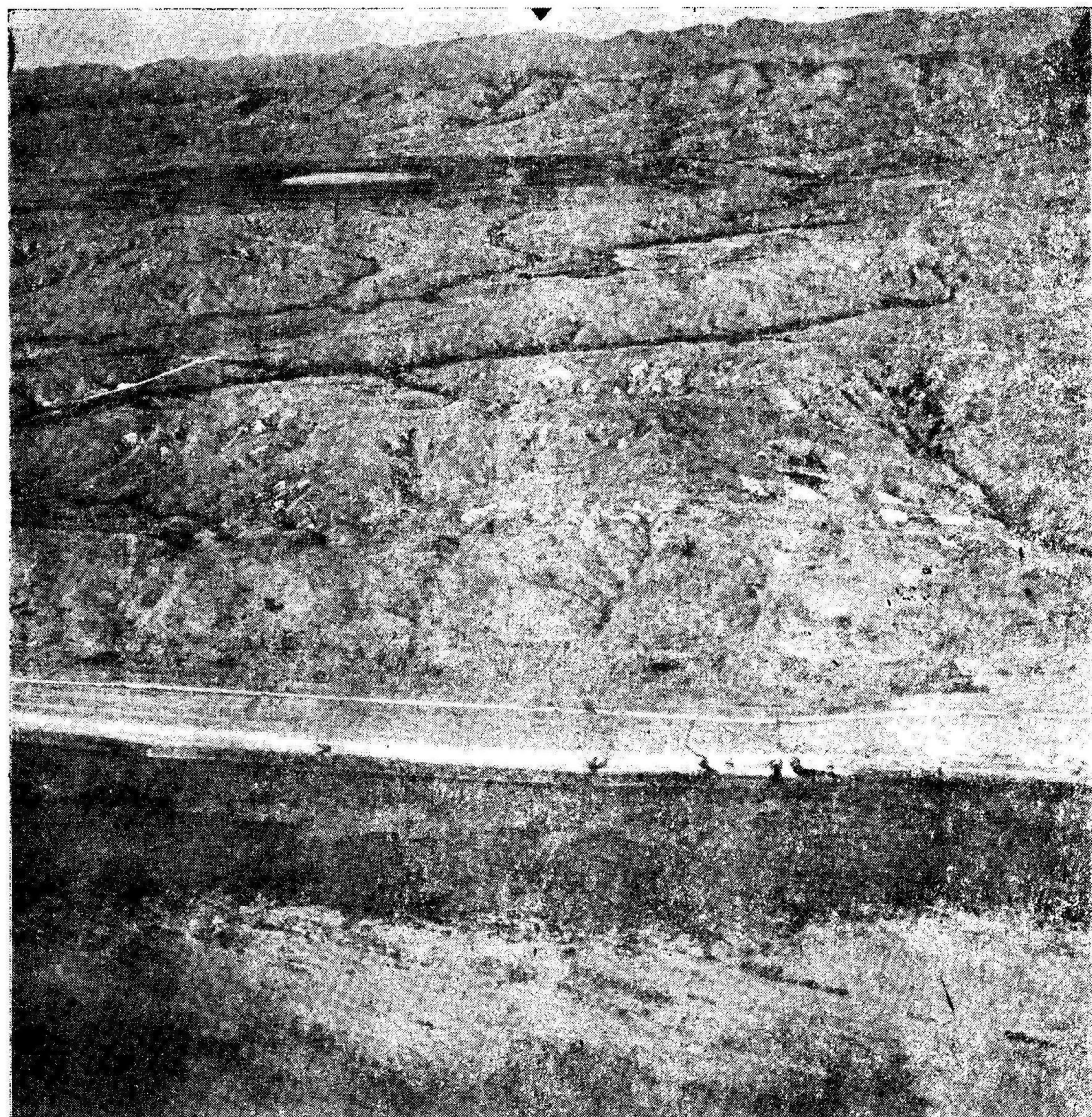


Рис. 5. Пугачевские грязевые вулканы. Перспективный АФ. Съемка 1967 г.

ти правильный круг ярко-белого цвета диаметром 130—140 м, в центре которого обычно наблюдается более темное пятно (14), соответствующее свежей сильно увлажненной брекчии, выделяющейся в момент съемки.

Кроме того, при сравнении АФ 1966, 1967 и 1974 гг. (см. рис. 2—4) видны изменения в характере зарастания травянистой растительностью. Так, на АФ 1966 г. видно, что поле одной из генераций сопочной брекчии (7) покрыто редкими куртинами травянистой растительности, изобразившимися черными пятнами и точками на общем белом фоне высохшей сопочной брекчии. На АФ 1967 г. это поле почти полностью заросло травянистой растительностью, в результате чего оно выглядит

темным тоном зернистой структуры, среди которого наблюдаются отдельные светлые пятна, соответствующие прогалинам высохшей сопочной брекчии.

Перспективная АФС дает общее представление о грязевых вулканах и позволяет определить положение их в ландшафте окружающей местности. Так, на рис. 5 отчетливо видно, что вулкан Пугачева вместе с вулканами Малый Северный и Малый Южный располагается в блюдцеобразном понижении, склоны которого прорезаны густой сетью ложков и оврагов. Сам вулкан имеет форму слабовыпуклого щита, в центре которого наблюдается поле молодой сопочной брекчии, изобразившейся на АФ белым пятном. Обширное поле древней

сопочной брекчии группы Пугачевских грязевых вулканов, имеющее в плане форму круга и занимающее днище блюдцеобразного понижения, хорошо опознается на перспективной АФ по темному тону изображения, соответствующему зарослям лиственничного леса, тогда как склоны окружающих горных возвышенностей, лишенные древесной растительности, изображаются светло-серым тоном. На перспективном АФ видно, что группу Пугачевских грязевых вулканов с востока, юга и юго-запада как бы полукольцом охватывает долина р. Вулканки, впадающей в залив Терпения Охотского моря.

Таким образом, АФС, тем более повторная,

позволяет получать существенную информацию о грязевулканических проявлениях: выявить морфологические особенности грязевых вулканов, распознать характер консистенции сопочной брекчии, установить ее разновозрастные генерации, выделить сопочную брекчию, выбросившую в разные стадии извержения, определить те изменения, которые произошли в результате извержений, и т. п. АФ дает объективное изображение грязевых вулканов в определенный период их существования и позволяет получать некоторые их морфометрические характеристики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1973.
2. Занюков В. Н., Мельников О. А., Федорченко В. И. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана.— Геол. и геофиз., 1982, № 2.
3. Сирьк И. М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор.— М.: Наука, 1968.
4. Сирьк И. М. Грязевые вулканы.— В кн.: Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин, геологическое описание. М.: Недра, 1970.
5. Сирьк И. М. Грязевые вулканы Южного Сахалина — вероятные спутники нефтяных и газовых месторождений.— Геол. и геофиз., 1962, № 7.
6. Сирьк И. М., Федорченко В. И. Извержение Пугачевского грязевого вулкана на Сахалине осенью 1961 г.— Тр. СахКНИИ СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1962, вып. 12.
7. Сметов Е. М. Грязевые вулканы острова Сахалин.— Изв. Всесоюз. географ. об-ва, 1947, т. 79, вып. 4.
8. Чернышевская З. А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина.— Сообщ. СахКНИИ АН СССР, 1958, вып. 6.
9. Шилов В. Н., Захарова М. А. и др. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 года.— Тр. СахКНИИ СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1961, вып. 10.

ИГО Аэрогеология
Ленинград

Поступила в редакцию
1 июля 1985 г.

УДК 549.27/272+552.321.6(571.6—18)

Г. Г. Дмитренко, А. Г. Мочалов, С. А. Паланджян, В. В. Акинин

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ КОРЯЖСКОГО НАГОРЬЯ

Изучен состав акцессорной платинометаллической минерализации в лерцолит-гарцбургитовом и дунит-гарцбургитовом массивах, представляющих собой крупные тектонические фрагменты ультрамафитовых комплексов позднеюрских — раннемеловых и палеозойских офиолитовых серий. Минералы платиновых элементов генетически связаны с образованием рассеянного (акцессорного) и густовкрапленного хромита в гарцбургитах, дунитах, жильных ортопироксенитах и такситовом (железистом) комплексе ультрамафитов. Главными в этой минерализации являются твердые растворы

систем Os—Ru—Ir, Ir—Os—Ru—Pt—Rh, Fe—Ni—Cu—Os—Ru—Ir, Pt—Fe—Cu—Ni, сульфиды и сульфидоарсениды платиновых металлов. Проведена статистическая оценка частот встречаемости этих минералов в отдельных массивах и комплексах пород. Намечена последовательность кристаллизации главных минералов. Рассмотрены основные особенности химического состава наиболее распространенных минеральных видов в зависимости от принадлежности содержащих их сегрегаций хромита к конкретной петрографической ассоциации.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ МАССИВОВ

Одним из узловых вопросов петрологии альпинотипных ультрамафитов является зависимость состава породообразующих и акцессорных минералов от физико-химических условий их образования и концентрации. Этим аспектам петрологии ультрамафитов посвящено большое количество литературы; исследователями убедительно показана связь между составами ультрамафитов, акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов, выявлены температурные режимы кристаллизации и преобразования парагенезисов, типоморфных для главных разновидностей пород этой формации. Значительно меньше данных по акцессорным минералам элементов платиновой группы, привлекающих в последние годы пристальное внимание минералогов и геохимиков [1, 3, 9, 15, 18, 19]. В пределах Северо-Востока СССР фазовый состав акцессорной платинометаллической минерализации ультрамафитов изучался долгое время по вторичным ореолам этих минералов в четвертичных отложениях [6, 7, 8, 12]. О связи минералов платиновых элементов с материнскими породами можно было судить лишь по минералам-включениям, среди которых чаще всего встречался хромшпинелид. Однако вопрос о характере распределения отдельных минеральных видов в сложно построенных массивах оставался открытым. Задача настоящей статьи — осветить особенности видового и химического составов этих минералов в коренных породах трех хромитоносных массивов зоны перехода от Северо-Востока Азии к Тихому океану. Она характеризуется широким развитием различных петрографических типов альпинотипных ультрамафитов.

Альпинотипные массивы Коряжского нагорья различаются количественным соотношением и петрохимическими особенностями главных петрографических фаций — гарцбургитов, лерцолитов, дунитов [11, 13]. Петрохимические данные позволяют подразделить их на несколько типов, каждый из которых характеризуется определенными особенностями геологического строения, состава минералов, микроструктуры пород, их геохимии, различной металлогенической специализацией [10]. Предметом настоящих исследований явились лерцолит-гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый типы массивов, заметно различающиеся по валовому содержанию пироксенов. Первый из них представлен ультрамафитами п-ова Елистратова (побережье Пенжинской губы Охотского моря), приуроченными к западному, Пенжинско-Пекульнейскому офиолитовому поясу, а второй — Красногорским и Чирнайским массивами, которые расположены в Майницкой тектонической зоне восточной части Коряжского нагорья [5, 14].

Красногорский массив в плане имеет форму клина, вытянутого в северо-восточном направлении, длиной 10, шириной до 3,5 км. Поперечным разломом он разбит на два тектонических блока, различающиеся по составу пород. Юго-западный, наиболее приподнятый, блок сложен однородными магнезиальными гарцбургитами, внутри которых расположены участки полосчатого чередования дунитов и гарцбургитов. Мощность отдельных полос варь-

пругет от первых сантиметров до нескольких метров. Среди гарцбургитов преобладают бедные энстатитом разности с $RO : SiO_2 > 1,7$. Ортопироксениты в пределах этого блока крайне редки и слагают согласные линзы в участках полосчатого чередования дунитов и гарцбургитов.

В строении северо-восточного блока главную роль играют магнезиальные дуниты ($f = 6 - 11^*$); гарцбургиты развиты фрагментарно в нижних частях разреза. Обширное поле дунитов включает многочисленные прожилково-шлировые обособления ортопироксенитов, а также небольшие согласные участки (полосы, линзы) полосчатого чередования дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов, отличающихся повышенной железистостью и широкими вариациями составов оливина, ортопироксена и хромшпинелида; эти обособления иногда содержат шпильры габбро-пегматитов. Наибольшее развитие железистого комплекса ультрамафитов характерно для северного края массива, где обнажены верхние структурные горизонты. Здесь развит комплекс пород такситового строения, представленный полосчато-шлировым чередованием высокожелезистых ($f = 13 - 26$) дунитов, пироксенитов (преимущественно ортопироксенитов, реже вебстеритов) и гарцбургитов с варьирующим содержанием пироксенов (в целом эти гарцбургиты обогащены пироксенами по сравнению с породами юго-западного блока). В пределах такситового комплекса встречаются шпильрообразные сегрегации плагиоклазовых лерцолитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-пегматитов. Породы такситового комплекса находятся в непосредственном контакте с магнезиальными дунитами и связаны с ними постепенными переходами.

Чирынайский массив представляет собой тектонический блок дугообразной конфигурации, ступенчато погружающийся к северу, длиной 17, шириной до 3 км. Массив сложен бедными пироксеном полосчатыми гарцбургитами, в которых имеются различные по размерам и конфигурации поля и линзы дунитов. В массиве развиты прожилки, шпильры и жилы ортопироксенитов, реже — вебстеритов и оливиновых клинопироксенитов. По составу эти породы аналогичны красногорским. В зоне перехода к полосчатым и массивным габбро-норитам развиты маломощные тела железистых ультрамафитов такситового комплекса; в отличие от Красногорского массива в их составе отсутствуют гарцбургиты и не установлены хромититы.

Массив п-ова Елистратова имеет зональное строение. Габбро-норитовое тело окаймлено с северо-запада и юго-востока ультрамафитами, протяженность выходов которых соответственно 13 и 7 км при ширине до 2 км. Преобладающей фациальной разновидностью ультрамафитов являются гарцбургиты, слагающие более 70% площади их выходов; заметную роль играют и лерцолиты, количество которых растет к северо-востоку. Перидотиты характеризуются неравномерным распределением пироксенов, величины $RO : SiO_2$ варьируют в пределах 1,5—1,9. В гарцбургитах присутствуют маломощные (от 0,1—0,2 до 2 м) тела дунитов, иногда распадающиеся на отдельные линзы. По величине железистости ($f = 8 - 11$) перидотиты и дуниты этого комплекса аналогичны магнезиальным породам Красногорского и Чирынайского массивов. В зоне перехода к габбро-норитам развиты железистые ($f = 12 - 23$) лерцолиты (иногда плагиоклазосодержащие), дуниты, вебстериты.

Таким образом, в составе изученных массивов можно выделить следующие серии пород: 1) дунит-гарцбургитовую, 2) лерцолит-гарцбургитовую, 3) дунитовую и 4) такситовую. В каждой из этих серий может присутствовать жильный комплекс пироксенитов. Магнезиальные гарцбургиты и дуниты серий 1, 2, 3 характеризуются бластическими микроструктурами, содержат высокомагнезиальный оливин (Fe_{91-93}) и энстатит (En_{91-93}), которые обладают хорошо выраженной предпочтительной ориентировкой. Породы такситового комплекса также деформированы, однако в них чаще сохраняются гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые структуры; составы оливина и пироксена варьируют в широких пределах (Fe_{79-88} и En_{81-90}), в переходных разностях пород развит также оливин Fe_{88-91} .

ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Оба типа массивов специализированы на хромитовое оруденение. Наиболее хромитоносными являются дунит-гарцбургитовые массивы. В них, помимо рассеянной вкрапленности (на уровне аксессуарной минерализации) во всех разностях ультрамафитов, хромитовые рудопроявления представлены полосчато-вкрапленными и шпильровыми (часто прожилково-шлировыми) сегрегациями. Полосчато-вкрапленные обособления мелко- и среднезернистого хромита локализованы преимущественно в крупных полях дунитов, реже в дунитовых линзах среди гарцбургитов. Форма сегрегаций прямолинейная, рудное вещество распределено относительно равномерно. В участках чередования полос дунитов и гарцбургитов линзы вкраплен-

* $f = \frac{100 \cdot \Sigma FeO}{\Sigma FeO + MgO}$, мол. %.

ного хромита располагаются согласно полосчатости и простиранию границ между породами. Мощность этих линз невелика: как правило, это первые сантиметры, реже дециметры; длина их может достигать нескольких метров. Шлировые сегрегации густовкрапленного и сплошного хромита развиты как среди дунитов, так и среди гарцбургитов. Размеры их варьируют в широких пределах — от первых сантиметров до 3—5 м; характерны крайне неравномерное распределение хромита, заметные вариации зернистости (с преобладанием крупно- и гигантозернистых разновидностей) и густоты вкрапленности. Другой особенностью шлировых сегрегаций является развитие в интерстициях, а также в виде включений в хромите обогащенных хромом силикатных минералов — хромдиоксида, хромового тремолита, хромового хлорита, серпентинита. При этом количество серпентина и хлорита не зависит от степени серпентинизации вмещающих пород.

К редкому типу руд относятся мелкошлировые сегрегации интерстициальных хромитов в ортопироксенитовых жилах среди магнезиальных дунитов Красногорского массива. Эти сидеронитовые руды являются единственным типом хромитового оруденения, сингенетичного жильной серии ультрамафитов; во всех остальных случаях пироксениты являются более поздними образованиями и представлены трещинными инъекциями в прожилково-шлировых сегрегациях хромита.

В такситовом комплексе ультрамафитов распространены прожилково-шлировые выделения сплошного или густовкрапленного хромита. Чаще всего это согласные прожилковидные сегрегации в дуните или на контакте дунита с пироксенитом. Как и вмещающие ультрамафиты, прожилки хромита усложнены переживаниями, в них широко развиты раздувы и разветвления.

В лерцолит-гарцбургитовом массиве п-ова Елистратова хромиты распространены значительно меньше. Это единичные шлировые скопления сплошного, реже густовкрапленного хромита. Иногда они постепенно переходят во вмещающие дуниты через зону полосчатовкрапленных руд, в которой количество и мощности параллельно расположенных цепочек зерен хромита быстро увеличиваются в направлении к внутренним частям рудных тел. В последних развиты интерстициальные выделения и включения хромового хлорита.

Химический состав аксессуарных (табл. 1) и рудообразующих (табл. 2) хромшпинелидов своеобразен в каждом массиве. Общие особенности их состава показаны на диаграммах $Cr-Al-Fe^{3+}$ (рис. 1) и $100 \cdot Cr/(Cr + Al) - 100 \cdot Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ (рис. 2). Средние составы и среднеквадратичные отклонения для построения доверительных интервалов рассчитывались исходя из средних оценок состава минерала в каждом образце.

Анализируя особенности состава хромшпинелидов, нельзя не заметить закономерных ва-

Таблица 1

Средние составы аксессуарных хромшпинелидов, мас. %

| Компонент | 1(14) | | 2(12) | | 3(15) | | 4(10) | | 5(10) | | 6(14) | | 7(17) | |
|--------------------------------|----------------|------|----------------|------|----------------|------|----------------|------|----------------|------|----------------|------|----------------|------|
| | \bar{x} (73) | s | \bar{x} (58) | s | \bar{x} (68) | s | \bar{x} (50) | s | \bar{x} (55) | s | \bar{x} (63) | s | \bar{x} (99) | s |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,21 | 0,11 | 0,32 | 0,17 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 6,41 | 2,09 | 10,53 | 3,96 | 10,12 | 2,70 | 15,24 | 5,35 | 9,48 | 5,09 | 16,84 | 2,95 | 25,97 | 6,50 |
| Cr ₂ O ₃ | 61,18 | 2,85 | 58,35 | 4,13 | 45,59 | 4,95 | 38,51 | 8,26 | 57,80 | 5,65 | 50,29 | 3,11 | 41,95 | 7,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,77 | 1,71 | 2,57 | 0,39 | 13,48 | 4,12 | 14,67 | 4,00 | 3,95 | 0,82 | 4,07 | 0,98 | 2,94 | 0,89 |
| FeO | 19,56 | 1,88 | 18,10 | 1,11 | 24,50 | 1,48 | 25,05 | 1,50 | 18,42 | 1,39 | 17,37 | 1,05 | 14,96 | 1,55 |
| MnO | 0,52 | 0,15 | 0,47 | 0,14 | 0,56 | 0,21 | 0,58 | 0,13 | 0,53 | 0,18 | 0,34 | 0,15 | 0,40 | 0,16 |
| NiO | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,10 | 0,06 | 0,17 | 0,13 | 0,09 | 0,04 | 0,14 | 0,09 | 0,19 | 0,19 |
| MgO | 8,42 | 1,35 | 9,84 | 1,06 | 5,46 | 1,08 | 5,61 | 1,23 | 9,42 | 1,24 | 11,04 | 0,95 | 13,47 | 1,61 |
| С у м м а | 100,02 | | 99,98 | | 100,02 | | 100,15 | | 99,75 | | 100,14 | | 99,94 | |
| Cr | 82,3 | 4,4 | 76,4 | 7,2 | 62,0 | 6,8 | 51,5 | 12,0 | 76,6 | 9,3 | 63,0 | 5,0 | 50,6 | 10,2 |
| Fe ³⁺ | 4,8 | 2,2 | 3,2 | 0,5 | 17,5 | 5,6 | 18,6 | 5,0 | 5,0 | 1,0 | 4,9 | 1,2 | 3,4 | 1,0 |
| Al | 12,8 | 3,9 | 20,3 | 6,9 | 20,5 | 5,1 | 30,0 | 9,7 | 18,5 | 9,4 | 32,1 | 5,1 | 46,1 | 9,8 |
| Cr' | 86,5 | 4,1 | 78,9 | 7,4 | 75,1 | 6,1 | 62,9 | 12,8 | 80,6 | 9,9 | 66,2 | 5,3 | 52,3 | 10,4 |
| f | 56,6 | 6,2 | 50,8 | 4,0 | 71,6 | 5,2 | 71,6 | 5,3 | 52,4 | 5,0 | 47,0 | 3,7 | 38,5 | 5,2 |

Примечание. 1—4 — Красногорский массив: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — дуниты такситового комплекса, 4 — гарцбургиты такситового комплекса (цифры в скобках — количество образцов); 5, 6 — Чирыйнайский массив: 5 — дуниты, 6 — гарцбургиты; 7 — гарцбургиты и лерцолиты Елистратовского массива. \bar{x} — среднее арифметическое, s — среднеквадратичное отклонение (цифры в скобках — число анализов). Анализы выполнены на микроанализаторе «Камебак», СВКНИИ.

Средние составы рудообразующих хромшпинелидов, мас. %

| Компонент | 1(36) | | 2(7) | | 3(6) | | 4(28) | | 5(5) | |
|--------------------------------|-----------------|------|----------------|------|----------------|------|-----------------|------|----------------|------|
| | \bar{x} (142) | s | \bar{x} (33) | s | \bar{x} (25) | s | \bar{x} (131) | s | \bar{x} (34) | s |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,07 | 0,54 | 0,33 | 0,17 | 0,08 | 0,11 | 0,05 | 0,10 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 6,70 | 2,18 | 9,96 | 3,94 | 6,29 | 1,18 | 9,95 | 4,30 | 13,65 | 6,18 |
| Cr ₂ O ₃ | 60,55 | 4,48 | 34,28 | 7,98 | 56,27 | 3,47 | 56,68 | 5,69 | 55,16 | 6,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,25 | 2,84 | 24,69 | 5,72 | 8,23 | 1,84 | 5,87 | 1,66 | 4,98 | 0,69 |
| FeO | 16,33 | 2,66 | 24,20 | 1,66 | 21,47 | 1,49 | 15,33 | 2,48 | 12,63 | 1,82 |
| MnO | 0,37 | 0,14 | 0,60 | 0,16 | 0,45 | 0,07 | 0,34 | 0,12 | 0,46 | 0,13 |
| NiO | 0,13 | 0,09 | 0,22 | 0,18 | 0,08 | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,15 | 0,11 |
| MgO | 10,73 | 1,68 | 5,36 | 1,10 | 7,23 | 0,88 | 11,65 | 1,74 | 13,74 | 1,80 |
| С у м м а | 100,15 | | 99,85 | | 100,19 | | 100,06 | | 99,97 | |
| Cr | 80,2 | 5,9 | 47,2 | 11,0 | 76,6 | 4,7 | 73,7 | 8,6 | 69,8 | 10,7 |
| Fe ³⁺ | 6,6 | 3,6 | 32,4 | 7,8 | 10,6 | 2,4 | 7,2 | 2,0 | 4,9 | 0,7 |
| Al | 13,2 | 4,1 | 20,3 | 7,7 | 12,8 | 2,4 | 19,1 | 7,8 | 25,3 | 10,3 |
| Cr' | 85,8 | 4,5 | 69,6 | 12,1 | 85,7 | 3,1 | 79,4 | 8,5 | 73,3 | 11,0 |
| f | 46,4 | 8,3 | 71,7 | 5,5 | 62,5 | 4,5 | 42,6 | 7,6 | 34,2 | 5,9 |

Примечание. 1—3 — Красногорский массив: 1 — магнезиальный дунит-гарцбургитовый комплекс, 2 — такситовый комплекс, 3 — жильные ортопироксениты среди магнезиальных дунитов (цифры в скобках — количество рудопроявлений); 4 — дуниты и гарцбургиты Чирынайского массива; 5 — дуниты Елистратовского массива.

риаций состава аксессуарной вкрашенности перидотитов — главной компоненты массива, которая определяет его петрохимический тип. На диаграмме рис. 2 фигуративные точки этих аксессуариев образуют единый ряд (тренд), хорошо аппроксимирующийся линейной зависимостью $y = 1,88x - 19,85$. Наиболее глиноземистые и богатые магнием хромшпинелиды характерны для лерцолит-гарцбургитовой серии Елистратовского массива. Такие же составы минерала характерны и для гарцбургитового массива горы Длинной (восточное побережье Пенжинской губы), который сложен преимущественно обогащенными пироксеном гарцбургитами. Наиболее хромистые и богатые закисным железом аксессуары характерны для массивов дунит-гарцбургитового типа — Красногорского и Чирынайского, при этом хромшпинелиды последнего занимают промежуточное положение и перекрывают составы аксессуариев как елистратовских, так и красногорских гарцбургитов. Этот эволюционный ряд аксессуарных хромшпинелидов отражает, по-видимому, генетическую взаимосвязь перидотитов отдельных разрозненных массивов, расстояние между которыми достигает 700 км. Такая связь подчеркивается и тем обстоятельством, что от Елистратовского к Чирынайскому и далее к Красногорскому массивам, параллельно росту хромистости шпинелей, увеличивается роль дунитов в строении ультрамафической ассоциации.

Аксессуарные хромшпинелиды дунитов Красногорского и Чирынайского массивов в рас-

сматриваемых координатах характеризуются более широким полем составов. Однако доверительные зоны, отражающие главную тенденцию вариаций составов, почти целиком располагаются в полосе, занятой точками аксессуариев гарцбургитов.

Диаграммы рис. 1, 2 показывают, что химический состав хромшпинелидов в магнезиальных дунитах в целом наследует особенности их состава в гарцбургитах; при этом аксессуары дунитов в среднем богаче хромом и закисным железом. В целом тренд вариаций составов аксессуарных хромшпинелидов магнезиального комплекса пород типичен для альпинотипных ультрамафитов [17].

Существенно отличаются по химическому составу хромшпинелиды такситового комплекса, наследующие повышенную железистость вмещающих пород. Важной особенностью химизма этих аксессуариев являются повышенное (по сравнению с магнезиальной серией) содержание окисного железа (см. табл. 1), высокая железистость и пониженная в целом хромистость. Некоторое увеличение доли окисного железа установлено и в аксессуарах магнезиальных дунитов, расположенных в непосредственной близости от образований такситового комплекса Красногорского массива. Направление вариаций составов хромшпинелидов такситового комплекса пород в координатах хромистость — железистость (см. рис. 2) отражает положение главной оси эллипса 3; оно противоположно тренду магнезиальных перидотитов и более характерно для хромшпинели-

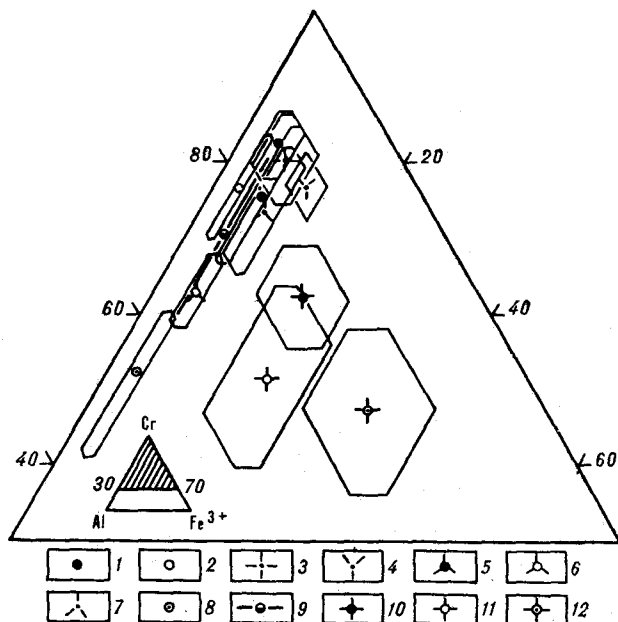


Рис. 1. Диаграмма Cr—Al—Fe³⁺ средних составов и доверительных полей хромшпинелидов различных массивов.

1 — акцессории в дунитах Красногорского массива; 2 — то же, в гарцбургитах; 3 — рудообразующие хромшпинелиды в магнезиальном дунит-гарцбургитовом комплексе Красногорского массива; 4 — то же, в ортопироксенитах среди магнезиальных дунитов; 5 — акцессории в дунитах Чирьнайского массива; 6 — то же, в гарцбургитах; 7 — рудообразующие хромшпинелиды Чирьнайского массива; 8 — акцессории лерцолитов и гарцбургитов Елистратовского массива; 9 — рудообразующие хромшпинелиды того же массива; 10 — акцессории в железистых дунитах Красногорского массива; 11 — то же, в железистых гарцбургитах; 12 — рудообразующие хромшпинелиды железистого комплекса.

дов магматических серий расслоенных плутонов [2].

Хромшпинелиды рудных сегрегаций отличаются по составу от акцессорной вкрапленности более широкими вариациями содержания магнхромитового минала и окисного железа. Заметное обогащение окисным железом характерно для сегрегаций хромита (в магнезиальных дунитах), расположенных вблизи такситового комплекса пород, в котором рудные хромшпинелиды содержат наибольшие концентрации железа. Дисперсии составов рудных сегрегаций превышают таковые для акцессориев. Тем не менее положение доверительных областей на соответствующих диаграммах показывает, что рудные сегрегации хромита в целом наследуют направления изменения составов акцессориев дунитов и гарцбургитов, обладая вместе с тем и некоторой автономностью. Обращает на себя внимание промежуточный состав сидеронитовых руд жильных ортопироксенитов, связывающий высокохромистые руды магнезиального комплекса с высокожелезистыми рудами Красногорского массива.

Минералы платиновых элементов относятся к числу наиболее редких акцессориев в изученных нами массивах. Для извлечения их из коренных пород использована стандартная схема механической обработки проб применительно к породам ультраосновного состава [4]. Всего было изучено около ста протолочных проб, большая часть из которых приходится на рудные сегрегации густовкрапленного и сплошного хромита — главного концентратора элементов платиновой группы. Помимо этого материала были использованы полированные шлифы. Кристалломорфологические особенности минералов изучались визуально под биноклем и в отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа «Камебакс». Химический состав платиновых минералов определялся в цементно-полированных шлифах на том же микроанализаторе. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток образца 20—30 мА, диаметр зонда 1—2 мкм; этало-

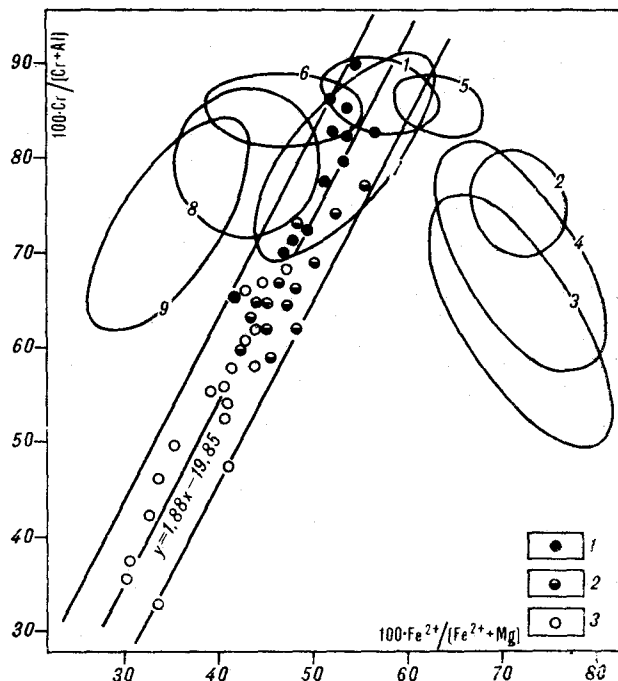


Рис. 2. Положение доверительных эллипсоид состава хромшпинелидов в координатах хромистость — железистость относительно акцессорной вкрапленности в магнезиальных перидотитах Красногорского (1), Чирьнайского (2) и Елистратовского (3) массивов.

Эллипсоиды состава: 1 — акцессорная вкрапленность в дунитах Красногорского массива; 2 — акцессории в железистых дунитах того же массива; 3 — то же, в железистых гарцбургитах; 4 — рудообразующие хромшпинелиды железистого комплекса; 5 — то же, в ортопироксенитах среди магнезиальных дунитов; 6 — то же, в магнезиальном дунит-гарцбургитовом комплексе; 7 — акцессории в дунитах Чирьнайского массива; 8 — рудообразующие хромшпинелиды того же массива; 9 — рудообразующие хромшпинелиды Елистратовского массива.

ны — чистые Pt, Ir, Os, Ru, Rh, Pd, Fe, Ni, Cu, а также PbS (на S) и FeAsS (на As); аналитические линии для платиновых элементов (кроме Pd) — $L_{\alpha 1}$, для Pd — L_{β} , для Os в присутствии Cu — $M_{\alpha 1}$, для остальных элементов — $K_{\alpha 1}$; для Cu в присутствии Ir, а для Rh в присутствии Ru учитывались соответствующие наложения аналитических линий; пересчет относительных интенсивностей на концентрации осуществлялся по стандартной программе ZAF на РДР 11/03. Всего было выполнено 665 полных микрозондовых анализов минералов платиновых элементов и 30 анализов сопутствующих им самородных металлов и сульфидов. Визуальная диагностика минералов контролировалась качественным анализом на том же микроанализаторе.

В процессе выполнения настоящей работы выявлена главная особенность акцессорной платинометаллической минерализации — тесная парагенетическая связь большинства минералов платиновых элементов с окиснорудной составляющей ультрамафитов — хромшпинелидом. Практически все опробованные рудопроявления трех массивов содержат акцессорную вкрапленность этих минералов в виде мелких отдельных зерен, а также моно- и полиминеральных сростаний нескольких индивидов. Общее количество зерен платиновых минералов в удельном объеме хромитового концентрата различных сегрегаций колеблется в широких пределах — от единичных знаков до нескольких сотен зерен. Размер их варьирует от первых микрон до 0,2 мм, основная размерность минералов приходится на фракцию 10—50 мкм. Такие же выделения встречаются и в отдельных кристаллах акцессорного хромшпинелида. Большая часть зерен представлена идиоморфными, хорошо образованными кристаллами кубического и гексагонального габитуса. Вместе с тем нередки и ксеноморфные выделения, выполняющие интерстиции и тонкие трещины в сплошной массе хромита.

Фазовый состав платинометаллической минерализации в рудных сегрегациях хромита характеризуется широким разнообразием минеральных видов и различным количественным соотношением последних в отдельных рудопроявлениях. Наряду с этим намечаются некоторые общие черты минеральных ассоциаций различных рудопроявлений в зависимости от ведущей петрографической фации, комплекса пород и всего массива в целом (табл. 3). Такая же неоднородность фазового состава характерна и для ряда других акцессорных минералов: аварунита (наиболее распространенного акцессория), самородных железа, меди и цинка, соединений меди и цинка, меди и никеля, свинца и олова. Минералам самородных элементов сопутствует ряд сульфидов и сульфо-

арсенидов: пентландит, пирротин, хизлевудит, миллерит, фаза $(Ni, Fe, Cu)_2S$, фаза $(Fe, Ni, Cu)_4S_3$, галенит, арсенопирит, орегонит*. Некоторые из них, чаще всего аварунит и железоникелевые сульфиды, содержат незначительные примеси платиновых элементов, главным образом платины и иридия, в меньшей мере родия, палладия и рутения.

Наблюдаемые в хромитовых рудах соотношения минералов платиновых элементов отражают в целом характерную для альпинотипных ультрамафитов геохимическую специализацию пород на рутений, осмий и иридий [3]. Эти элементы являются типоморфными как для Елистратовского лерцолит-гарцбургитового массива, так и для крупных фрагментов бедных энстатитом гарцбургитов Красногорского и Чирынайского массивов. Вместе с тем минеральная форма проявлений указанных элементов различна в каждом массиве. Так, в хромититах Елистратовского массива преимущественно распространены сульфиды, в Красногорском, помимо сульфидов, — гексагональные твердые растворы Os, Ir и Ru и кубические твердые растворы Ir, Os, Pt, Ru и Rh, а в Чирынайском массиве — соединения этих элементов с железом. Собственно платиновые минералы (сперрилит, изо- и тетраферроплатина и др.) для гарцбургитовых серий не характерны и если встречаются здесь, то чаще всего в виде ксеноморфных краевых сростаний с рутениридосмином, кубическими твердыми растворами системы Ir—Os—Ru—Pt—Rh и сульфидами редких платиноидов. Значительные же количества зерен этих минералов появляются в хромитовых сегрегациях из крупных полей дунитов, жильных ортопироксенитов и такситового комплекса пород. Здесь, в отличие от гарцбургитовой серии, собственно платиновые минералы встречаются в виде хорошо образованных кристаллов кубического габитуса — комбинации куба, октаэдра, реже ромбододекаэдра. При этом нередки случаи, когда кубические кристаллы изоферроплатины заключены в псевдооктаэдрические образования хромсодержащего серпентина, который выполняет отрицательные формы внутри зерен хромита.

Наличие в шпихрах хромита широкого спектра минералов платиновых элементов, различные формы их выделений и особенности структурных взаимоотношений в многофазных сростаниях свидетельствуют о длительной эволюции рудных сегрегаций и некоторой автономности режима их кристаллизации в каждом участке массива. Первыми в рудной среде кристаллизуются минералы рутения, осмия и иридия, отдельные зерна которых всегда име-

* Эти минералы определены по химическому составу без рентгенометрических подтверждений.

Распространенность аксессуарных минералов платиновых элементов в хромитовых сегрегациях различных массивов (в отн. %)

| Минеральная группа, минерал | Химическая формула | Платиновые массивы | | Чирчанский массив | | Гарибур-Гиты | | Дуниты | | Ортопироксены | | Таксито-вые комплексы | |
|-------------------------------------|--|--------------------|--------|-------------------|--------|--------------|--------|--------|--------|---------------|--------|-----------------------|--------|
| | | Х(42) | Х(169) | Х(169) | Х(169) | Х(99) | Х(144) | Х(98) | Х(115) | Х(98) | Х(115) | Х(98) | Х(115) |
| | | г | г | г | г | г | г | г | г | г | г | г | г |
| Т. р. системы Os—Ir—Ru | (Os, Ir) | Н. о. | 17,1 | 11,0 | 25,0 | 9,4 | 16,1 | 14,4 | 1,7 | 1,4 | Е. з. | Е. з. | Е. з. |
| Иридосмин | (Os, Ir, Ru)—(Ru, Ir, Os) | » | 3,7 | 3,4 | 2,0 | 2,6 | 8,2 | 12,2 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Рутениридосмин | Ru | » | 7,3 | 14,0 | 23,0 | 11,8 | 8,1 | 11,2 | 1,7 | 1,4 | Е. з. | Е. з. | Е. з. |
| Рутений самородный | (Ru, Pt) | » | » | » | Н. о. | » | Е. з. | Е. з. | Н. о. | Н. о. | » | » | Н. о. |
| Т. р. системы Ir—Os—Ru—Pt—Rh | (Ir, Os)—(Ir, Os, Pt) | » | 2,7 | 2,2 | 7,3 | 8,6 | 7,9 | 10,6 | 26,0 | 14,6 | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Осмирид | (Ir, Os, Ru, Rh, Pt)—(Ir, Pt, Ru, Os)—(Ir, Ru, Pt) | » | 2,7 | 2,2 | 4,0 | 0,9 | 7,9 | 10,6 | 5,0 | 5,5 | » | » | » |
| Т. п. Ir, Os, Ru, Pt, Rh | (Ir, Os, Rh)—(Ir, Rh) | » | » | » | Н. о. | » | » | » | 21,0 | 18,9 | » | » | » |
| Т. р. системы Fe—Ni—Cu—Os—Ru—Ir—Rh | (Fe, Os)—(Fe, Os, Ru) | 5 | 78,7 | 20,6 | Н. о. | 7,7 | 1,5 | 3,1 | Н. о. | Н. о. | » | » | » |
| Т. п. Fe, Os, Ru, Ni, Cu | (Fe, Ru, Os)—(Fe, Ru) | Н. о. | 14,4 | 28,0 | Е. з. | Е. з. | Е. з. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | » | » | » |
| Т. п. Fe, Ru, Os, Ni, Cu | (Cu, Ru)—(Cu, Ru, Ir)—(Fe, Ni, Ru)—(Fe, Ru, Cu) | 5 | 55,0 | 24,2 | Н. о. | » | » | » | 3,0 | 2,6 | » | » | » |
| Т. п. Cu, Ru, Pt, Ir | s-(Fe, Ir) γ-(Fe, Ir) | » | » | » | Н. о. | » | » | » | Е. з. | Е. з. | » | » | » |
| Т. п. Fe, Ir | (Fe, Rh, Ir)—(Fe, Ir, Rh) | » | 9,2 | 8,8 | Н. о. | » | » | » | Н. о. | Н. о. | » | » | » |
| Т. п. Fe, Rh, Ir | (Ni, Fe, Ir)—(Fe, Ir, Ni) | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Т. п. Ni, Fe, Ir | (Cu, Ir, Fe, Pt)—(Cu, Ir, Fe)—(Fe, Ir, Cu) | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Т. п. Cu, Ir, Fe, Pt | Pt ₃ Fe | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Т. р. системы Pt—Fe—Cu—Ni | (Pt, Pd) ₂ Fe | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Изоферроплатина | PtFe—Pt(Fe, Cu, Ni)—Pt(Fe, Ni, Cu) | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Палладистая изоферроплатина | Pt ₂ NiFe | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Тетраферроплатина | Pt ₃ CuFe—Pt ₂ Cu(Fe, Ni) | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Ферропникельплатина | (Pt, Pd) ₂ FeCu | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Туламинит | Pt(Cu, Fe) | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Палладиевый туламинит | PtCu ₂ —Pt(Cu, Ni, Fe) ₃ | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Хонгшиит | Ni ₃ Fe c Ru, Ir, Pt, Rh | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Фаза Pt(Cu, Ni, Fe) ₃ | OsS ₂ | 85 | 2,1 | 3,9 | Е. з. | » | Е. з. | 1,9 | 2,0 | 1,9 | » | » | » |
| Аваруит | (Ru, Os)S ₂ | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Сульфиды | RuS ₂ | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Эриксманит | IrAsS—(Ir, Rh)AsS—(Ir, Rh, Pt)AsS | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Лауригит-эриксманит | RhAsS—(Rh, Ir)AsS | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Лауригит | (Pt, Ru)AsS | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Фаза Ir ₂ S ₃ | (Pt, Rh)AsS | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Сульфосарсениды | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Ирарсит | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Холлингворгит | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Платарсит-руарсит | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Платарсит-холлингворгит | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Арсениды | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Фаза Rh ₂ As | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Фаза RhNiAs | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Фаза RhPdAs | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Сперрилит | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Мертилит I—Мертилит II | PtAs ₂ | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| | (Pd, Cu) ₈ Sb ₃ —(Pd, Cu) _{5+x} (Sb, As) _{2-x} | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |

Примечание. Т. р. — твердые растворы, Э. — среднее арифметическое, г — стехиометрическое, с — среднее квадратичное отклонение; в скобках — число полных количественных микрозондовых анализов (микроанализатор «Камбекс», СВКНИИ); Н. о. — не обнаружено, Е. з. — единичные заны. В химических формулах указаны элементы с содержанием более 10 ат. %.

ют совершенную кристаллографическую огранку, а в случае тесного срастания нескольких индивидов — гипидиоморфно-зернистую микроструктуру всего микроагрегата в целом. Количественные соотношения самородных и сульфидных форм выделений у этих минералов индивидуальны в каждом шпуре хромита. Таким образом, фазовый состав наиболее ранних продуктов кристаллизации определяется микросредой конкретных сегрегаций. — значительным преобладанием редких платиноидов и широким диапазоном режима серы.

К более поздним образованиям относятся собственно платиновые минералы, главной среди которых является изоферроплатина. В ассоциации с твердыми растворами рутения, осмия и иридия, а также сульфидами этих металлов изоферроплатина всегда ксеноморфна. Период ее кристаллизации наиболее продолжителен и начинается, по-видимому, с начала консолидации основной массы хромита. Некоторая часть изоферроплатины кристаллизуется позже хромшпинелида, используя для этого микрополости, трещины и газожидкие включения внутри раскристаллизованного уже рудного вещества. Последними образуются тетраферроплатина, туламинит, мертиит I, мертиит II и другие менее распространенные минералы.

Основные особенности химического состава наиболее распространенных минералов платиновых элементов изображены на тройных диаграммах (рис. 3—5). Первое, на что следует обратить внимание, это широкие вариации составов большинства минеральных видов по содержанию главных минералообразующих элементов. Наиболее емкими по составу оказываются гексагональные твердые растворы осмия, рутения и иридия (см. рис. 3), попадающие, согласно принятой номенклатуре [16], преимущественно в область рутениридосмина и иридоосмина. Отдельные индивиды приближаются к составам самородного рутения, иридистого рутения и рутенистого осмия. Среди примесей в этих минералах чаще всего присутствуют платина (до 5,7 вес.%) и родий (до 2,9 вес.%). Аномально высокие концентрации родия (от 9,4 до 12,1 вес.%) установлены в некоторых рутениридосминах Красногорского массива.

Не менее разнообразны составы кубических твердых растворов (см. рис. 3). Практически все они содержат значительные примеси платины и родия, образуя ряды многокомпонентных твердых растворов (см. табл. 3). Этим объясняется то обстоятельство, что фигуративные точки наиболее осмиевых и рутениевых твердых растворов оказываются в области разрыва смешимости между кубическими и гексагональными фазами. Примечательна следующая особенность этих минералов: в гарцбург-

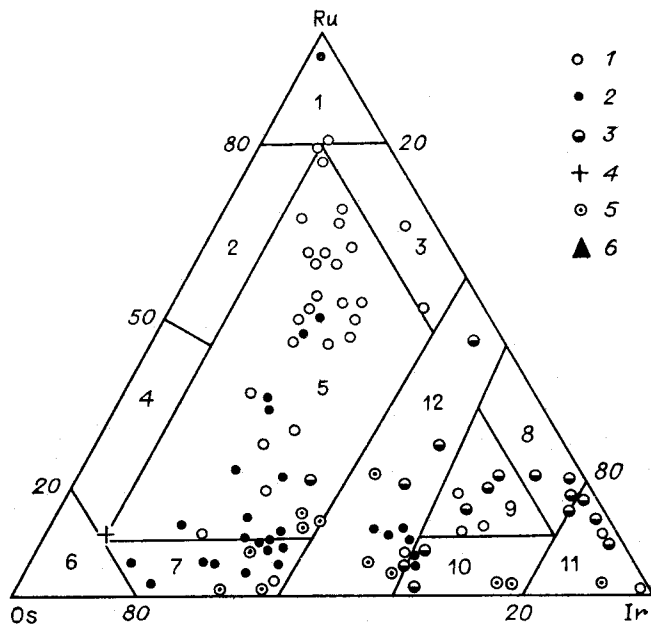


Рис. 3. Диаграмма соотношений главных элементов в гексагональных и кубических твердых растворах осмия, рутения, иридия, платины и родия из хромитовых сегрегаций различных массивов (ат. %).

Здесь и на рис. 4, 5: Красногорский массив: 1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — ортопироксениты; 4 — тацитовый (железистый) комплекс; 5 — Чирыйнаиский, 6 — Елистратовский массивы. Номенклатура по [16]: 1 — самородный рутений; 2 — осмистый рутений; 3 — иридистый рутений; 4 — рутенистый осмий; 5 — рутениридосмин; 6 — самородный осмий; 7 — иридоосмин; 8 — рутенистый иридий; 9 — рутенидоосмирид; 10 — осмирид; 11 — самородный иридий; 12 — область разрыва смешимости между гексагональными (1—7) и кубическими (8—11) твердыми растворами.

гитовых фациях они содержат значительные количества родия ($10,6 \pm 6,6$ вес.%) при умеренных содержаниях платины ($5,4 \pm 3,7$ вес.%), а в дунитах обычны обратные соотношения — значительное преобладание платины ($9,8 \pm 3,5$ вес.%) над родием ($2,6 \pm 1,5$ вес.%). Обе разновидности минералов встречаются как в виде самостоятельных выделений, так и в виде включений в изоферроплатине.

В хромитовых обособлениях, связанных с жильными ортопироксенитами Красногорского массива, обнаружены кубические твердые растворы осмия, рутения и иридия с постоянной примесью родия (до 7,8 вес.%) и высоким содержанием платины (от 9,9 до 28,3 вес.%). Морфология их выделений различна — от индивидуальных кристаллов кубического облика до двух- и трехфазных срастаний с изоферроплатиной и лауритом, в редких случаях — с рутениридосмином.

Сульфиды лаурит-эрликманитового ряда показаны вместе с ирраситами на рис. 4. Большинство фигуративных точек сульфидов сгруппировано в области лаурита — самого распространенного сульфида. В магнезиальном комплексе пород Красногорского и Чирыйнаиского

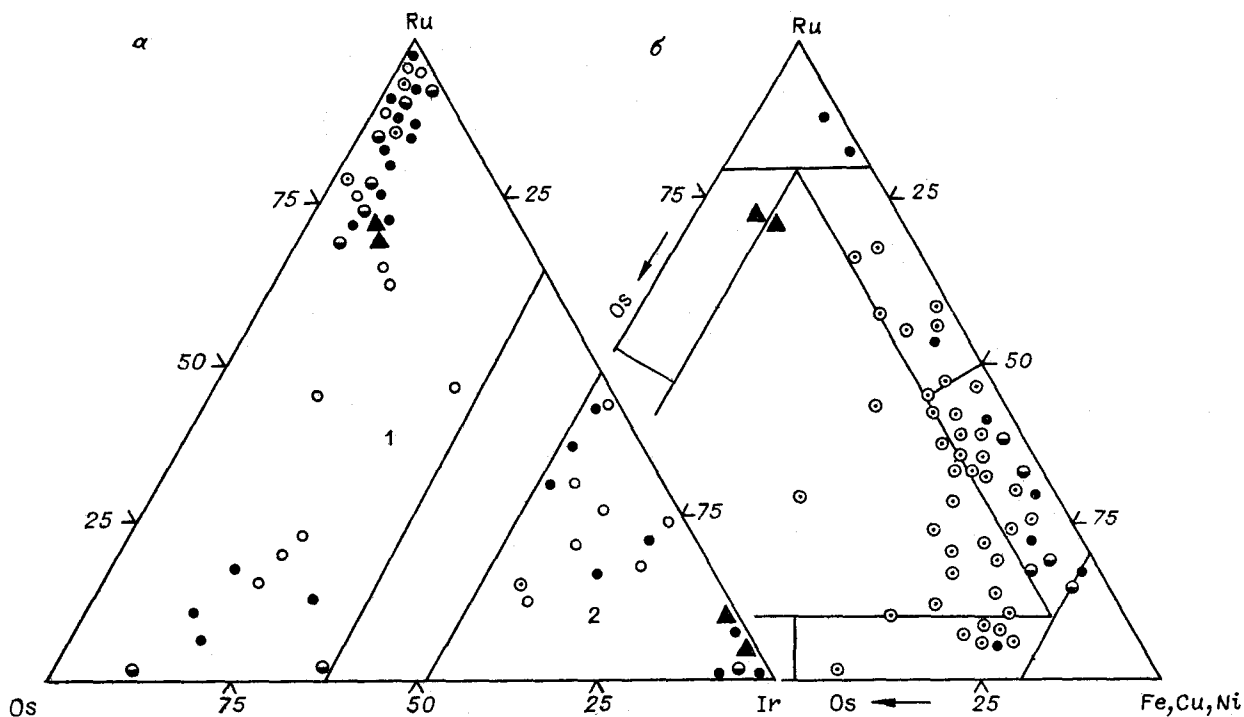


Рис. 4. Диаграммы соотношений главных элементов: а — в минералах ряда лаурит — эрликманит (поле 1) и пиррсите (поле 2), б — в твердых растворах железа, меди, никеля, рутения и осмия (ат. %). Усл. обозн. см. на рис. 3.

массивов эти минералы имеют наибольшие вариации составов по осмию и иридию. Что касается Елистратовского массива, то выдержанность состава сульфидной фазы в двух пространственно разобщенных сегрегациях хромита указывает на относительно стабильные условия рудообразования в отношении серы.

В составе пиррситов, помимо осмия и рутения, в переменных количествах присутствует родий — намечается практически полный переход к холлингвортиту. Отдельные индивиды сульфоарсенидов содержат значительные примеси платины (от 2,0 до 18,8 вес. %). Среди иридиевых сульфидов встречена новая фаза состава Ir_2S_3 , с небольшой (до 2,1 вес. %) примесью родия.

К числу неизвестных ранее минералов платиновых элементов относятся гексагональные твердые растворы рутения, осмия и иридия с железом, медью и никелем. Наибольшее распространение они получили в хромитовых сегрегациях Чырынайского массива (см. табл. 3). Главным в этой ассоциации является твердый раствор железа с рутением, в составе которого отмечаются (в переменных количествах) осмий, иридий, родий, медь и никель. С ним в виде сростаний или отдельных выделений встречаются железоосмиевые и железоиридиевые (иногда с высоким содержанием родия) твердые растворы, реже встречаются подобные соединения на основе никеля (главным образом в виде включений в аварите) и меди.

Составы этих минералов варьируют в широких пределах по содержанию как платиновых элементов, так и элементов группы железа (см. рис. 4, б). Характерными особенностями этих минералов являются: микроагрегатное строение отдельных хорошо ограненных зерен кубического облика, наличие в них внутренних трещин «усыхания» и значительный дефицит суммы компонентов. Последнее обстоятельство обусловлено тончайшей микропористостью зерен, которую удается выявить с помощью электронного микроскопа. Микропоры и трещины часто заполнены тонкодисперсным силикатным и сульфидным материалом, в результате чего в составе минералов фиксируются нередко незначительные примеси Mg, Si, Al, Cr, S, As, Cl. Кроме самостоятельных выделений и сростаний между собой эти минералы встречаются иногда в ассоциации с иридоосмином, рутениридоосмином, осмиридом и лауритом.

Твердые растворы платины, железа, меди и никеля характерны для хромитовых сегрегаций, связанных с крупными полями дунитов и образованиями такситового комплекса (см. табл. 3). В отличие от рассмотренных выше минералов их составы более однообразны по соотношению главных минералообразующих элементов — платины и железа (см. рис. 5). Некоторые вариации обусловлены различным содержанием в них элементов-примесей, главным образом платиновых. Наиболее распрост-

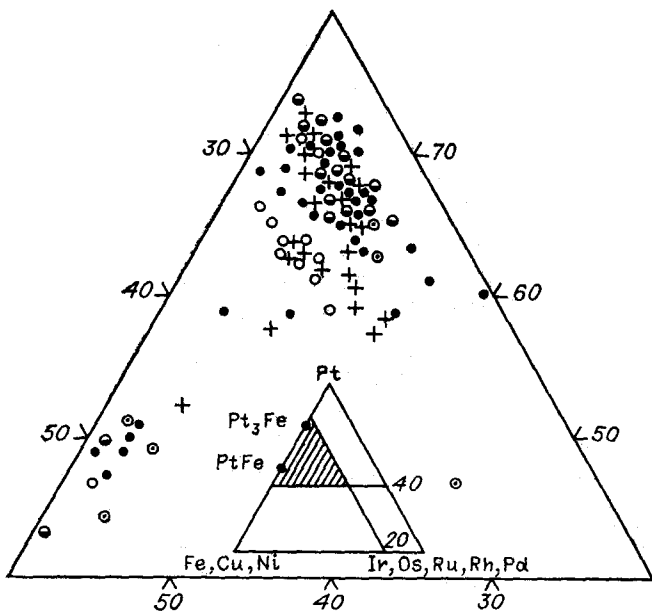


Рис. 5. Диаграмма соотношений главных и второстепенных элементов в кубических и тетрагональных твердых растворах платины, железа, меди и никеля (ат. %). Усл. обозн. см. на рис. 3.

раненным минералом этой системы в изученных массивах является изоферроплатина. Состав ее в магнезиальных дунитах и такситовом комплексе пород практически одинаков, в гарцбургитовых сериях чаще встречаются разновидности с несколько повышенным (критическим для кубического мотива) содержанием железа.

Примечательно соотношение элементов-примесей в изоферроплатине из магнезиальных дунитов и такситового комплекса пород: модальные содержания всех платиноидов, за исключением палладия, практически совпадают, а дисперсии различны. Так, в изоферроплатине из магнезиальных дунитов Красногорского массива модальные концентрации и пределы вариаций составляют (по 106 анализам), вес. %: Ir — 0,5 (0,0—7,9), Os — 0,1 (0,0—6,0), Ru — 0,3 (0,0—6,0), Rh — 3,0 (0,0—7,9), Pd — 0,8 (0,0—4,5), а в такситовом комплексе (по 85 анализам): Ir — 0,4 (0,0—2,9), Os — 0,01 (0,0—1,3), Ru — 0,1 (0,0—3,1), Rh — 2,5 (0,0—5,5), Pd — 2,0 (0,0—13,9). Из приведенных соотношений видно, что в магнезиальных дунитах встречаются более емкие составы этого минерала в отношении иридия, осмия, рутения и родия, тогда как в такситовом комплексе нередко богаты палладием разновидностями.

Вторым по распространенности минералом этой системы является тетраферроплатина с различной степенью изоморфизма платины на палладий и железа на никель и медь, вплоть до хонгшиита, туламинита, феррони-

кельплатины и палладиевого туламинита. При этом никелистые разновидности твердых растворов встречаются преимущественно в пределах магнезиального комплекса пород, а богатые палладием составы — в такситовой серии. К этой же системе твердых растворов следует отнести единичные выделения $Pt_{1-x}(Cu, Ni, Fe)_{3+x}$, $PtCu_3$ и $PtCu_4$, найденные в сростаниях с туламинитом, лауритом и ирарситом.

В Красногорском массиве (дополнительно к рассмотренной выше ассоциации минералов) присутствует ряд второстепенных и редких арсенидов и сульфидов платины, родия и палладия (см. табл. 3). Минералы родия — холлингвортит и новые фазы Rh_2As и $RhNiAs$ — встречены в ассоциации с иридиевыми твердыми растворами и сульфидами. Новая фаза $RhPdAs$ обнаружена в виде включения в изоферроплатине. Наиболее распространенный среди арсенидов сперрилит образует отдельные кристаллы октаэдрического облика или ксеноморфные краевые сростания с изоферроплатиной и лауритом. Присутствует он практически во всех комплексах пород, однако более всего характерен для такситовой серии. В виде краевых сростаний со сперрилитом и изоферроплатиной обнаружены арсенидоспириты палладия, рассчитывающиеся на состав мертиита I и мертиита II. Часть палладия в этих соединениях изоморфно замещается медью, содержание которой варьирует (по 12 анализам) от 3,5 до 15,9 вес. %. Из других элементов-примесей установлены висмут, теллур, олово.

ВЫВОДЫ

1. Наличие закономерного тренда в широком диапазоне составов аксессуарных хромшпинелидов перидотитов отражает генетическую общность лерцолит-гарцбургитовых и дунит-гарцбургитовых серий альпинотипных ультрамафитов, которые можно рассматривать в качестве своеобразных петрографических фаций, характеризующих различные стадии одного петрогенетического процесса — образования комплекса метаморфических ультрамафитов в основании офиолитовых серий.

2. Сингенетичные аксессуарной вкрапленности рудные сегрегации хромита связаны с появлением среди перидотитов однородных участков дунита. Оптимальные условия для наиболее полного отделения рудного вещества (хромшпинелида) от силикатной матрицы и концентрации его в отдельные сегрегации достигаются при образовании дунит-гарцбургитовых серий.

3. В рассмотренных массивах альпинотипных ультрамафитов аксессуарная платиноме-

тальная минерализация генетически связана с образованием рассеянного (акцессорного) и густовкрапленного хромита. Широкое разнообразие в ней минеральных видов и соотношений, различные количественные соотношения последних в отдельных массивах, комплексах пород и рудных сегрегациях, а также существенные вариации химического состава в пределах одного минерального вида отражают различные условия процесса рудообразования в локальном объеме вмещающих пород — хромитовом обособлении.

4. В комплексе метаморфических ультрамафитов (магнезиальных дунитах и гарцбургитах) типоморфными фазами этой минерализации являются изоморфноемкие твердые растворы и сульфиды рутения, осмия и иридия, что

обуславливает известную специализацию альпинотипных ультрамафитов на редкие платиноиды. С увеличением в массивах роли дунитов, жильных пироксенитов и пород такситового комплекса возрастает количество собственных минералов платины, родия и палладия, главным из которых является изоферроплатина. В такситовом комплексе пород платинометалльная минерализация представлена преимущественно изоферроплатиной и сперилитом.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность В. Я. Борходоеву, Е. М. Горячевой, И. В. Жерновскому, Г. А. Меркулову и Н. С. Рудашевскому за практическую помощь в проведении настоящих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф., Акинин В. В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Ч. 2.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985.
2. Джексон Е. Д. Вариации химического состава существующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стидуотер.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.
3. Кабри Л. Дж., Налдретт А. Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах.— Минералогия, МГК, С. 10. М.: Наука, 1985.
4. Кравченко Н. В., Чернышов Н. М. К методике обработки проб ультраосновных пород для минералогических исследований.— Геологический сборник. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1968.
5. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланджян С. А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
6. Мочалов А. Г., Прейс В. К., Иванова С. И. Платиновые минералы и самородное золото в четвертичных отложениях Корякско-Камчатской складчатой области.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
7. Мочалов А. Г., Рудашевский Н. С. Критерии стадийности платинометалльной минерализации офиолитов Корякского нагорья.— В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1981.
8. Мочалов А. Г., Рудашевский Н. С. Новый формационный тип минерализации платиновых металлов.— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 4.
9. Найденова Е., Желязкова-Понойотова М. Д. и др. Первые находки лаурита и ирарсита в Болгарии.— Докл. Болгарской АН, 1984, т. 37, № 2.
10. Паланджян С. А., Дмитренко Г. Г. Петрохимические типы массивов альпинотипных перидотитов.— В кн.: Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Тез. докл. Свердловск, 1985.
11. Пинус Г. В., Велинский В. В. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, 1973.
12. Разин Л. В., Мочалов А. Г. и др. Минералы платиновых металлов в аллювиальных россыпях одного из районов гипербазитовых массивов Корякско-Камчатской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1979, № 12.
13. Смирнова Т. А. Хромитовосность ультрабазитов Чукотки.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М.: Недра, 1974.
14. Тильман С. М., Вялобжеский С. Г., Чехов А. Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
15. Шилова Т. А., Вилисов В. А. Лаурит из Южно-Сарановского месторождения хромитов.— В кн.: Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск, 1984.
16. Harris D. C., Cabri L. J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data of alloys from world-wide occurrences.— Can. Miner., 1973, v. 12.
17. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications.— Canad. J. Earth Sci., 1967, v. 4.
18. Johan Z., Legendre O. Mineralogie des platinoïdes dans les chromites massives du fenillet ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie.— Res. princ. result. sci. et techn. serv. geol. nat., 1980. Bur. rech. geol. et minier. Paris s. a., 599.
19. Whittaker Peter J., Watkinson David H. Genesis of chromitite from the Mitchell Range, central British Columbia.— Can. Miner., 1984, v. 22.

П. И. Логвенцев

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ЯНКАНСКОЙ КОЛЧЕДАНОСНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
(Верхнее Приамурье)**

Изложены вопросы стратиграфии и развития структуры Янканской зоны Монголо-Охотского пояса на территории Верхнего Приамурья.

Развитие структуры Янканской зоны и смежных областей носило унаследованный характер. Особенностью ее структурной эволюции является смена условий деформаций от правосдвиговых (поздний протерозой, частично поздний палеозой) до левосдвиговых, проявившихся в позднем палеозое и мезозое. Завершающие фазы дислокаций позднего мезозоя имели надвиговую природу. Изменение геодинамических об-

Рассматриваемый район является старейшим горнорудным районом Амурской области и относительно хорошо изучен. Геологическое строение Янканской зоны исследовалось в ходе геолого-съемочных (В. Е. Проскурников, 1960 г.; А. С. Вольский, 1968 г.; В. Ф. Лысенко, 1976 г.; В. А. Степанов, 1977 г.) и тематических [9—11, 13, 14, 18, 19, 21 и др.] работ. Тем самым создана реальная основа для поисков колчеданного оруденения в Амурской области и в первую очередь на площади верхнеамурского ее участка — Янканской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса.

Вместе с тем вопросы стратиграфии и структуры этой площади остаются до настоящего времени дискуссионными. Отсутствие достаточно обоснованной стратиграфической схемы затрудняет выделение площади, реально перспективной на колчеданные руды, формирование которых происходило синхронно с вмещающими их осадочными породами и основными вулканитами [9—11]. Выяснение особенностей структуры региона практически важно для определения направления поисковых работ на постскладчатое гидротермальное и скарновое оруденения, развитые на этой площади [11].

**ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ
РАЙОНА ЯНКАНСКОЙ ЗОНЫ**

Янканская зона Монголо-Охотского складчатого пояса расположена на сочленении последнего со Становой областью. С севера она от-

становок от сдвиговых до надвиговых связано с переориентировкой направлений сил латерального сжатия от субширотных до субмеридиональных.

Доорогенное колчеданное оруденение связывается с развитием позднепротерозойского вулканизма, с формированием контрастной раннегеосинклинальной серии вулканитов гармаканской свиты. Пространственное размещение постскладчатого мезозойского гидротермального оруденения определяется его приуроченностью к зонам сдвиговых разрывных дислокаций.

деляется от смежных структур разрывными нарушениями Монголо-Охотской системы разломов, включающей Халано-Глебовский*, Мурманский, Соловьевский, а с юга — Южно-Тукурингрской системы, объединяющей Южно-Тукурингрский, Первомайский, Янканско-Урканский и Уральский разломы (рис. 1).

Крупные разрывные нарушения района имеют субширотное, широтное простирание, крутые (70° и более) углы падения сместителей в северном и южном направлении и представлены мощными (иногда до нескольких сот метров) зонами интенсивного расщепления, милонитизации и брекчирования пород. Более мелкие, оперяющие разломы ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлении. Субширотные и диагональные к ним северо-восточные разломы часто трассируются небольшими телами раннемеловых гранитоидов, формирующих дайковые поля соответствующих направлений.

Породы Янканской зоны дислоцированы в крупные изоклинальные складки, осевые плоскости которых ориентированы главным образом в северо-восточном направлении. Для них характерно чередование синкликорных и антикликорных форм (см. рис. 1). Шарниры складок полого погружаются в западном и восточном направлении; крылья осложнены мелкими складками, из которых широко распространены аксоноклинальные, имеющие субверти-

* Названия структур приведены в соответствии с работами геолого-съемочных организаций ПГО Дальгеология.

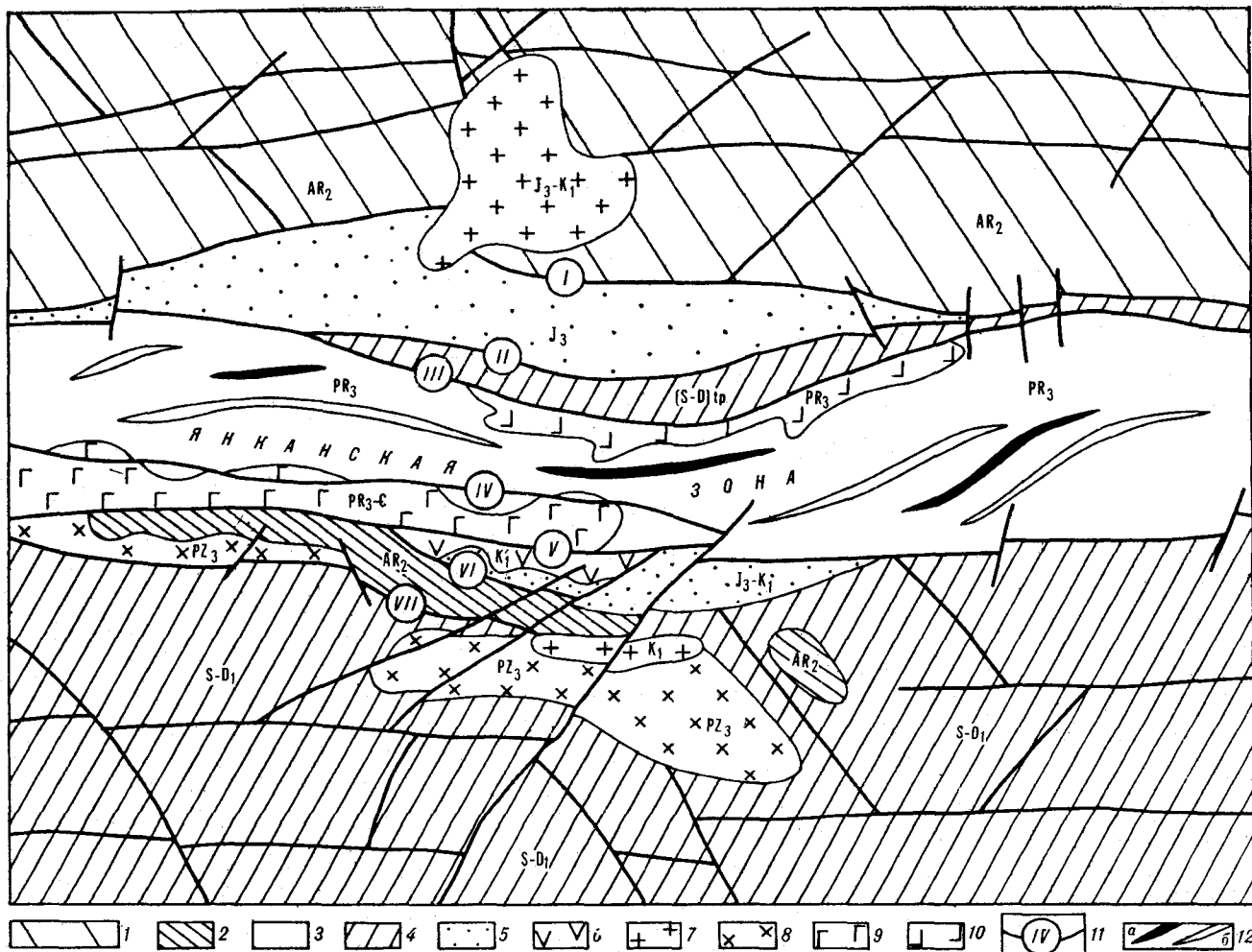


Рис. 1. Геолого-структурная схема Янканской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса (составлена по материалам В. Ф. Лысенко с дополнениями автора).

1, 2 — глубокометаморфизованные образования Становой области (1) и Путакского выступа (2); 3—5 — площади развития пород Янканской зоны (3), Верхне-Амурского синклиория (4), Стрелкинского и Первомайского прогибов (5); 6 — покровы эффузивов раннего мела; 7 — позднемезозойские гранитоидные интрузии; 8 — позднепалеозойские интрузивы среднего — основного состава; 9 — венд-кембрийская (?) интрузия габбро, габбро-диоритов; 10 — зеленокаменно измененные субвулканические габбро-диабазы; 11 — разломы: I — Халано-Глебовский, II — Мурманский, III — Соловьевский, IV — Южно-Тукурингский, V — Первомайский, VI — Янкано-Урянский, VII — Урянский; 12 — антиклинорные (а) и синклинорные (б) структуры Янканской зоны.

кальные углы падения шарниров и близпараллельные (до изоклинальных) крылья.

Янканская зона отличается более сложным структурным планом по сравнению с соседними блоками среднепалеозойского (Верхне-Амурский синклиорий) и позднемезозойского (Стрелкинский и Первомайский приразломные прогибы) возраста, которые представлены пликативными формами относительно простого строения: антиклинальные и синклинальные, иногда асимметричные складки. Однако следует отметить единое близширотное направление указанных структур района, вне зависимости от возраста, что, по-видимому, является следствием близости геодинамических условий их формирования.

СТРАТИГРАФИЯ ЯНКАНСКОЙ ЗОНЫ

Стратиграфия Янканской зоны является одним из сложных вопросов. В настоящее время известны схемы, предложенные рядом авторов [2, 13, 18 и др.]. За более чем двадцатилетнюю историю планомерного изучения зоны в ее составе выделялось различное количество свит, наименования, объемы, последовательность и возраст которых приводятся по-разному. Последние изменения были внесены на третьем совещании по стратиграфии Дальнего Востока [15], где стратиграфическая схема зоны принята в качестве рабочей.

Автор не ставит целью корреляцию существующих схем и принимает за основу (с не-

которыми дополнениями) схему, предложенную А. С. Вольским и др. [2], как наиболее полно согласующуюся с представлениями автора о стратиграфии Янканской зоны. Согласно [2], в составе зоны выделено четыре свиты (снизу вверх): теплоключевская, алгаинская, гармаканская и преображеневская. Необходимо отметить, что каждая из указанных свит имеет в ряде схем несколько аналогов и приводится под разными названиями: теплоключевская (янканская толща — по В. Е. Проскурникову, нижняя подсвита лагунайской свиты — по [18]), алгаинская (джалиндинская свита — по А. С. Вольскому, В. Ф. Лысенко, Н. Г. Судовикову и др. [18]), гармаканская (крестовская — по В. Е. Проскурникову, крестовская свита — по В. Ф. Лысенко; верхняя подсвита лагунайской свиты — по [18]), преображеневская (тыукитская свита — по [18]).

Автор придерживается следующих наименований свит: теплоключевская, джалиндинская, гармаканская и преображеневская, как наиболее употребимых для описания литолого-стратиграфических комплексов Янканской зоны в Верхнем Приамурье.

Теплоключевская свита, по нашим наблюдениям, сложена большей частью известновистыми отложениями: песчаниками, адевролитами, алевропесчаниками со значительной примесью карбонатов. В виде отдельных горизонтов присутствуют основные вулканиты (базальты). Характерной чертой свиты является наличие в нижней части ее разреза конгломератов, красноцветных песчаников и сланцев.

Джалиндинская свита, по данным ряда авторов, сложена главным образом зеленокаменно измененными вулканогенными породами: базальтовыми порфиритами, спилитами, диабазовыми порфиритами [18]. Терригенные образования распространены ограниченно, в отличие от залегающей выше гармаканской свиты. В составе последней, кроме филлитов и филлитизированных сланцев, присутствуют кварциты, яшмы, известняки и др. Вулканогенные породы развиты ограниченно и представлены измененными эффузивами основного и, в небольшом количестве, кислого состава. Наиболее насыщенной вулканитами является нижняя часть разреза. Отложения этой свиты вмещают все известные залежи колчеданных руд.

Преображеневская свита представлена средне- и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми филлитизированными песчаниками с мало-мощными прослоями филлитов. Здесь же установлены единичные потоки андезито-базальтов, андезитов, имеющих небольшую (не более одного метра) мощность. Отличительной особенностью свиты является наличие в ее составе сульфидоносных горизонтов черных сланцев,

простирающихся на сотни и более метров, при мощности в первые десятки метров. Аналогичные сульфидизированные сланцы известны и в верхней части разреза гармаканской свиты.

Возраст пород Янканской зоны является дискуссионным. Они рассматривались как раннепротерозойские — 1400 млн лет [18] и вендские, на основании находки онколитов *Osagia minuta* (В. Ф. Лысенко, 1976 г.). В последние годы в отложениях теплоключевской свиты произведены сборы (устное сообщение К. Д. Вахтомина) среднепалеозойских (силур — девон) кораллов. В отложениях других свит Янканской зоны, в том числе и рудоносной, фауна не была обнаружена. При этом использование теплоключевской свиты в качестве литолого-стратиграфического репера затруднительно, так как ее породы слагают тектонически обособленный блок (см. рис. 1).

Тем не менее данные изучения структуры и метаморфического преобразования пород Янканской зоны позволяют сделать вывод по крайней мере об относительном возрасте рудовмещающих толщ. Автором были установлены существенные различия в строении и истории развития геологических блоков, сложенных, с одной стороны, породами теплоключевской свиты, а с другой — джалиндинской, гармаканской и преображеневской. Весьма ярко отличия проявлены в формационной принадлежности пород, слагающих блоки. Так, эвгеосинклинальный характер отложений южного блока проявляется в обилии вулканогенных пород (базальтоидов), наиболее мощные и однородные пачки которых представлены нижней в составе блока джалиндинской свитой. Начальные циклы формирования единой серии вулканитов блока проявлены весьма интенсивно. Позднее, судя по характеру размещения эффузивов гармаканской и преображеневской свит, вулканическая деятельность носила дискретный и постепенно затухающий характер, когда наряду с основными вулканитами формировались и кислые эффузивы. Последние обнаружены и изучены нами впервые. Характерными особенностями их размещения являются: во-первых, приуроченность к горизонту локализации колчеданных руд и, во-вторых, они в целом завершают разрез вулканогенных пород джалиндинской и гармаканской свит.

Анализ химизма и пространственного размещения вулканитов рассматриваемого блока Янканской зоны показывает их принадлежность к колчеданным вулканогенным формациям уральского типа. В соответствии с принципами формационного анализа вулканогенных серий колчеданных провинций [1, 8 и др.] в составе южного блока Янканской зоны можно выделить следующие вулканогенные ассоциации пород: однородную (базальтовую), контрастную (?) —

Средние химические составы вулканогенных пород Янканской зоны (вес. %)

| Компонент | Количество анализов | | | |
|--------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|
| | I | II | | III |
| | 8 | 8 | 2 | 5 |
| SiO ₂ | 48,60 | 48,86 | 68,40 | 51,58 |
| TiO ₂ | 1,53 | 0,95 | 0,43 | 0,59 |
| Al ₂ O ₃ | 15,75 | 13,82 | 16,35 | 15,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,31 | 2,84 | 1,61 | 2,45 |
| FeO | 8,66 | 5,13 | 1,42 | 3,77 |
| MgO | 7,15 | 6,79 | 1,28 | 5,22 |
| CaO | 7,79 | 6,77 | 0,87 | 5,78 |
| K ₂ O | 0,35 | 0,46 | 2,47 | 2,06 |
| Na ₂ O | 3,04 | 2,76 | 4,38 | 3,28 |

Примечание. I — однородная формация (по данным В. Ф. Лысенко и В. А. Степанова), II — контрастная формация, III — слабо дифференцированная формация. Анализы вулканитов контрастной и слабо дифференцированной формаций выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Аналитики — Л. И. Алексеева, С. П. Баталова, В. Г. Коханова.

базальт-липаритовую* и слабодифференцированную (андезит-базальтовую). Их границы в общем отвечают стратиграфическим границам свит, соответственно джалиндинской, гармаканской и преображеновской. Колчеданное оруденение Янканской зоны тесно ассоциировано с основными вулканитами контрастной (?) формации и локализуется на близком стратиграфическом уровне с кислыми эффузивами, что согласуется с представлениями о связи гидротермально-осадочных колчеданных руд с дифференцированными сериями вулканитов. Для этой формации характерен натровый профиль вулканогенных образований (см. таблицу), свойственный формациям, продуктивным на промышленное колчеданное оруденение [1, 8 и др.].

Формирование терригенно-карбонатных отложений теплоключевской свиты в пределах северного блока происходило в обстановке замкнутого мелководного бассейна миогеосинклинального типа и сопровождалось перерывами в осадконакоплении. На это указывает наличие в разрезе свиты красноцветов и конгломератов. Формированию свиты, видимо, предшествовал значительный перерыв в осадконакоплении, поскольку конгломераты и красноцветные породы отчетливо тяготеют к ее основанию. При исследовании гальки конгломератов были обнаружены слабоокатанные обломки сланцевых пород, отвечающих метавулканитам гармаканской свиты, непосредственно контактирующей с теплоключевской свитой. Сланцеватость в со-

* Условность отнесения этой формации к контрастной объясняется находками только контрастных по составу вулканитов: базальтов и липаритов, дацитов. Возможность выявления непрерывного ряда эффузивов сохраняется, учитывая слабую обнаженность территории Янканской зоны.

седних обломках ориентирована в различных направлениях, что свидетельствует о метаморфическом их преобразовании до формирования отложений теплоключевской свиты.

Отличительной особенностью пород северного блока является зональность их метаморфизма, проявленного в пределах узкой полосы, вытянутой вдоль Соловьевского разлома. Метаморфизм носит явно дислокационный характер, что выражается в постепенной смене (по удалению от Соловьевского разлома) на расстояниях в первые сотни метров при видимой мощности свиты 3,0—4,5 км филлитовидных песчаников и сланцев практически неизменными отложениями. Свообразие метаморфизма отложений свиты отмечается также А. С. Вольским с авторами [2].

Породы южного блока метаморфизованы большей частью на уровне пумпеллит-стильпномелановой субфации фации зеленых сланцев. Участки более высокотемпературного преобразования распространены в юго-восточной [18] и северо-западной частях изученной площади Янканской зоны. В первом случае они сложены биотитсодержащими, иногда с гранатом, сланцами, во втором — биотитовыми и эпидотовыми сланцами. Распространение таких пород контролируется глубинными разломами — Мурманским, Соловьевским, Первомайским.

Наименьшая степень метаморфизма свойственна отложениям преображеновской свиты (что впервые отмечено В. Ф. Лысенко), занимающей самое высокое положение в разрезе Янканской зоны. Слагающие ее породы преобразованы в условиях несколько ниже пумпеллит-стильпномелановой субфации.

Переходы между зонами метаморфизма постепенные, с последовательной сменой минеральных ассоциаций. Границы зон (без учета наиболее высокотемпературных) в целом отвечают стратиграфическим. Отмечается постепенное уменьшение степени преобразования вверх по разрезу пород блока, что позволяет говорить об их участии в процессах метаморфизма погружения. Но дискордантное положение небольших по площади зон высоких уровней преобразования, их приуроченность к мощным разрывным нарушениям свидетельствуют о связи таких зон с разрывными дислокациями. Повидимому, относительно высокотемпературный метаморфизм проявился позднее и имеет отличную от зон низких ступеней метаморфизма природу.

В пользу различного характера преобразования пород сравниваемых блоков свидетельствуют данные по петрофизическому изучению литологически и петрохимически однотипных пород блоков. Исследованы филлитизированные песчаники, близкие между собой по степени изменения. По ряду параметров они различа-

ются весьма контрастно. Например, значения эффективной пористости и условного мгновенного насыщения соответственно составляют: для гармаканской свиты — 1,17 и 0,34%, для преображенновской — 0,51 и 0,09%, для теплоключевской — 17,93 и 17,45%.

Различие метапесчаников южного и северного блоков Янканской зоны по показателю эффективной пористости, определяемой как совокупность сообщающихся пор, в пределах которых возможна циркуляция жидкостей или газов [16], по-видимому, является следствием их преобразования. Региональный метаморфизм погружения отличается большей частью пластическим течением деформируемых пород, т. е. условиями, мало благоприятными для образования открытых трещин. Напротив, при дислокационном метаморфизме в приразломных зонах породы испытывают в основном хрупкие деформации, что приводит к повышению их трещиноватости, т. е. общей и, в частности, эффективной пористости, а также связанного с ними условного мгновенного насыщения.

Не менее ярко отличия блоков проявлены в геолого-структурном отношении. Образования согласно залегающих свит Янканской зоны дислоцированы в крупные изоклиналильные складки, расположенные кулисно, с чередованием син- и антиклинальных форм (см. рис. 1). В ядрах антиклиналей обнажаются метавулканиды джалиндинской свиты, а в ядрах синклиналей — метапесчаники преображенновской. Простирание складчатых структур, за отдельными

исключениями, северо-восточное, крылья имеют крутые (до 90°) углы падения и осложнены более мелкими складками второго и третьего порядка.

Теплоключевская свита, по нашим наблюдениям, представлена моноклиналино залегающими породами с падением на север под углом 30–60°. Складчатость высоких порядков для нее не характерна, хотя и отмечаются небольшие по размерам складки вблизи Соловьевского разлома.

Приведенные данные свидетельствуют в пользу существования перерыва в накоплении пород южного и северного блоков. Кроме того, методом тектонофизического анализа в литологически однотипных породах (песчаники) сравниваемых блоков, а также в песчаниках Стрелкинского прогиба установлена определенная закономерность в развитии сопряженных систем сколовых трещин. Это проявляется в том, что не охарактеризованным фаунистически преображенновской и гармаканской свитам свойственны три системы таких трещин (рис. 2, 1), среднепалеозойским отложениями теплоключевской свиты — две, верхнеюрским песчаникам Стрелкинского прогиба — одна (см. рис. 2, 2, 3).

Из рис. 2 видно, что максимумы трещиноватости, установленные, например, в отложениях верхней юры (V–VI), прослеживаются на диаграммах трещиноватости теплоключевской (средний палеозой) и гармаканской и преображенновской свит. Аналогичное замечание справедливо и в отношении системы III–IV, свой-

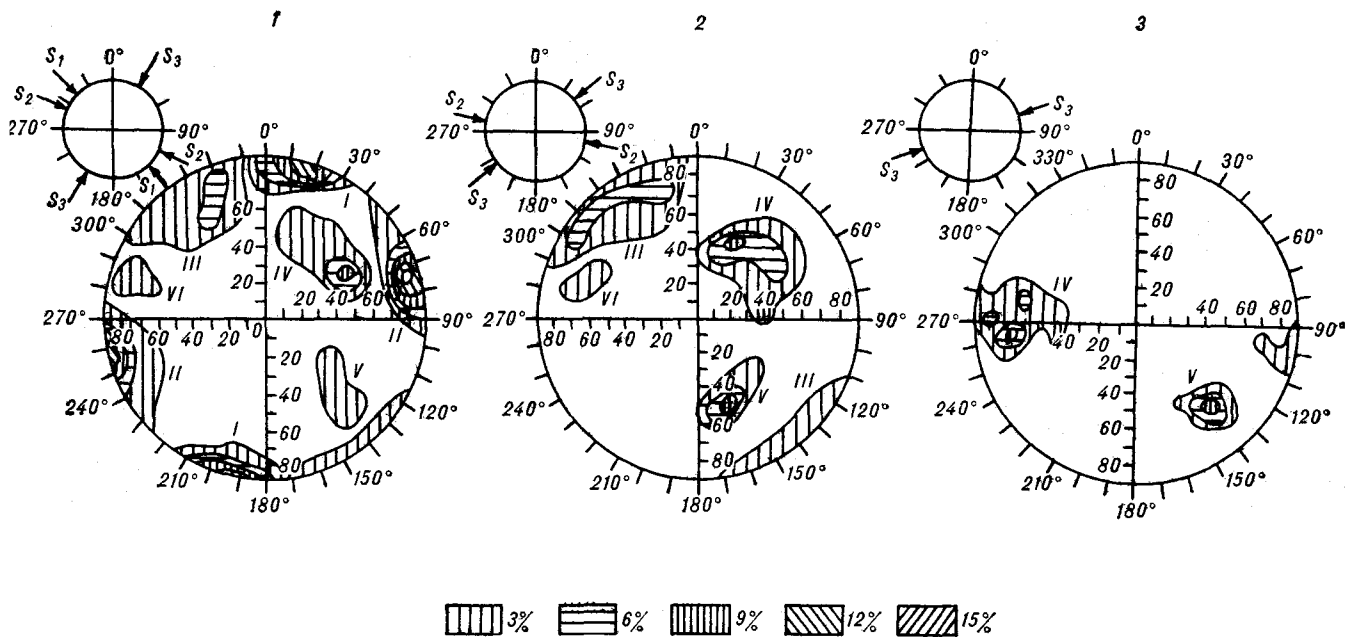


Рис. 2. Сводные диаграммы трещиноватости пород гармаканской и преображенновской свит (1), теплоключевской свиты (2) и Стрелкинского прогиба (3). I–IV — системы трещин; S_1 , S_2 , S_3 — реконструированные в проекции на горизонтальную плоскость направления субгоризонтального сжатия.

ственной теплоключевской свите. Таким образом, для рассматриваемых комплексов пород характерны определенные системы сопряженных сколовых трещин, причем наиболее ранняя из них развита только в песчаниках южного блока.

Выполненная по методике [3, 4] реконструкция палеотектонических полей напряжений показала, что породы Стрелкинского прогиба, северного и южного блоков Янканской зоны испытывали соответственно один, два и три этапа складчатости (положения осей сжатия в проекции на горизонтальную плоскость S_1 , S_2 , S_3 показаны на малых диаграммах рис. 2).

Сопоставимые данные получены с использованием структурно-петрофизического метода [16, 17]. Согласно им образования позднего мезозоя, включая раннемеловые гранитоиды, среднего палеозоя (теплоключевская свита) и проблематичного возраста породы южного блока участвовали в складчатости равное число раз. Показательно, что пространственная ориентация установленных направлений сжатия отвечает таковой по данным тектонофизического анализа, что подтверждает обоснованность вывода о существовании трех этапов деформаций, ранний из которых охватывал только отложения трех согласно залегающих свит Янканской зоны. Очевидно, это является показателем их более древнего (по меньшей мере досреднепалеозойского) возраста, сравнительно с теплоключевской свитой.

Таким образом, в составе Янканской зоны в Верхнем Приамурье присутствуют два тектонически обособленных блока пород, представленные отложениями так называемой теплоключевской свиты и образованиями джалиндинской, гармаканской и преображенновской свит. Среднепалеозойский (силур — девон) возраст теплоключевской свиты* обосновывается фаунистически, а изложенные выше данные указывают на более древний возраст пород южного блока. Важным свидетельством докембрийского (рифей-вендского) времени формирования свит этого блока является радиологическая датировка габбро-пегматитов (1400 млн лет), прорывающих отложения Янканской зоны [18].

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы: 1) Янканская зона Монголо-Охотского складчатого пояса представлена тремя согласными свитами позднего протерозоя (снизу вверх): джалиндинская, гармаканская и преображенновская (рис. 3); 2) теплоключевскую свиту (силур — девон), по-видимому, следует параллелизовать

* Очевидно, теплоключевская свита в Верхнем Приамурье не является стратиграфическим аналогом свиты с тем же наименованием, изученной и впервые выделенной в Янканской зоне в районе р. Зей.

| ГРУППА | СИСТЕМА | СВИТА | ИНДЕКС | МОЩНОСТЬ, м | ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД |
|----------------|---------|-----------------|--------------------|-------------|--|
| ПАЛЕОЗОЙСКАЯ | СРЕДНЯЯ | ТЕПЛОКЛЮЧЕВСКАЯ | P ₂ cp | 3000-3500 | Песчаники, алевролиты, известковистые песчаники конгломераты, алевропесчаники, базальты гематитовые сланцы |
| | | | | 1000-1300 | Кварцполевошпатовые песчаники, кварциты, филлитизированные песчаники, углистые пиритизированные сланцы |
| | | | | 2000-2500 | Филлиты, филлитизированные алевролиты, алевропесчаники, песчаники, мраморизованные известняки, кварциты, углистые пиритизированные сланцы, колчеданные руды, зеленые сланцы, порфириды, зелёнокаменные породы, альбитофиры, яшмы |
| ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ | ВЕРХНЯЯ | ГАРМАКАНСКАЯ | PR ₃ gr | 800 | Зелёнокаменные породы, субвулканические габбро-диабазы, зелёные сланцы, прослои филлитов, известняков |
| | | | | ? | Амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы и др. |
| АРХАЙСКАЯ | ВЕРХНЯЯ | AR ₂ | | | |

Рис. 3. Стратиграфическая колонка Янканской зоны (объяснение см. в тексте).

с омутгинской (силур) и (или) большеверской (нижний девон) свитами Верхне-Амурского синклинория; 3) учитывая структурные особенности рассмотренных блоков, можно говорить о залегании пород среднего палеозоя на позднепротерозойских отложениях Янканской зоны с угловым и стратиграфическим несогласием; 4) наиболее перспективной на доорогенное колчеданное оруденение является площадь развития вулканитов контрастной (?) формации.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ ЯНКАНСКОЙ ЗОНЫ

Характеристики геодинамических обстановок, при которых происходило формирование структур района Янканской зоны в Верхнем Приамурье, приведены в работах ряда авторов. Так, например, К. С. Шашкин [24] считает, что

структура рассматриваемой территории сформирована главным образом в период мезозойского тектогенеза в обстановке левосдвиговых дислокаций. По данным В. В. Колесникова [6], морфоструктура мезозойских отложений района обусловлена правосдвиговыми дислокациями. В. И. Сухов трактует разрывные нарушения субширотного простирания — наиболее мощные в районе — как надвиговые структуры. Перечисление существующих представлений на историю тектонического развития района можно дополнить, но в своем большинстве они содержат схемы, где основная роль в создании современного структурного плана района отводится горизонтальным перемещениям горных масс.

По полученным нами данным, породы Янканской зоны трижды вовлекались в процессы складкообразования. Наиболее активно тектоническая деятельность проявилась в позднем протерозое, позднем палеозое и позднем мезозое. Каждый этап деформации определялся большей частью близгоризонтальным перемещением горных масс: оси максимального сжатия всех периодов тектонической активности расположены под углом $0-30^\circ$ к горизонтальной плоскости (рис. 4).

Установленные этапы деформации пород Янканской зоны характеризуются определенными направлениями сил максимального сжатия. Наиболее древнему — позднепротерозойскому этапу, деформации которого зафиксированы только в породах Янканской зоны, свойственны северо-западные ($315-290^\circ$) направления сил сжатия (рис. 5, А). Второй, позднепалеозойский этап, охвативший также образования среднего палеозоя, протекал преимущественно при близширотном ($290-250^\circ$) латеральном сжатии (см. рис. 5, Б). Деформации последнего, позднемезозойского этапа устанавливаются во всех без исключения комплексах пород

и характеризуются северо-восточными до субмеридиональными ($70-5^\circ$) направлениями сжимающих напряжений (см. рис. 5, В).

Примечательно, что каждый последующий этап тектонической деятельности проявлялся при сохранении направлений сжатия, свойственных заключительным фазам предыдущего. Исходя из этого, можно предположить переориентировку сил максимального сжатия в общей эволюции палеотектонических полей напряжений от позднего протерозоя до мезозоя. Она выражается в последовательной смене направлений сжатия от северо-западного, через субширотное, до северо-восточного и субмеридионального. Наряду с этим можно показать динамические условия деформации пород Янканской зоны и кинематику движений по крупным разрывным нарушениям.

Позднепротерозойский этап дислокаций, протекавший, судя по полученным данным, при северо-западном сжатии, представлял собой период формирования эшелона складок северо-восточного простирания при правосдвиговых перемещениях по разломам, ограничивающим Янканскую зону. К этому же периоду, по-видимому, относится заложение северо-западных оперяющих разломов, сопряженных с субширотными разрывами.

Особенности формирования складчатых и разрывных структур в условиях сдвиговых дислокаций в настоящее время изучены экспериментально [22, 23, 25, 26] и на природных объектах [20, 24, 27]. Показано, что пликативная стадия развития сдвиговой тектоники выражается в формировании эшелонированной системы складок, осевые плоскости которых располагаются близперпендикулярно к направлению сжатия, под углами около 45° к простиранию сдвиговых разломов, ограничивающих площадь дислокаций. В последующую деструктивную стадию происходит заложение диагональных

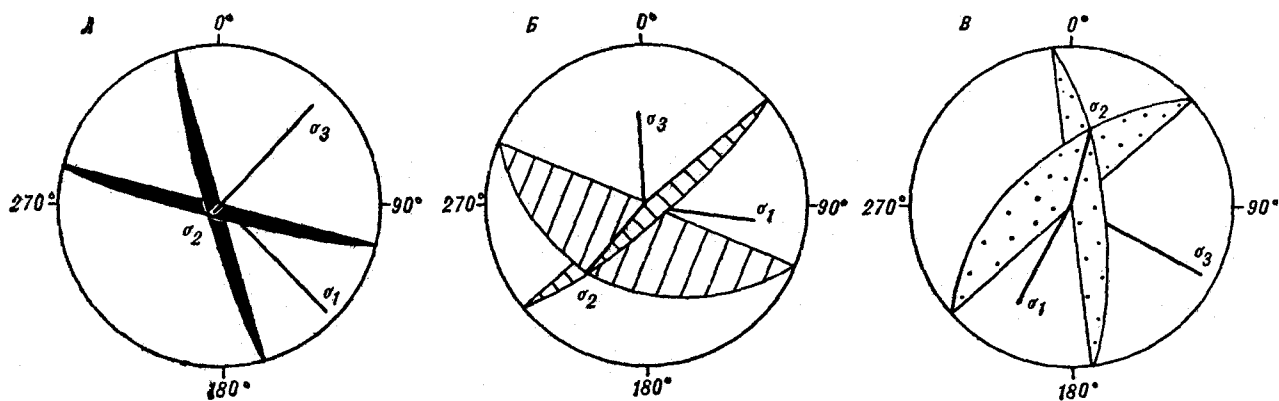


Рис. 4. Реконструированные положения осей деформации этапов складчатости отложений Янканской зоны (поздний протерозой) — А, теплоключевской свиты (поздний палеозой) — Б, Стрелкинского прогиба (поздний мезозой) — В. σ_1 , σ_2 , σ_3 — оси максимального средней и минимального сжатия.

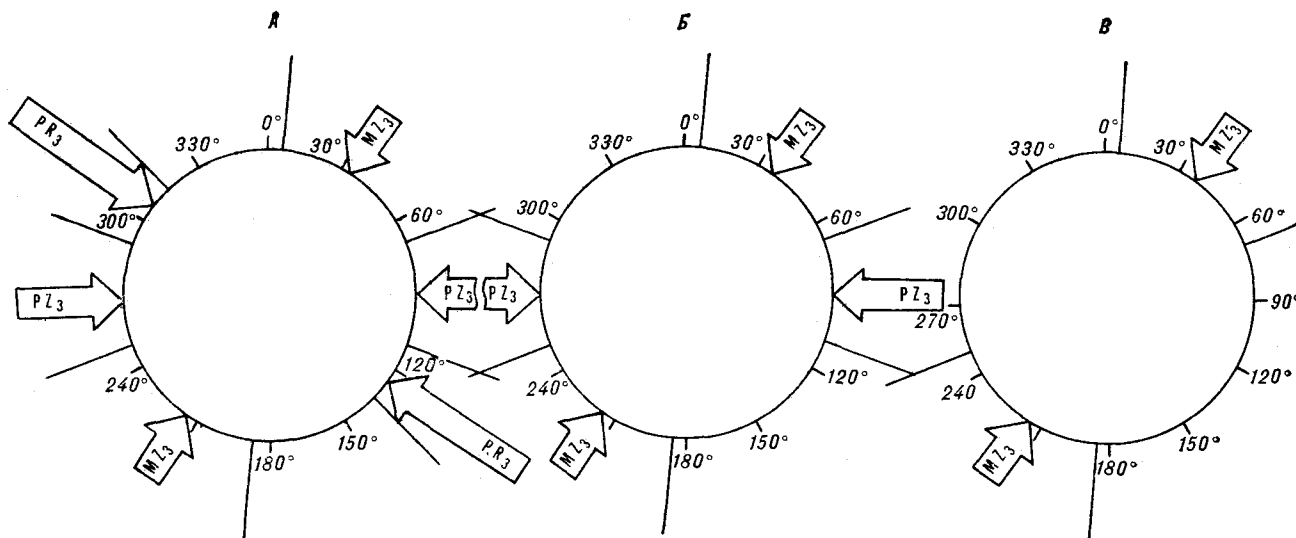


Рис. 5. Пространственное положение, в проекции на горизонтальную плоскость, осей максимального сжатия разновозрастных комплексов пород Монголо-Охотского складчатого пояса по данным структурно-петрофизического и тектонофизического методов: А — Янканской зоны, Б — теплоключевой свиты, В — Стрелкинского прогиба и раннемеловых гранитоидов.

разломов, секущих ранее сформированные складчатые структуры.

В нашем случае деформация пород Янканской зоны в эшелонированную систему северо-восточных складок и формирование северо-западных оперяющих разрывов возможны при северо-западном сжатии, что согласуется с данными по структурно-петрофизической и тектонофизической характеристике наиболее древнего поля деформации пород зоны (см. рис. 4; 5, А).

Позднепалеозойский этап отличается изменением геодинамических условий деформации отложений Янканской зоны (а также теплоключевой свиты) с правосдвиговых в начальные фазы на левосдвиговые в завершающие. Это положение обосновывается изменением ориентировки максимального сжатия в секторе $290-250^\circ$, учитывая близширотное простирание крупных разрывов. Отсутствие в пределах Янканской зоны ярких структурных признаков, которые могли бы указать на сдвиговый характер тектонической деятельности в позднем палеозое, а именно закономерного положения разрывов и складок, объясняется, по-видимому, последовательной сменой геодинамических режимов. Вероятно, развитие структуры Янканской зоны в начале позднепалеозойского этапа носило унаследованный характер с сохранением режима правосдвиговых дислокаций, существовавших в позднем протерозое. По завершении позднепалеозойской тектонической деятельности, в условиях левосдвиговых дислокаций формировались складчатые и разрывные структуры, продолжавшие развиваться при тех же геодинамических условиях в позд-

нем мезозое. К таким структурам относятся оперяющие разрывы, зоны трещиноватости северо-восточного простирания и аксоноклинальные складки, осложняющие строение позднепротерозойских складчатых структур Янканской зоны. Последние являются наложенными формами, и их наличие служит свидетельством именно сдвиговой тектоники [20]. Позднемезозойский этап протекал в режиме левосдвиговых дислокаций, сменившихся взбросо(сбросо)-надвиговыми. В пользу этого указывает изменение ориентировки сил сжатия от близширотного, северо-восточного до субмеридионального (см. рис. 4, 5).

Сохранение в позднем мезозое режима левосдвиговых дислокаций, по-видимому, обусловило продолжение развития в пределах Янканской зоны палеозойских структур растяжения — аксоноклиналей и северо-восточных разрывов. Последние, в свою очередь, определили пространственное размещение дайковых поясов, сформированных раннемеловыми гранитоидами, с которыми связан ряд рудопроявлений [11].

Аналогичным образом ориентированы позднемезозойские структуры и в районах, соседних с Янканской зоной: в Джалиндинском блоке [5], в Становой области [7, 12] и др. Так, например, в пределах Джалиндинской интрузии расположенной несколько севернее Янканской зоны (см. рис. 1), установлены левосдвиговые дислокации по субширотным глубинным разломам и сопряженные с ними правосдвиговые — северо-восточного простирания (рис. 6), контролирующие размещение мезозойского оруденения. Реконструкция условий деформации

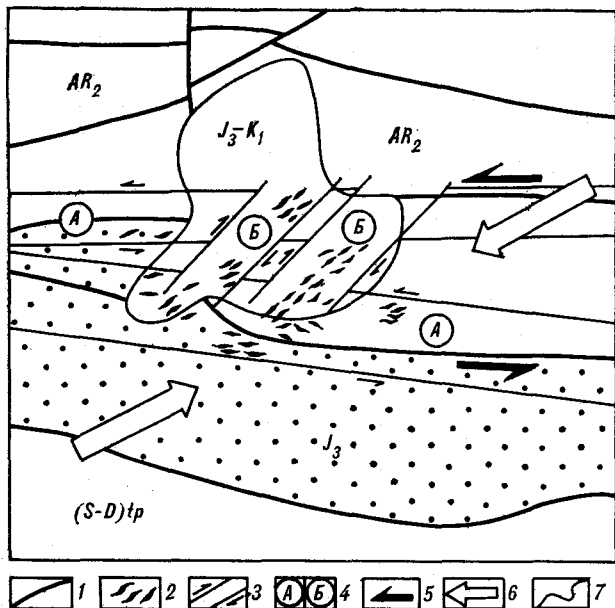


Рис. 6. Геолого-структурная схема района Джалиндинской интрузии (по материалам Л. П. Гурова, 1969 г.). 1 — разрывные нарушения; 2 — рудоносные трещины отрыва; 3 — направления сдвиговых дислокаций; 4 — зоны левосдвиговых (А) и правосдвиговых (Б) дислокаций; 5 — направления перемещения блоков; 6 — направления максимального сжатия; 7 — контур интрузии. AR₂ — гнейсы и кристаллосланцы Становой области, (S—D)тр — породы теплоключевской свиты, J₃ — отложения Стрелкинского прогиба.

пород интрузии, выполненная по методике [20], показала, что формирование зон сдвиговых дислокаций происходило при латеральном сжатии северо-восточного направления. Сходные данные получены нами при изучении дайковых образований раннего мела, расположенных на площади Янканской зоны и позднеюрских пород Стрелкинского прогиба (см. рис. 5, В).

Изменение латерального сжатия в позднеэозойский этап с северо-восточного на субмеридиональные обусловило изменение режима деформации пород Янканской зоны с преимущественно сдвиговых на взбросо(сбросо)-надвиговые. Существуют отчетливые признаки вертикальных подвижек по разломам Монголо-Охотской и Южно-Тукурингской систем разрывных нарушений: субвертикальные борозды скольжения, штриховка по падению сместителя и др. Видимо, надвиговыми деформациями объясняется конформность отдельных синклинозных и антиклинозных структур Янканской зоны Соловьевскому, Первомайскому и другим разломам (см. рис. 1).

Таким образом, полученные нами данные показывают, что формирование структурного облика Янканской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса происходило в режиме пре-

имущественно сдвиговых * дислокаций на протяжении длительного периода времени — от позднего протерозоя по мезозой. Наиболее активно процессы сдвиговой тектоники проявлялись трижды: в позднем протерозое, позднем палеозое и позднем мезозое.

Особенностью эволюции палеополя напряжений является переориентировка горизонтальных сил сжатия в последовательности: северо-западные, широтные, северо-восточные, субмеридиональные, что, в свою очередь, определило смену геодинамических условий дислокаций с правосдвиговых (поздний протерозой, частично поздний палеозой) на левосдвиговые (поздний палеозой, поздний мезозой). Завершение развития сдвиговой тектоники в позднеэозойское время ознаменовано трансформацией разрывных структур сдвигового характера во взбросо(сбросо)-надвиговые, что обусловило наиболее поздние деформации пород Янканской зоны в обстановке фронтального сжатия.

ВЫВОДЫ

Янканская зона Монголо-Охотского пояса в Верхнем Приамурье представлена докембрийскими (рифей — венд) метаморфическими комплексами пород. В состав зоны входят три согласные свиты: джалиндинская, гармаканская и преображеневская. Теплоключевская свита, ранее относимая к наиболее древним в разрезе Янканской зоны, параллелизуется со среднепалеозойскими свитами Верхне-Амурского синклинория и, по-видимому, залегает на размытых образованиях Янканской зоны с несогласием.

Основная роль в формировании структуры Янканской зоны и смежных палеозойских и мезозойских блоков принадлежит горизонтальным сжимающим напряжениям, реализованным в сдвиговых, а в позднем мезозое и в надвиговых дислокациях.

Перспективными участками Янканской зоны на колчеданное оруденение являются площади развития контрастной ассоциации вулканогенных пород гармаканской свиты. Рудоконтролирующими структурами доорогенного сульфидного оруденения зоны являются складчатые формы, образование которых связано с развитием сдвиговой тектоники. Для гидротермальных мезозойских руд установлена отчетливая связь с зонами разрывных право- и левосдвиговых дислокаций.

* Рассматриваемые сдвиговые дислокации не трактуются нами как чистые сдвиги. Скорее всего они имели более сложную кинематику, но при определяющей роли сдвиговой составляющей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородаевская М. Б., Кравцов А. И., Ширай Е. П.* Формационный и палеовулканический анализ раннегеосинклинальных вулканитов как основа прогнозирования медноколчеданных месторождений.— В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.
2. *Вольский А. С., Годзевич Б. Л. и др.* Стратиграфия протерозоя Янганской зоны Верхнего Приамурья.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджайсанского антиклинория.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
4. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.
5. *Гурова Е. П., Гуров Е. П.* Мезозойские малые интрузии западной части Станового хребта.— Геол. и геофиз., 1966, № 2.
6. *Колесников В. В.* Роль сдвиговых и взбросо-надвиговых деформаций в формировании морфоструктуры Урканской депрессии (Верхнее Приамурье).— В кн.: Геология и рудные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
7. *Колуплева В. И.* Основные закономерности распределения тектонических трещин в мезозойских осадочных породах долины Верхнего Амура.— В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М.: Изд-во МГУ, 1963.
8. *Кривоцв А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование.— М.: Недра, 1979.
9. *Логвенцев П. И.* Геолого-генетические особенности сульфидного оруденения Янганского рудного поля (Амурская область).— В кн.: Магматизм и металлогения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
10. *Логвенцев П. И., Игнатьев А. В.* Колчеданные руды и сульфидная минерализация в черных сланцах Янганского рудного поля (Амурская область).— Тихоокеанская геол., 1985, № 4.
11. *Логвенцев П. И., Сергеева Н. Е.* Соотношение колчеданной и золоторедкометалльной минерализации рудного поля Верхнего Приамурья.— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 3.
12. *Милай Т. А.* Интрузия щелочных гранитоидов Верхнего Приамурья и контролирующие их структуры.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
13. *Нагибина М. С.* Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса.— М.: Изд-во АН СССР, 1969.
14. *Раткин В. В., Логвенцев П. И.* Доорогенная металлогения восточной части Урало-Монгольского пояса.— В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Т. 3. Алма-Ата: Наука, 1983.
15. *Решения* третьего межведомственного регионально-геологического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978).— Магадан: СВКНИИ, 1982.
16. *Старостин В. И.* Методы определения физико-механических свойств пород и руд при рудно-петрофизических исследованиях минералов, руд и пород.— М.: Изд-во МГУ, 1979.
17. *Старостин В. И., Дергачев А. Д.* Специальные методы исследования структур эндогенных рудных месторождений (структурно-петрофизический анализ).— В кн.: Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1982.
18. *Судовиков Н. Г., Глебовацкий В. А. и др.* Геология и петрология южного обрамления Алданского щита.— Л.: Наука, 1965.
19. *Сухов В. И., Мельникова Л. В., Дергачев А. П.* Стратиформное сульфидно-полиметалльное оруденение в вулканогенно-осадочных и осадочных комплексах Приамурья.— В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток). Новосибирск: Наука, 1980.
20. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
21. *Шашкин К. С.* Структурно-вещественная эволюция земной коры Приамурья в позднем докембрии и фанерозое.— Тихоокеанская геол., 1984, № 3.
22. *Шерман С. И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонофизический анализ проблемы).— В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.
23. *Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования).— Новосибирск: Наука, 1983.
24. *Lowel J. D.* Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83.
25. *Moody J. D., Hill M. J.* Wrench fault tectonics.— Ibid., 1956, v. 67.
26. *Tchalenco J. S.* Similarities between shear zones of different magnitudes.— Ibid., 1970, v. 81, N 6.
27. *Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R.* Basic wrench tectonics.— Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 1973, v. 57, N 1.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
21 декабря 1985 г.

УДК 551.24 : 528.7(551.6)

*М. В. Сухин, И. И. Шапочка***ОРТОГОНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ЛИНЕАМЕНТОВ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА БАМ**

Дешифрированием космических снимков и интерпретацией материалов аэромагнитных и гравиметрических съемок установлено широкое распространение линеаментов ортогональной системы. Это структуры глубокого и древнего заложения, максимально акти-

визированные в позднем мезозое. Подчеркивается необходимость их выявления при геологических и прогнозно-металлогенических исследованиях всех масштабов.

Регион БАМ характеризуется сложной и напряженной разрывной тектоникой. Результаты ее изучения освещены в многочисленных статьях и специализированных сборниках [1, 3, 8, 12—14, 17]. Несмотря на частные различия на опубликованных схемах разломов четко проявлена картируемая на поверхности диагональная система разрывов и почти не находит отражения ортогональная система. В региональных описаниях разрывной тектоники чаще всего указывается на слабое или фрагментарное развитие разломов ортогональной системы. В то же время в отдельных хорошо изученных районах меридиональные и широтные разломы обнаружены, подтверждены различными геолого-геофизическими методами, установлены их рудоконтролирующая роль и влияние на процессы магматизма и гидротермальной деятельности.

Возможности изучения разломов значительно расширились после внедрения в практику геологических исследований космических снимков. Их дешифрирование позволило значительно уточнить и дополнить представления о степени раздробленности земной коры и ориентировке разрывных дислокаций. Появилось множество схем, отражающих представление их авторов о господствующих системах линеаментов разных районов страны, в том числе региона БАМ [4, 11, 15]. Эти схемы отличаются друг от друга, и линеаменты ортогональной системы выглядят на них далеко неоднозначно.

На предлагаемой схеме ортогональной системы линеаментов (рис. 1) показаны только наиболее крупные и протяженные (длиною более 70—100 км) структуры. При ее составлении были предварительно статистически обработаны материалы В. С. Когена с соавторами (исходная схема м-ба 1:50 000 переведена в схе-

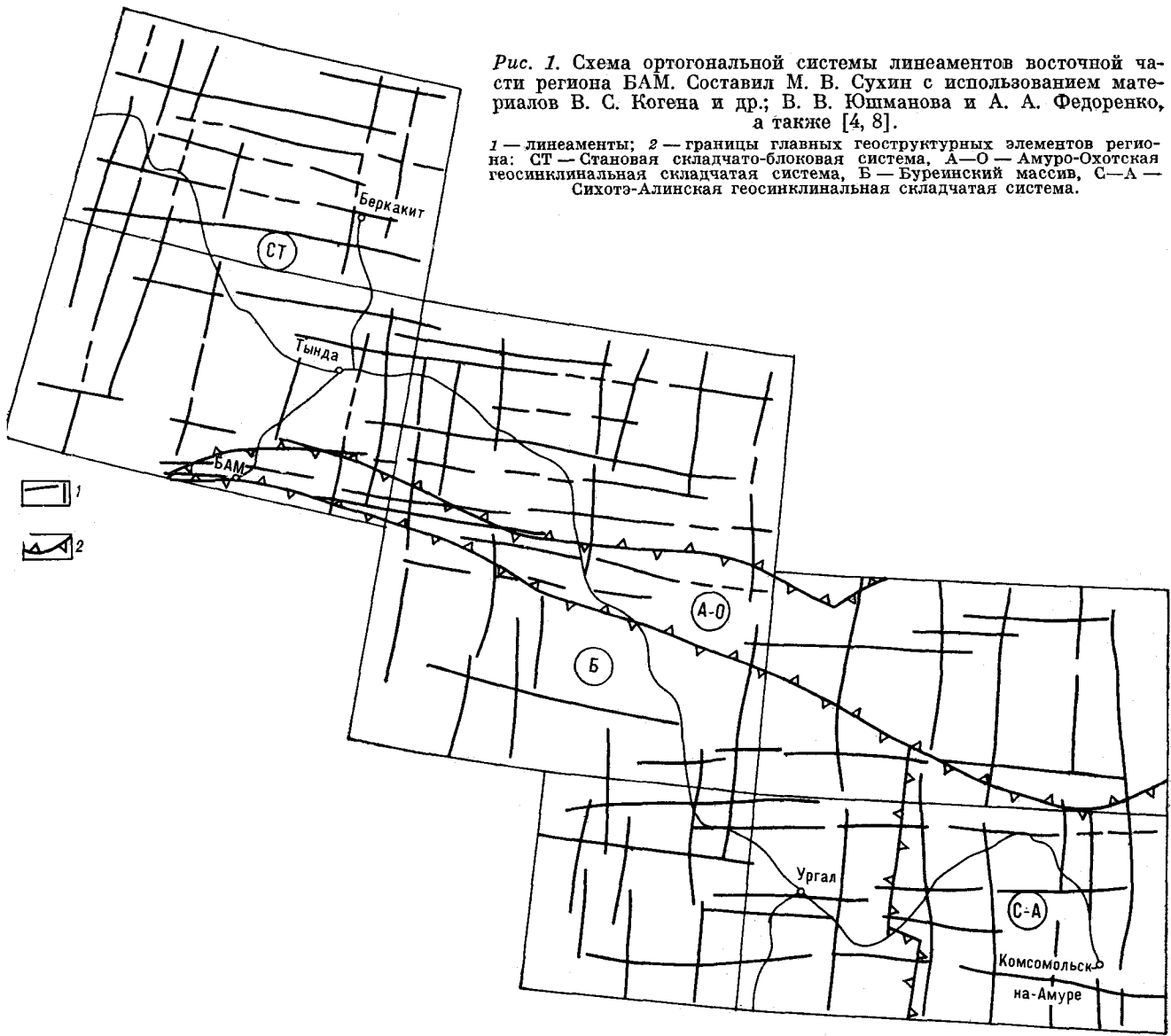
му м-ба 1:1 500 000) и затем построены изолинии плотности линеаментов на единицу площади. На итоговую схему (см. рис. 1) нанесены осевые линии аномалий плотности линеаментов. Эта процедура по своему содержанию подобна процессу искусственной генерализации.

В пространственном распределении рассматриваемой системы линеаментов отмечается определенная закономерность, зависящая, видимо, от типа и масштаба дешифрированных материалов. В частности, линеаменты, нанесенные по результатам статистической обработки материалов В. С. Когена и других, широко распространены в Становой и Амуро-Охотской складчатых системах, редко встречаются в Сихотэ-Алинской системе и практически отсутствуют на Буреинском массиве. Линеаменты на схеме В. В. Юшманова, А. А. Федоренко и «Космогеологической карте...» приурочены в основном к восточной части Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы и весьма умеренно распространены в Становике и Амуро-Охотии. Объяснение этому следует искать в том, что в первом случае исходная информация была получена со снимков локального, а во втором — регионального уровня генерализации. По распространенным в настоящее время представлениям предполагается, что на космических снимках регионального уровня генерализации отражаются линейные элементы относительно глубокого заложения, а на снимках второго типа — приповерхностные структуры.

Линеаменты, показанные на рис. 1, дешифрировались различными авторами с использованием обычных дешифровочных признаков. Это в первую очередь спрямленные участки речных долин, линейные водоразделы, гребни и крутые склоны, цепочки седловин и пони-

Рис. 1. Схема ортогональной системы линеаментов восточной части региона БАМ. Составил М. В. Сухин с использованием материалов В. С. Когена и др.; В. В. Юшманова и А. А. Федоренко, а также [4, 8].

1 — линеаменты; 2 — границы главных геоструктурных элементов региона: СТ — Становая складчато-блоковая система, А-О — Амуро-Охотская геосинклинальная складчатая система, Б — Буреинский массив, С-А — Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система.



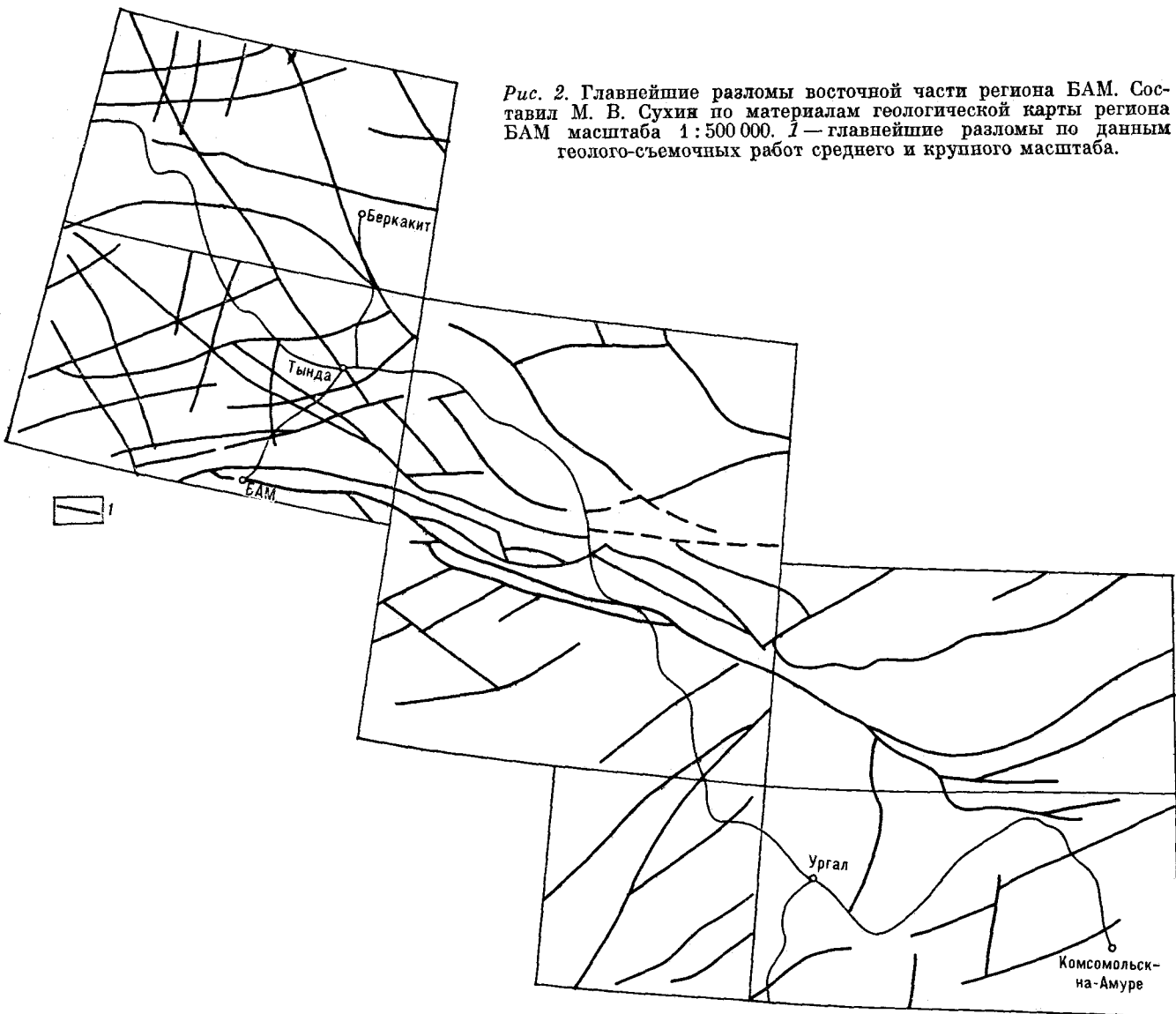
жений, прямолинейные границы заболоченных и переувлажненных участков и т. д. В других случаях линеаменты дешифрируются по тонким темным или светлым полоскам на космоснимках, по резким границам полей с различным фототонном.

Система меридиональных и широтных линеаментов характеризуется четким геометрическим рисунком и регулярным расположением линейных элементов в пространстве. Можно наметить две группы линеаментов: первая с «шагом» около 100 км и вторая — 40—50 км. (При более детальных исследованиях выделяются системы линеаментов с меньшими расстояниями между ними.) Относительно высокой структурной организацией отличается северная часть региона, где все линеаменты прямолинейные и расстояния между ними выдержаны. В юго-

восточной части (Буреинский массив, Сихотэ-Алинская складчатая система) линеаменты меридионального направления иногда плавно изогнуты. Расположение линеаментов в виде взаимно перпендикулярной системы, их большая протяженность, прямолинейность и регулярность в пространстве считаются главными признаками для отнесения их к категории структур планетарной трещиноватости [20].

Сопоставление системы дешифрированных линеаментов (см. рис. 1) с системой главных разломов региона БАМ, по данным геолого-съёмочных работ (рис. 2), показывает их полную независимость. Относительное совпадение отмечается лишь для нескольких меридиональных разломов в бассейне р. Олекмы в северо-западной части региона и на границе Буреинского массива с Сихотэ-Алинской си-

Рис. 2. Главнейшие разломы восточной части региона БАМ. Составил М. В. Сухия по материалам геологической карты региона БАМ масштаба 1:500 000. 1 — главнейшие разломы по данным геолого-съёмочных работ среднего и крупного масштаба.

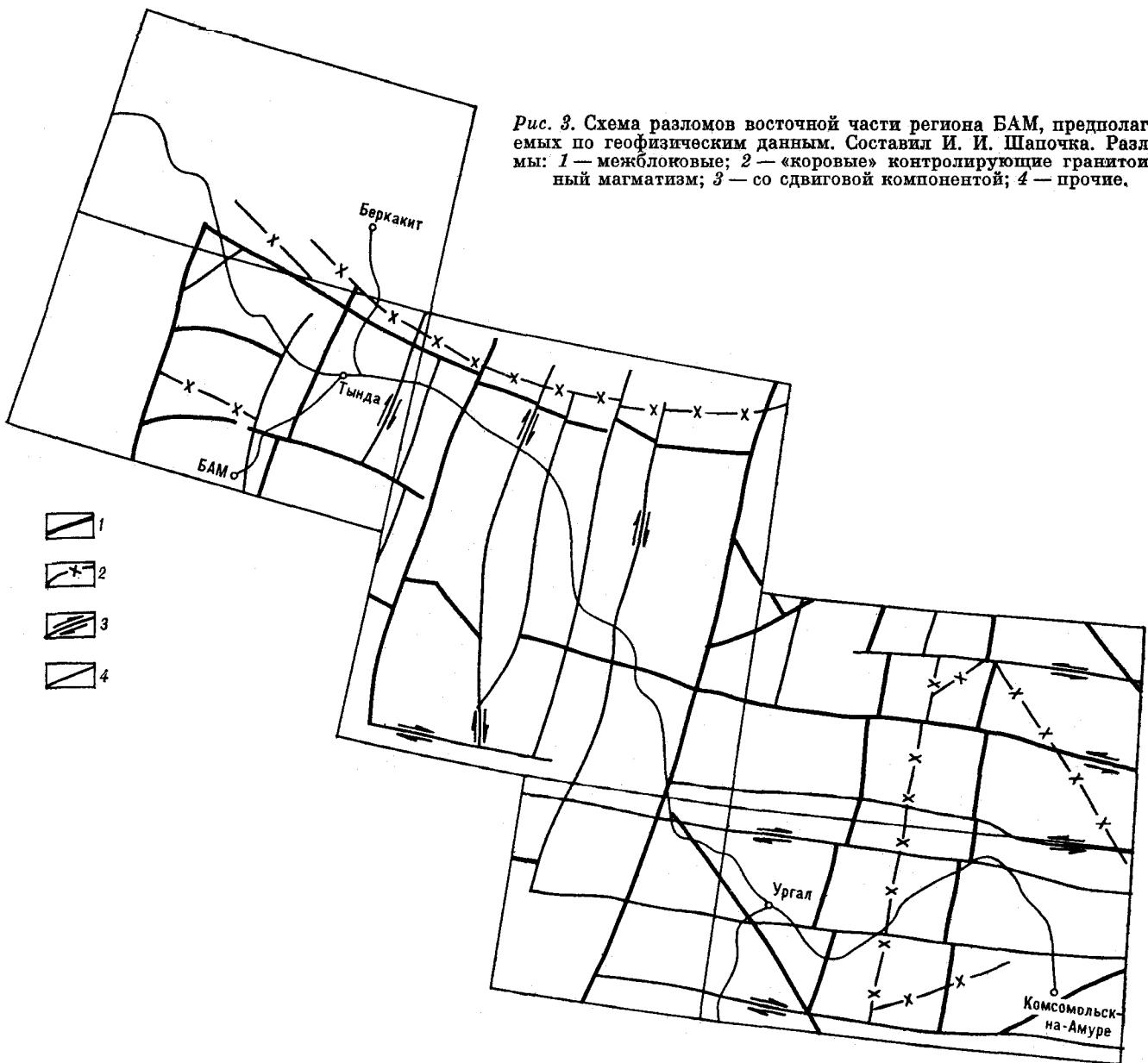


стемой на юго-востоке площади. Ортогональная система линеаментов не согласуется и с границами главных геоструктурных единиц (см. рис. 1). Наблюдаемые соотношения дешифрованных линеаментов с закартированными разломами свидетельствуют о том, что это дислокации разного возраста и глубины заложения.

Линеаменты ортогональной системы по пространственной ориентировке близки, а частично идентичны разломам, предполагаемым по геофизическим данным (рис. 3). Среди последних выделены межблоковые «коровые» разломы, контролирующие гранитоидный магматизм, разломы со сдвиговой компонентой и прочие [18, 19]. Межблоковые разломы отождествляются с крупными гравитационными ступенями, ограничивающими минимумы силы тяжести

первого порядка. В первом приближении они соответствуют меридиональным линеаментам со средним «шагом» около 100 км. «Коровые» разломы, выделяемые по цепочкам гравитационных минимумов, частично совпадают с плавно изогнутыми близмеридиональными и диагональными линеаментами. Разломы со сдвиговой компонентой, совпадающие с зонами разрыва корреляции, в какой-то части соответствуют широтным линеаментам. Все эти разломы выражены также в магнитном поле по таким признакам, как полосовые аномалии, зоны градиентов и разрыва корреляции и т. д. Важнейшим аргументом в пользу предположения об общности системы линеаментов и разломов по геофизическим данным служат их одинаковый геометрический рисунок и независимое поведение по отношению к главным геоструктурам

Рис. 3. Схема разломов восточной части региона БАМ, предполагаемых по геофизическим данным. Составил И. И. Шапочка. Разломы: 1 — межблоковые; 2 — «коровые» контролирующие гранитоидный магматизм; 3 — со сдвиговой компонентой; 4 — прочие.



и разломам, картируемым на дневной поверхности. Неполное совпадение их положения в пространстве вполне объяснимо тем, что геофизическими и дистанционными методами устанавливаются разные по глубине залегания и морфологии части одних и тех же дислокаций. Помимо этого надо иметь в виду, что не все геофизические аномалии будут иметь выражение на дневной поверхности.

На большинстве мелко- и среднемасштабных геологических карт меридиональные и широтные линейменты не показаны вообще или показаны их отдельные фрагменты. Однако при достаточно детальных комплексных исследованиях рудных районов эти структуры успешно распознаются и при этом выясняется их важ-

ная рудоконтролирующая роль [5—7, 9, 10]. Так, например, в Чаро-Токкинском железорудном районе широко развита система древних неоднократно омоложенных меридиональных зон дислокационного метаморфизма, существенно влиявших на расположение и сохранность рудоносных железистых кварцитов.

Исследованиями В. А. Гуменюка и других авторов в Уруша-Ольдойском рудном районе выявлена система субширотных и субмеридиональных тектонических структур, названных «зонами повышенной проницаемости», и установлены косвенные геологические признаки, по которым они трассируются на поверхности. Это цепочки коротких, нередко кулисообразно расположенных разломов, тектонические границы

поперечных блоков, линейно вытянутые интрузии и цепочки зон метасоматической переработки, увеличение количества даек кислых и средних пород на единицу площади. В физических полях они выражены линейными аномалиями магнитного и гравитационного поля положительного и отрицательного знака, либо линейными границами геофизических полей. С зонами повышенной проницаемости совпадают также линейные аномалии электрического поля. Авторы приходят к выводу, что зоны повышенной проницаемости являются длительно живущими структурами глубокого заложения, активно влияющими на направленность магматических и метасоматических процессов, начиная с нижнего протерозоя. В позднем мезозое эти зоны были активизированы. Они контролируют большинство проявлений рудной минерализации. Для обширной площади Становой складчато-блоковой системы влияние меридиональных зон дислокаций на локализацию оруденения рассматривалось В. И. Суховым. Предполагаемые зоны дислокаций выделены им по протяженным зонам линейно-упорядоченных магнитных аномалий.

Влияние ортогональной системы разломов на локализацию магматизма и оруденение в Баджальском и Комсомольском оловорудных районах показано в работах Н. В. Огнянова [9, 10], Н. К. Крутова, В. Г. Крюкова [6]. Есть данные о наличии скрытых рудоконтролирующих разломов меридиональной ориентировки в Октябрьском рудном районе.

Поскольку линеаменты ортогональной системы во многих случаях не имеют прямого вещественного выражения на поверхности, то об их морфологии можно судить лишь по косвенным геологическим признакам и характеру геофизических аномалий. По этим данным предполагается крутое, близкое к вертикальному, залегание зон линеаментов. Заложение их, вероятно, произошло на ранних этапах развития земной коры региона (от AR_2 на западе до позднего палеозоя на востоке региона) в обстановке преобладающего растяжения [1, 2, 5, 9, 14, 16]. В последующем линеаменты ортогональной системы развивались в условиях меняющейся геодинамической обстановки, однако в позднем мезозое, в эпоху максимального обновления, являлись зонами повышен-

ной проницаемости для магматических расплавов и флюидно-газовых эманаций. Плиоцен-раннечетвертичная активизация с ее преобладающими сводово-глыбовыми движениями не способствовала заметному оживлению и проявлению на поверхности линеаментов ортогональной системы. Ее влияние можно усмотреть лишь в ориентировке некоторых очень крупных неотектонических структур, таких как близширотные Становое сводовое и Тукуринграджагинское блоковое поднятия, близмеридиональная Тугуро-Амгунская группа рифтогенных кайнозойских впадин [16].

Приведенные данные позволяют сделать следующие предварительные выводы.

1. В регионе БАМ наряду с диагональными разломами широко распространена регулярная сеть линеаментов ортогональной системы, не отражающихся на региональных геологических картах, тектонических и геоморфологических схемах, но устанавливаемых дешифрированием космических снимков и интерпретацией материалов аэромагнитных и гравиметрических съемок.

2. Линеаменты ортогональной системы относятся к категории структур, не получивших пока однозначной интерпретации и именуемых «сквозными разломами», «скрытыми разломами фундамента», «тектонически ослабленными зонами» и т. п. Они имеют, по всей видимости, древний (AR_2 — PR_1) возраст заложения и максимально активизированы в позднем мезозое. Своим происхождением линеаменты, вероятно, связаны с ротационно-обусловленной планетарной трещиноватостью земной коры [20].

3. Во многих рудных районах наличие линеаментов ортогональной системы разного порядка и их рудоконтролирующая роль подтверждены комплексом геолого-геофизических данных.

4. В связи с установленной рудоконтролирующей ролью линеаментов ортогональной системы (в особенности меридиональных) следует обратить особое внимание на их выявление при геолого-геофизических исследованиях всех масштабов. Оперативно и достаточно объективно это может быть сделано путем дешифрирования космических снимков и анализа геофизических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельгенов Е. В. Разрывная тектоника восточного сектора БАМ и ее влияние на размещение оруденения.— В кн.: Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. Новосибирск: Наука, 1982.
2. Глузовский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2.

3. Карпулов В. Б., Ставцев А. И. О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока.— Геотектоника, 1975, № 4.
4. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000.— М.: Мингео СССР, 1980.
5. Кудрявцев В. А. Тектоническая позиция и разрывные структуры Чаро-Токкинского железорудного

- района.— В кн.: Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. Новосибирск: Наука, 1982.
6. Кулиш Е. А., Бондаренко Е. И. и др. Роль разломов в локализации магматизма и оруденения в Баджальской вулканической зоне (Приамурье).— Там же.
 7. Майборода А. Ф. Структуры центрального типа Баджальского рудного района и их роль в размещении оруденения.— В кн.: Геология и металлогения Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 8. Мартынюк М. В., Васькин А. Ф. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка.— Хабаровск, 1984.
 9. Огнянов Н. В. Особенности магматизма, тектоники и оловянного оруденения в центральной части Восточного Приамурья. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
 10. Огнянов Н. В. Структурные особенности Комсомольского рудного района.— В кн.: Геология и металлогения Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 11. Онихимовский В. В. Металлогеническое значение линеаментов, овальных и кольцевых структур Приамурья.— Сов. геол., 1977, № 9.
 12. Разломы земной коры/Под ред. В. А. Кузнецова.— М.: Наука, 1977.
 13. Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона.— Новосибирск: Наука, 1982.
 14. Саркисов Ю. М., Ермаков Б. В. Положение разломов Байкало-Амурского региона в общей регматической сети Востока СССР.— Там же.
 15. Сухин М. В. О металлогенической роли линеаментов Восточного участка зоны БАМ.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
 16. Уфимцев Г. Ф. Неотектонические формы региона Байкало-Амурской магистрали.— Геол. и геофиз., 1984, № 5.
 17. Чебогарев М. В., Усенко С. Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья.— Сов. геол., 1967, № 7.
 18. Шапочка И. И., Головкин Б. А., Шанцын К. А. Характер физических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Труды Первого Дальневосточного петрографического совещания. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
 19. Шапочка И. И., Сапожникова Е. Н., Фаворская М. А. О соотношении морфоструктур юга Хабаровского края с геофизическими аномалиями и некоторые металлогенические обобщения.— В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972.
 20. Шульц С. С. Планетарные трещины и тектонические дислокации.— Геотектоника, 1971, № 4.

ДВИМС, ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 сентября 1984 г.

А. И. Ромашкин

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Выявлены закономерности изменения среднего химического состава гранитогнейсового слоя континентальной коры в пределах Буреинского массива во времени и пространстве. Показано, что за период от раннего протерозоя до позднего мезозоя средний состав изменился от диорита до гранодиорита. Вариации химического состава гранитогнейсового слоя по площа-

ди массива от лейкократового гранита до габбро обусловлены неоднородностью его геологического строения. Единая пространственно-временная эволюция химизма гранитогнейсового слоя отражает главные черты геологического развития региона и несет дополнительную информацию структурного, петрогеохимического и металлогенического плана.

Поиск закономерностей в изменении химического состава разных типов земной коры имеет большое значение для совершенствования ее петрологической модели и выяснения направленности ее геохимической эволюции. Петрохимическое изучение гранитогнейсового слоя, доступного непосредственным геологическим наблюдениям, позволяет установить некоторые особенности генезиса геологических комплек-

сов, провести петрохимическое районирование геоструктурных единиц, выделить на этой основе зоны и структуры, различные в геохимическом и металлогеническом плане. Рассмотрению перечисленных вопросов на материалах Буреинского массива, представляющего типовой пример коры континентального типа, и посвящена статья.

Таблица 1

Главные этапы истории геологического развития Буреинского массива

| Этап | Возраст | Комплекс, свита | Главные типы пород | Глубинность формирования |
|------|------------------------------|---|--|--|
| 7 | К | Иороханский, бутокано-чуркинский, богучанский, хинганолонохойский; станолирская, солонечная, обманьская, талданская | Габбро, диоритовые порфиры, граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, липариты, их лабобрекчии и туфы, игнимбриты липаритовые, дациты, андезиты, андезитобазальты | Гипабиссальная, поверхностная |
| 6 | T-J | Харинский, алтахтинский, дикаканский | Габбро, гранодиориты, граносиениты, граниты | Гипабиссальная |
| 5 | PZ ₃ | Тырма-буреинский | Габбро, диориты, гранодиориты, плаггиограниты | Мезоабиссальная |
| 4 | PZ ₁₋₂ | Кивелийский, биробиджанский, бирский, суларинский | Габбро, диориты, гранодиориты, граниты | Абиссальная |
| 3 | PR ₂ — | Дитурская, игинчинская, мурандавская, рудоносная, лондоковская, суларинская, мельгинская, чергиленская, туранская | Филлиты, кремнисто-глинистые, графитистые, хлоритовые, эпидот-хлоритовые сланцы, кварциты, доломиты, известняки, железорудные, марганцево-рудные породы, фельзиты, кварцевые порфиры | Малая глубинность, P < 2 кбар |
| 2 | PR ₁ ² | Салокачинский, древнебуреинский | Серпентиниты, граниты | Ханкайская фация глубинности, P ≤ 6 кбар |
| 1 | PR ₁ ¹ | Туловчихинская, дичунская, урильская, союзнская | Бiotитовые, биотит-роговообманковые, биотит-гранатовые гнейсы, биотит-мусковитовые, мусковитовые сланцы, амфиболиты, графитовые гнейсы, мрамора, кальцифилиты, кварциты | То же |

Химический состав главных типов пород Бурейнского массива, вес. %

| Комплекс, серия, свята- венная | Возраст | Порода | Число анали- зов | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Источник Данные агро- ра * | |
|-----------------------------------|-------------------|----------------------------|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|----------------------------------|------|
| Обманьская, соло- венная | K ₂ | Гранит-порфир | 5 | 70,80 | 0,43 | 14,20 | 0,70 | 1,70 | 0,05 | 0,81 | 1,50 | 2,40 | 4,60 | Данные агро- ра * | |
| | | Липариты и их лавобрекчи | 7 | 73,40 | 0,26 | 12,90 | 0,90 | 1,70 | 0,04 | 0,51 | 0,86 | 2,80 | 5,00 | » | |
| | | Игнимбриты липаритовые | 3 | 74,40 | 0,16 | 12,20 | 0,88 | 1,52 | 0,02 | 0,25 | 0,56 | 1,92 | 4,50 | » | |
| | | Туфы липаритов | 4 | 71,60 | 0,38 | 13,10 | 2,60 | 2,30 | 0,15 | 0,41 | 0,16 | 2,40 | 4,50 | » | |
| | | Дацилы биотитовые | 2 | 67,43 | 0,23 | 16,34 | 1,18 | 1,52 | 0,03 | 0,38 | 1,00 | 2,50 | 3,22 | » | |
| | | Андезитодациты и их туфы | 3 | 60,80 | 4,24 | 14,70 | 3,90 | 3,80 | 0,10 | 4,20 | 4,00 | 3,50 | 2,80 | » | |
| | | Андезиты, андезитобазальты | 3 | 55,20 | 4,75 | 16,50 | 4,46 | 4,50 | 0,13 | 1,84 | 4,89 | 3,46 | 2,60 | » | |
| | | Гранодиорит-порфир | 4 | 68,16 | 0,51 | 15,06 | 1,93 | 2,42 | 0,07 | 0,85 | 1,98 | 3,30 | 3,43 | » | |
| | | Гранит-порфир | 20 | 72,05 | 0,24 | 14,49 | 0,87 | 1,02 | 0,04 | 1,04 | 1,38 | 3,42 | 3,91 | » | |
| | | Гранит-порфир | 6 | 77,33 | 0,20 | 12,97 | 0,48 | 0,47 | 0,04 | 0,17 | 0,11 | 2,75 | 4,58 | » | |
| Богучанский | K ₂ | Гранит-порфир | 1 | 65,11 | 0,29 | 16,21 | 1,72 | 3,64 | 0,11 | 1,62 | 3,45 | 3,51 | 3,22 | » | |
| | | Дноритовый порфирит | 3 | 69,41 | 0,16 | 14,54 | 1,81 | 2,43 | 0,05 | 1,31 | 2,15 | 3,70 | 3,73 | » | |
| | | Гранит, гранит-порфир | 7 | 72,55 | 0,27 | 13,92 | 0,69 | 1,87 | 0,05 | 0,46 | 1,31 | 3,56 | 4,35 | » | |
| | | Габбро | 1 | 56,30 | 1,12 | 19,09 | 2,84 | 4,85 | 0,11 | 3,46 | 7,20 | 2,31 | 0,95 | » | |
| | | Гранит | 5 | 62,18 | 0,48 | 18,26 | 2,46 | 2,20 | 0,58 | 2,59 | 3,96 | 2,52 | 1,88 | » | |
| | | Гранит | 1 | 71,50 | 0,21 | 14,62 | 0,10 | 2,80 | 0,05 | 0,98 | 0,97 | 3,48 | 2,94 | » | |
| | | Габбро | 4 | 47,32 | 0,94 | 18,55 | 3,31 | 6,10 | 0,10 | 8,55 | 9,30 | 2,43 | 0,55 | [10] | |
| | | Гранит | 6 | 73,27 | 0,15 | 14,20 | 0,36 | 1,22 | 0,03 | 0,65 | 1,42 | 3,82 | 4,35 | » | |
| | | Граносиенит | 8 | 68,02 | 0,32 | 16,01 | 1,78 | 2,06 | 0,15 | 0,21 | 0,88 | 5,02 | 5,03 | » | |
| | | Гранит | 5 | 75,22 | 0,43 | 12,92 | 0,99 | 1,05 | 0,04 | 0,13 | 0,81 | 4,36 | 3,81 | » | |
| Харинский | T | Гранодиорит | 18 | 65,74 | 0,49 | 15,98 | 1,22 | 3,49 | 0,16 | 1,46 | 3,08 | 3,66 | 3,36 | » | |
| | | Гранит | 37 | 74,31 | 0,18 | 13,84 | 0,51 | 1,46 | 0,04 | 0,32 | 1,07 | 3,50 | 4,15 | » | |
| | | Габбро | 4 | 50,22 | 1,08 | 18,82 | 1,72 | 5,51 | 0,12 | 8,16 | 10,28 | 2,89 | 1,26 | » | |
| | | Диорит | 5 | 57,50 | 0,92 | 18,51 | 1,29 | 4,87 | 0,12 | 2,74 | 6,02 | 3,55 | 2,22 | » | |
| | | Гранодиорит | 13 | 65,22 | 0,56 | 16,79 | 1,20 | 2,84 | 0,09 | 1,73 | 4,10 | 3,51 | 2,97 | » | |
| | | Плагиогранит | 45 | 69,16 | 0,47 | 15,57 | 0,80 | 2,64 | 0,07 | 1,10 | 2,67 | 3,70 | 3,55 | [10] | |
| | | Гранит | 56 | 72,48 | 0,49 | 15,27 | 0,52 | 1,34 | 0,08 | 0,36 | 1,16 | 3,41 | 4,40 | » | |
| | | Габбро | 2 | 51,17 | 0,44 | 15,81 | 3,30 | 7,19 | 2,15 | 6,16 | 10,03 | 2,38 | 1,32 | » | |
| | | Диорит | 5 | 58,61 | 0,93 | 16,86 | 0,64 | 5,83 | 0,11 | 3,91 | 0,09 | 2,70 | 2,80 | » | |
| | | Гранодиорит | 4 | 64,32 | 0,66 | 16,28 | 0,94 | 4,41 | 0,09 | 2,03 | 3,88 | 2,51 | 4,41 | » | |
| Кивельйский | PZ ₁ | Гранит | 48 | 72,29 | 0,25 | 14,37 | 0,46 | 1,88 | 0,05 | 0,48 | 1,72 | 3,22 | 4,48 | » | |
| | | Габбро | 9 | 47,65 | 0,82 | 18,79 | 12,10 | — | — | — | — | — | — | » | |
| | | Гранодиорит | 12 | 66,82 | 0,54 | 15,37 | 0,79 | 3,53 | 0,08 | 1,24 | 2,63 | 2,56 | 4,80 | » | |
| | | Гранит | 4 | 70,70 | 0,24 | 15,51 | 0,45 | 1,74 | 0,05 | 0,57 | 2,19 | 2,76 | 4,08 | » | |
| | | Филлит | 6 | 59,22 | 0,70 | 15,60 | 0,65 | 5,52 | 0,25 | 3,45 | 5,83 | 1,00 | 4,20 | [12] | |
| | | Кремнисто-глинистый сланец | 7 | 65,64 | 0,55 | 14,19 | 2,33 | 2,70 | 0,29 | 4,17 | 1,69 | 0,10 | 2,26 | » | |
| | | Габбро | 3 | 81,14 | — | 7,34 | 3,44 | — | — | — | — | 1,94 | 0,79 | 1,46 | » |
| | | Гранодиорит | 28 | 69,84 | 0,56 | 6,92 | 4,06 | 0,48 | 0,05 | 0,79 | 4,00 | — | — | 2,16 | » |
| | | Графитистый сланец | 30 | 15,36 | 0,13 | 1,45 | 44,80 | — | — | — | — | 1,59 | 0,06 | 0,08 | » |
| | | Марганцево-рудная порода | 105 | 31,89 | 0,30 | 2,71 | 53,96 | 2,20 | 0,10 | 2,05 | 1,23 | 0,50 | 0,22 | — | » |
| Хинганская ** | PR ₁₋₂ | Железорудная порода | 5 | 56,24 | 0,92 | 14,29 | 0,49 | 8,21 | 0,28 | 4,01 | 4,10 | 1,83 | 3,92 | » | |
| | | Хлоритовый сланец | 2 | 49,70 | 1,46 | 15,80 | 3,20 | 8,77 | 0,20 | 8,59 | 5,51 | 4,49 | 0,21 | » | |
| | | Эпидот-хлоритовый сланец | 3 | 60,39 | 0,56 | 14,96 | 1,53 | 5,69 | 0,24 | 4,96 | 4,07 | 1,86 | 3,44 | » | |
| | | Биотит-хлоритовый сланец | 8 | 94,77 | — | 2,64 | 0,39 | — | — | — | — | 1,39 | 0,30 | 0,35 | » |
| | | Кварцит | 3 | 94,77 | — | 2,64 | 0,39 | — | — | — | — | 1,39 | 0,30 | 0,35 | » |
| | | Доломит | 18 | 4,52 | — | 0,08 | 0,41 | — | — | — | — | 22,99 | — | — | » |
| | | Известняк | 6 | 3,52 | — | 0,42 | — | — | — | — | — | 0,89 | — | — | » |
| | | Серпентинит | 2 | 34,65 | 0,14 | 0,63 | 4,82 | 2,12 | 0,18 | 37,73 | 0,62 | — | — | — | [10] |
| | | Гранит | 4 | 72,34 | 0,30 | 14,05 | 1,16 | 1,36 | 0,05 | 0,94 | 1,78 | 0,62 | 0,04 | 0,10 | [12] |

| | 5 | 68,65 | 0,82 | 14,44 | 0,34 | 3,32 | 0,04 | 1,78 | 3,64 | 2,41 | 4,01 |
|------------------------------------|----|-------|------|-------|------|-------|------|------|-------|------|------|
| Биотитовый гнейс | 7 | 56,40 | 0,87 | 15,37 | 1,07 | 5,80 | 0,20 | 7,88 | 4,88 | 3,15 | 2,09 |
| Биотит-рогообманковый гнейс | 6 | 52,64 | 1,76 | 16,05 | 2,17 | 7,28 | 0,14 | 5,34 | 6,43 | 2,09 | 2,92 |
| Рогообманковый гнейс | 9 | 46,12 | 2,08 | 18,38 | 1,91 | 10,21 | 0,22 | 5,77 | 7,61 | 2,24 | 2,10 |
| Амфиболит | 11 | 54,10 | 1,47 | 17,25 | 2,30 | 7,87 | 0,27 | 3,76 | 6,40 | 2,60 | 2,32 |
| Биотит-гранат-рогообманковый гнейс | 41 | 60,88 | 1,03 | 14,61 | 2,07 | 8,74 | 0,33 | 2,90 | 2,33 | 1,85 | 3,48 |
| Биотит-гранатовый гнейс | 7 | 58,93 | 1,72 | 13,70 | 1,90 | 5,97 | 0,09 | 5,00 | 2,70 | 1,47 | 3,87 |
| Биотит-мусковитовый сланец | 3 | 73,73 | 0,10 | 14,77 | 0,04 | 0,83 | 0,03 | 0,32 | 0,90 | 3,05 | 4,58 |
| Мусковитовый сланец | 4 | 58,80 | 1,14 | 25,84 | 4,88 | 2,98 | 0,11 | 0,94 | 0,27 | 0,61 | 2,36 |
| Биотит-мусковит-гранатовый гнейс | 2 | 57,31 | 1,13 | 20,38 | 2,61 | 8,19 | 0,24 | 2,54 | 0,72 | 0,82 | 3,57 |
| Биотит-гранат-ставролитовый гнейс | 4 | 58,46 | 1,27 | 21,55 | 2,23 | 7,06 | 0,28 | 1,81 | 1,79 | 1,14 | 2,06 |
| Биотит-гранат-силлимантовый гнейс | 1 | 55,20 | 1,23 | 28,77 | 0,35 | 5,86 | 0,04 | 0,98 | 0,78 | 0,56 | 2,58 |
| Мрамор | 41 | 2,07 | — | 0,94 | 0,11 | 0,02 | — | 4,50 | 47,01 | — | — |
| Кальцифир | 4 | 4,10 | 0,05 | 1,89 | 0,32 | 0,10 | 0,02 | 6,45 | 40,70 | 0,10 | 0,60 |
| Кварцит-мономинеральный | 2 | 95,06 | — | 2,66 | 0,43 | — | 0,01 | 0,15 | 0,01 | 0,39 | 0,50 |
| Кварцит-полевошпатовый | 1 | 86,40 | — | 9,24 | 0,48 | — | 0,02 | 0,41 | 0,74 | 0,68 | 1,00 |
| Графитовый гнейс | 7 | 67,28 | 0,71 | 8,98 | 4,79 | 1,09 | 0,06 | 1,73 | 2,24 | 0,72 | 1,98 |

(10)
Данные автора
То же

* Учены неогубкованные данные В. Я. Шестернева. ** Средний химический состав пород рассчитан в целом для серии, так как отдельные породы встречаются в разных свитах.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Стратиграфия, магматизм и тектоника Буреинского массива * подробно изложены в [4; 8, 11—13 и др.]. В табл. 1 показаны главные комплексы метаморфических, магматических и осадочных пород, детальность расчленения которых позволяет выявить основные черты эволюции химического состава гранитоидного слоя. Возрастная датировка и схема последовательности формирования комплексов, являющиеся в ряде случаев дискуссионными, приняты в соответствии с [3, 4, 13].

История геологического развития массива начинается накоплением геосинклинальных терригенно-карбонатных отложений амурской серии, метаморфизованных затем в условиях ханкайской фации глубинности ($P=6$ кбар, $T=500-730^{\circ}\text{C}$) [15]. В раннем протерозое произошло внедрение небольших тел серпентинитов, дунитов и перидотитов салокочинского (амурского) комплекса и гнейсовидных биотитовых гранитов древнебуреинского комплекса [3]. Они имеют незначительную распространенность, пластообразную или линзовидную форму. Для того, чтобы получить данные о составе гранитоидного слоя в самый ранний период формирования осадочно-метаморфических пород (до внедрения магматитов), раннепротерозойский этап разделен на два подэтапа (см. табл. 1).

В позднем протерозое — кембрии образованы парагеосинклинальные терригенно-карбонатные отложения миогеосинклинальных прогибов, выделяемые на юге массива в хинганскую серию (дитурская, игинчинская, мурандавская, рудонская, лондоковская свиты), а на севере в сопоставляемые с ними туранскую, суларинскую, мельгинскую, чергиленскую свиты. В их составе широко распространены карбонатные, углеродистые, фосфатоносные и железистые формации.

В раннем — среднем палеозое произошло внедрение крупных батолитоподобных массивов кивелийского, биробиджанского, бирского, суларинского комплексов абиссальной фации глубинности, широко распространенных по всему массиву. В составе перечисленных комплексов развиты разнообразные петрографические типы пород от габбро до гранитов при резком преобладании гранитоидов.

Последующая история геологического развития массива связана с неоднократными этапами тектономагматической активизации. В позд-

* Буреинский массив рассматривается в объеме наиболее детально изученных Туранского, Хинганского и Биджанского блоков.

Пример расчета средневзвешенного по площади химического состава гранитогнейсового слоя одной трапеции для проявленных на ней этапов геологического развития

| Комплекс, порода, этап | Площадь, км ² | Относительная площадная распространенность в % | | | | | Химический состав | | | | | | | | | |
|--|--------------------------|--|------------------------------|-------------------|-----------------|-----|-------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|
| | | PR ₁ ¹ | PR ₁ ² | PZ ₁₋₂ | PZ ₃ | T | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Харинский, гранит, T | 16,8 | | | | | 2 | 74,31 | 0,18 | 13,84 | 0,51 | 1,46 | 0,04 | 0,32 | 1,07 | 3,50 | 4,15 |
| Тырма-буреинский, гранит, PZ ₃ | 59,2 | | | | 6 | 6 | 69,16 | 0,47 | 15,57 | 0,80 | 2,64 | 0,07 | 1,10 | 2,67 | 3,70 | 3,55 |
| Тырма-буреинский, гранодиорит, PZ ₃ | 339,2 | | | | 34 | 33 | 65,22 | 0,56 | 16,79 | 1,20 | 2,84 | 0,09 | 1,73 | 4,10 | 3,51 | 2,97 |
| Тырма-буреинский, габбро, PZ ₃ | 38,8 | | | | 4 | 4 | 50,22 | 1,08 | 18,82 | 1,72 | 5,51 | 0,12 | 8,16 | 10,28 | 2,89 | 1,26 |
| Бирский, гранит, PZ ₁₋₂ | 275,2 | | | 48 | 27 | 26 | 72,48 | 0,19 | 15,27 | 0,52 | 1,34 | 0,08 | 0,36 | 1,16 | 3,41 | 4,40 |
| Киведийский, гранит, PZ ₁ | 207,2 | | | 36 | 20 | 20 | 70,70 | 0,24 | 15,51 | 0,45 | 1,74 | 0,05 | 0,57 | 2,19 | 2,76 | 4,08 |
| Киведийский, габбро, PZ ₁ | 52,8 | | | 9 | 5 | 5 | 47,65 | 0,82 | 18,79 | 2,10 | 10,00 | 0,15 | 7,75 | 8,96 | 3,51 | 0,98 |
| Древнебуреинский, гранит, PR ₁ ² | 16,2 | | 44 | 3 | 2 | 2 | 72,34 | 0,30 | 14,05 | 1,16 | 1,36 | 0,05 | 0,94 | 1,78 | 3,37 | 4,00 |
| Дичунская, PR ₁ ¹ | 9,6 | 46 | 26 | 2 | 1 | 1 | 51,79 | 1,61 | 15,40 | 1,44 | 7,54 | 0,15 | 4,56 | 7,45 | 2,11 | 2,64 |
| Туловчихинская, PR ₁ ¹ | 11,2 | 54 | 30 | 2 | 1 | 1 | 62,96 | 1,23 | 15,66 | 1,19 | 4,70 | 0,07 | 3,02 | 3,20 | 2,58 | 2,87 |
| T | 1026,2 | | | | | 100 | 67,85 | 0,43 | 16,37 | 0,89 | 2,72 | 0,07 | 1,66 | 3,29 | 3,39 | 3,53 |
| PZ ₃ | 1009,4 | | | | | 100 | 66,36 | 0,43 | 16,09 | 0,88 | 2,69 | 0,07 | 1,65 | 3,27 | 3,26 | 3,47 |
| PZ ₁₋₂ | 572,2 | | | 100 | | | 68,99 | 0,31 | 15,64 | 0,68 | 2,46 | 0,07 | 1,25 | 2,42 | 3,14 | 3,98 |
| PR ₁ ² | 37,0 | | 100 | | | | 64,18 | 0,87 | 14,84 | 1,09 | 4,03 | 0,07 | 2,49 | 3,77 | 2,77 | 3,59 |
| PR ₁ ¹ | 20,8 | 100 | | | | | 57,82 | 1,40 | 15,54 | 1,30 | 6,01 | 0,11 | 3,73 | 5,16 | 2,36 | 2,76 |

непалеозойский этап возникают крупные батолитоподобные тела тырма-буреинского комплекса мезоабиссальной фации глубинности. В его составе также наиболее широко распространены гранитоиды. Территориально породы этого комплекса развиты только в пределах Туранского блока; в южной части массива они не закартированы.

В раннемезозойский этап сформированы гипабиссальные тела харинского, алтахтинского и диканского комплексов. Первый из них представлен мелко-крупнозернистыми до порфировидных лейкократовыми гранитами, гранодиоритами и редко гранит-порфирами. Алтахтинский комплекс сложен граносиенитами, щелочными гранитами и сиенитами, образующими штокообразные тела размером не более 20 км². Диканский комплекс представляет массивы трещинного типа, сложенные в большинстве случаев гранитами и реже гранодиоритами. Ограниченным развитием пользуются осадочные породы лангаринской, катонской, будуканской свит.

В позднемеозойский этап образованы субаэральные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы каменушинской, талданской, станолірской, солонечной и обманийской свит, участвующих в строении вулканотектонических структур. В парагенетической связи с вулканами (андезитобазальты, андезиты, дациты,

липариты, их лавобрекчии и туфы) сформированы близповерхностные интрузивные комплексы: пороханский, бутокано-чуркинский, хингано-олонойский и богучанский, сложенные габбро, диоритовыми порфиридами, гранитами, гранит-порфирами.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Геологической основой работы послужили среднемасштабные геологические карты хингано-буреинской серии. Изученный район разбит на единичные площади-трапеции, отвечающие листам м-ба 1:100 000 общим числом 76. Отдельно для каждой трапеции полярным планиметром замерены площади выходов всех выделенных на геологической карте комплексов (свит) и слагающих их типов пород. Точность измерения контролировалась сравнением показаний обоих счетчиков планиметра, разность которых не превышала 5 делений на 1000. Для предотвращения грубых ошибок измерений (пропуск в измерениях, двукратное измерение одного и того же выхода пород) проводились контрольный обмер всей площади трапеции и сравнение его с суммой частных замеров.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ
ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО СЛОЯ
ДЛЯ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
БУРЕЙНСКОГО МАССИВА**

По опубликованным и фондовым материалам и собственным данным автора рассчитан средний химический состав главных типов пород, слагающих выделенные комплексы (табл. 2). Общее число использованных анализов составило 642, площадная распространенность их неравномерна. Затем для каждого геологического комплекса или свиты, выделенных на площади трапеции, рассчитывался их средне-взвешенный химический состав [7, 14], а далее определялся средне-взвешенный по площади состав всей трапеции раздельно для каждого этапа геологического развития (табл. 3). В расчет химического состава гранитогнейсового слоя одного этапа включались комплексы и свиты соответствующего возраста и все более древние, слагающие не менее 1% площади трапеции.

В дальнейшем расчеты проводились в двух направлениях. Определялся химический состав гранито-гнейсового слоя в тот или иной этап его формирования как среднее арифметическое из значений химических составов всех 76 трапеций соответствующего этапа. Одновременно определялась величина среднеквадратического отклонения от среднего. Если на трапеции отсутствовали геологические комплексы рассматриваемого этапа, то в расчет принимался химический состав более древнего этапа. Второе направление предусматривало площадной тренд-анализ содержания кремнезема для всех 76 трапеций по этапам геологического развития региона. При этом в случае отсутствия на трапеции данных рассматриваемого этапа в расчет принимался также результат более древнего этапа. Математическая обработка осуществлялась на ЭВМ М-222 в ПГО Таежгеология под руководством С. А. Гириса. Учитывая качество использованных геологических и петрохимических материалов, предполагается, что достоверность полученных результатов отвечает современному уровню знаний геологии Буреинского массива.

В табл. 4 приведен химический состав гранитогнейсового слоя Буреинского массива, рассчитанный для главных этапов его геологического развития. В раннем протерозое, в период формирования осадочно-метаморфических пород фундамента массива, состав гранито-гнейсового слоя отвечает диориту. Содержания окиси патрия и калия близки друг другу при некотором преобладании последней. Окись кальция значительно преобладает над окисью магния. Близкий химический состав имеют породы Становой складчато-глыбовой области и осредненные докембрийские метаморфические породы материковой части Дальнего Востока [17].

В конце раннего протерозоя с образованием ультраметаморфогенных гранитоидов древне-буреинского комплекса, резко преобладающих над ультраосновными породами салокачинского комплекса, химический состав гранитогнейсового слоя несколько раскисляется, но не выходит за рамки состава диорита. Соотношения петрогенных компонентов в целом остаются теми же, что и в раннем протерозое. Аналогичный состав получен для докембрия Ханкайского массива [17], объединяющего уссурийскую и иманскую серии и ультраметаморфические гранитоиды, а также для Норвегии [10].

В позднем протерозое — кембрии в связи с формированием отложений хинганского комплекса и его аналогов химический состав гранитогнейсового слоя вновь становится более основным, причем практически все компоненты состава названного слоя в этот период имеют наибольшую дисперсию содержаний.

В раннем палеозое, в период широкого распространения гранитоидных комплексов, хими-

Таблица 4

Химический состав гранитогнейсового слоя главных этапов развития Буреинского массива

| Этап | SiO ₂ | | TiO ₂ | | Al ₂ O ₃ | | Fe ₂ O ₃ | | FeO | | MnO | | MgO | | CaO | | Na ₂ O | | K ₂ O | |
|------|------------------|----------|------------------|----------|--------------------------------|----------|--------------------------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-------------------|----------|------------------|----------|
| | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ |
| 1 | 58,30 | 7,11 | 1,02 | 0,33 | 13,73 | 2,05 | 1,10 | 0,41 | 4,63 | 1,48 | 0,14 | 0,26 | 3,48 | 0,95 | 6,84 | 4,43 | 2,17 | 0,46 | 2,66 | 0,59 |
| 2 | 60,15 | 7,87 | 0,83 | 0,11 | 13,63 | 1,76 | 1,14 | 0,46 | 3,98 | 1,34 | 0,18 | 0,36 | 3,08 | 1,15 | 6,51 | 4,66 | 2,38 | 0,58 | 2,93 | 0,82 |
| 3 | 57,50 | 10,87 | 0,78 | 0,11 | 12,84 | 2,62 | 1,31 | 0,58 | 3,51 | 1,58 | 0,17 | 0,30 | 3,43 | 2,10 | 7,94 | 5,61 | 2,18 | 0,73 | 2,79 | 0,89 |
| 4 | 65,06 | 7,04 | 0,48 | 0,20 | 14,17 | 1,70 | 0,94 | 0,45 | 2,69 | 0,98 | 0,13 | 0,14 | 2,00 | 1,32 | 4,29 | 3,43 | 2,70 | 0,52 | 3,60 | 0,65 |
| 5 | 65,20 | 5,68 | 0,50 | 0,18 | 14,90 | 1,66 | 1,02 | 0,35 | 2,68 | 0,72 | 0,12 | 0,14 | 1,87 | 1,05 | 4,14 | 2,90 | 3,02 | 0,50 | 3,43 | 0,56 |
| 6 | 66,50 | 5,96 | 0,45 | 0,18 | 14,63 | 1,54 | 0,95 | 0,32 | 2,52 | 0,71 | 0,10 | 0,10 | 1,66 | 1,05 | 3,76 | 2,95 | 3,07 | 0,51 | 3,52 | 0,52 |
| 7 | 66,86 | 5,74 | 0,44 | 0,17 | 14,68 | 1,52 | 0,99 | 0,33 | 2,44 | 0,70 | 0,09 | 0,10 | 1,57 | 1,03 | 3,70 | 2,91 | 3,09 | 0,51 | 3,54 | 0,50 |

Примечание. Здесь и далее в таблице номера этапов соответствуют порядковым номерам табл. 1; \bar{x} — среднее арифметическое из 76 определений; σ — среднеквадратическое отклонение от среднего.

ческий состав гранитогнейсового слоя раскисляется до кварцевого диорита. Значительно возрастает содержание кремнезема, глинозема, окиси натрия и калия и уменьшается содержание двуокиси титана, окисного и закисного железа, окиси марганца, магния и кальция. Соотношения окиси натрия и калия, а также окиси кальция и магния остаются прежними. Близкие значения состава гранитогнейсового слоя получены для архея Алданского щита [17], объединяющего алданский комплекс метаморфических пород и раннеархейские гранитоиды, метаморфических пород амфиболитовой фации Норвегии [10], Канадского щита [10] и для мезо-меланократовых биотитовых плагиосланцев и плагиогнейсов из разреза Кольской скважины СГ-3 на Балтийском щите [6].

В последующие этапы геологического развития массива химический состав гранитогнейсового слоя постепенно приближается к составу гранодиорита. В позднем палеозое, несмотря на широкое площадное развитие гранитоидов тырма-бурейского комплекса, его химический состав изменяется незначительно. По-видимому, это связано с тем, что петрохимический состав гранитоидов тырма-бурейского комплекса близок составу вмещающего его субстрата. В мезозойские этапы химический состав гранитогнейсового слоя массива аналогичен осредненному химическому составу пород Сихотэ-Алинской складчатой области [2, 9].

В ряду временной эволюции устанавливается общая закономерность раскисления химического состава гранитогнейсового слоя Бурейского массива, нарушаемая лишь в позднепротерозойско-кембрийский этап, являющийся своего рода аномалией на общем эволюционном фоне. Содержание закиси железа и двуокиси титана в этом ряду постоянно убывает. Если исключить влияние аномального состава позднепротерозойско-кембрийского возраста, то обнаруживается закономерное возрастание содержания кремнезема и окиси натрия и последовательное убывание окиси магния и кальция. Более сложное поведение устанавливается для глинозема, окисного железа и окиси калия.

Отношения характерных пар элементов на всех этапах эволюции химического состава гранитогнейсового слоя изменяются незначительно. Так, отношение FeO/Fe_2O_3 варьирует от 4,2 до 2,5; K_2O/Na_2O — от 1,3 до 1,1; MgO/CaO — от 0,50 до 0,42; алюмокремниевый модуль — от 0,236 до 0,218. Интервал значений алюмокремниевого модуля отвечает значениям такового для пород Русской и Северо-американской платформ в архее — среднем протерозое [16]. Характерно, что именно этот возрастной интервал предлагается разными авторами [3, 4, 13, 15 и др.] для наиболее древних отложений рассматриваемого региона. Возможно,

что столь узкий спектр значений алюмокремниевого модуля и постоянство отношений петрогенных элементов для разных этапов косвенно указывают на неоднократную переработку субстрата и на единство генетических причин, вызывающих изменение химического состава гранитогнейсового слоя массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ БУРЕЙСКОГО МАССИВА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Проведенный корреляционный анализ рассчитанных значений химического состава для каждого этапа геологического развития показал (табл. 5), что между кремнеземом, с одной стороны, и глиноземом, окисью железа, магния, кальция, натрия, калия — с другой, устанавливается тесная прямая зависимость. Значимая корреляция кремнезема отсутствует только с окисью титана, марганца и закисным железом, для которых характерны минимальные средние содержания и дисперсия (см. табл. 4). Поэтому количество кремнезема дает полное представление о химическом составе гранитогнейсового слоя. Для выявления неоднородностей химического состава последнего в пространстве построены карты изоконцентрации кремнезема по 76 оцифрованным точкам, отнесенным к центру трапеций. На основании показанной выше корреляционной зависимости содержания кремнезема и других петрогенных компонентов эти карты рассматриваются как карты петрохимического поля.

В раннепротерозойский этап (рис. 1) состав гранитогнейсового слоя в различных частях массива варьирует от нормального гранита до габбро. Площади гранит-гранодиоритового состава располагаются по периферии массива. Учитывая первично-осадочную природу метаморфических пород и существующую дифференциацию вещества в процессе осадкообразования, можно предположить, что здесь отлагался слабо дифференцированный обломочный

Таблица 5

Коэффициенты корреляции кремнезема с другими петрогенными компонентами для главных этапов развития Бурейского массива ($n = 76$)

| Этап | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na_2O | K_2O |
|------|---------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-------|---------|--------|
| 1 | -0,05 | 0,42 | -0,40 | -0,02 | -0,19 | -0,57 | -0,86 | 0,65 | 0,85 |
| 2 | -0,24 | 0,58 | -0,33 | -0,18 | -0,23 | -0,55 | -0,91 | 0,60 | 0,81 |
| 3 | 0,02 | 0,80 | -0,21 | 0,28 | -0,06 | -0,75 | -0,92 | 0,72 | 0,86 |
| 4 | -0,35 | 0,76 | -0,52 | -0,01 | -0,05 | -0,92 | -0,92 | 0,71 | 0,90 |
| 5 | -0,32 | 0,72 | -0,52 | 0,04 | 0,01 | -0,90 | -0,92 | 0,64 | 0,82 |
| 6 | -0,40 | 0,75 | -0,56 | -0,02 | -0,14 | -0,92 | -0,92 | 0,71 | 0,84 |
| 7 | -0,38 | 0,76 | -0,54 | -0,06 | -0,10 | -0,91 | -0,92 | 0,70 | 0,88 |

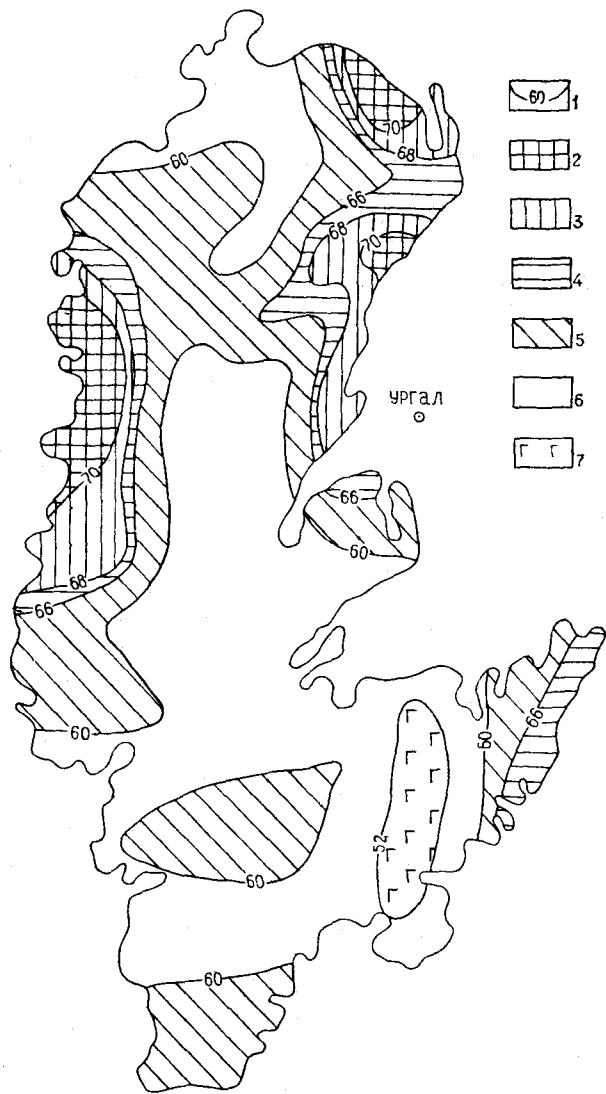


Рис. 1. Петрохимическое поле гранитогнейсового слоя Буреинского массива в раннем протерозое.

1 — изоконцентраты кремнезема (вес. %); площади гранитного (2), плагитогранитного (3), гранодиоритового (4), кварцево-диоритового (5), диорит-габбро-диоритового (6), габбрового (7) составов.

материал, а в центральной части формировались пелитовые и хемогенные отложения более глубоководных фаций. По ориентировке максимальных градиентов изоконцентрат кремнезема предполагается, что преобладающее направление структур было субмеридиональным и субширотным. Блокообразующие разломы (Хинганский и Пограничный) в это время еще отсутствовали, но Куканский разлом, вероятно, уже заложился. Образование ультраметаморфогенных гранитоидов древнебуреинского комплекса, происходившее более или менее равномерно по всей площади массива, и внедрение небольших по размерам тел ультрабазитов са-лакачинского комплекса не оказали существен-

ного влияния на петрохимическое поле массива.

В позднем протерозое — кембрии возникли удлиненные в субмеридиональном направлении участки повышенной основности, отвечающие по составу габбро (рис. 2). Характерно их положение в зоне повышенной основности раннепротерозойского петрохимического поля, что указывает на унаследованный характер верхнепротерозойско-кембрийского осадконакопления. Преобладающая ориентировка структурных элементов региона в этот период также субмеридиональная и субширотная.

В ранне-среднепалеозойский этап в связи с интенсивным гранитоидным магматизмом произошла существенная перестройка всего петрохимического поля (рис. 3). В целом оно при-

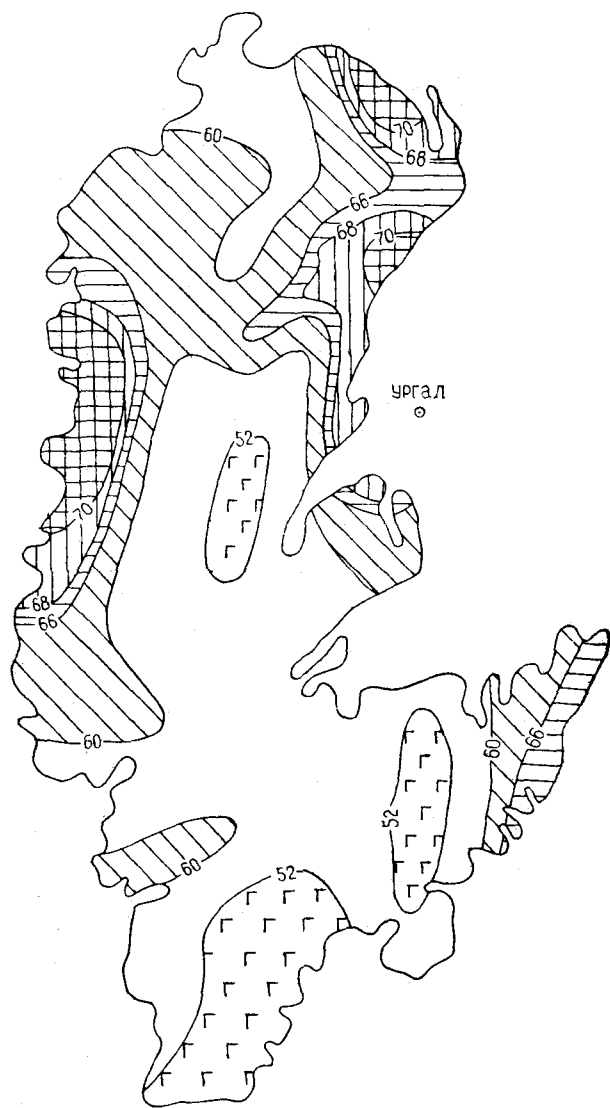


Рис. 2. Петрохимическое поле гранитогнейсового слоя Буреинского массива в позднем протерозое — кембрии. Усл. обозн. см. на рис. 1.

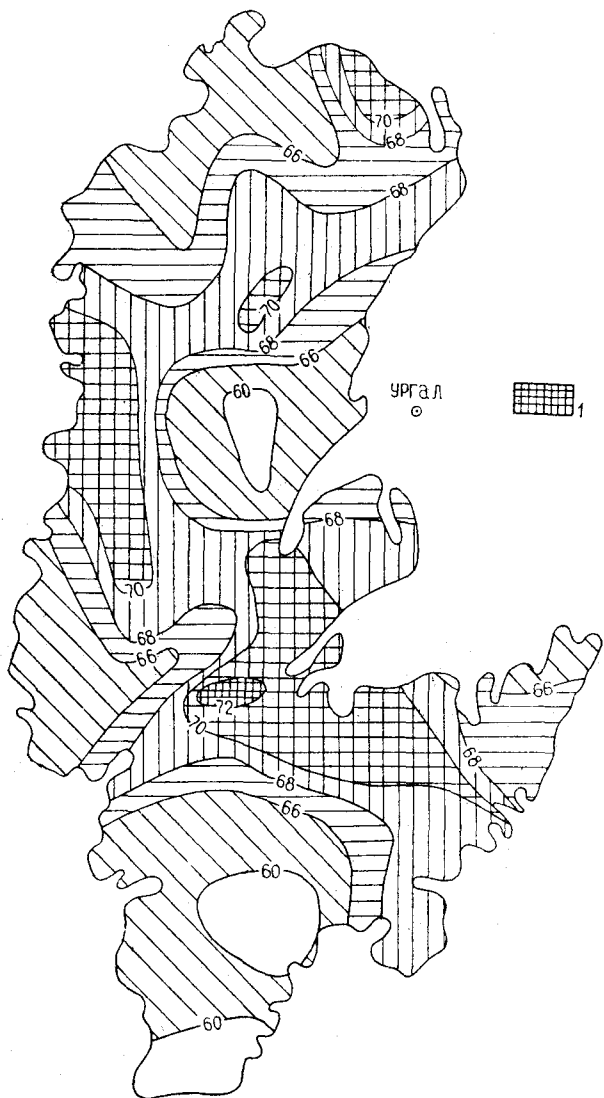


Рис. 3. Петрохимическое поле гранитогнейсового слоя Бурейского массива в раннем — среднем палеозое. 1 — площади состава алякитового гранита. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

обретает мозаичное мелкоблоковое строение. Центральная часть рассматриваемой площади, имевшая диорит-габбровый состав, становится преимущественно гранит-гранодиоритовой. Ориентировка структурных элементов разноплановая: субмеридиональная, субширотная, северо-западная и северо-восточная. Зоной повышенного градиента изоконцентрат кремнезема фиксируется положение Пограничного разлома, разделяющего Хинганский и Биджанский блоки. В зоне Хинганского разлома из-за интенсивного гранитообразования отдельные участки гранитогнейсового слоя приобретают состав лейкократового гранита.

В позднем палеозое изменение петрохимического поля произошло лишь в пределах Туран-

ского блока в области развития гранитоидов тырма-бурейского комплекса (рис. 4). Здесь оно становится более выдержанным и однообразным, отвечающим по составу плагиогранит-гранодиорит-кварцевому диориту. Ориентировка структурных элементов этого блока преимущественно субширотная и субмеридиональная. По широте устья р. Нижний Мельгиной зоны повышенного градиента изоконцентрат кремнезема выделяется субширотная структура, не выражающаяся в геологических, но отражающаяся в региональных геофизических полях [18] и по результатам регионального геохимического районирования [1]. Для удобства изложения обозначим эту структуру Нижнемельгинской.

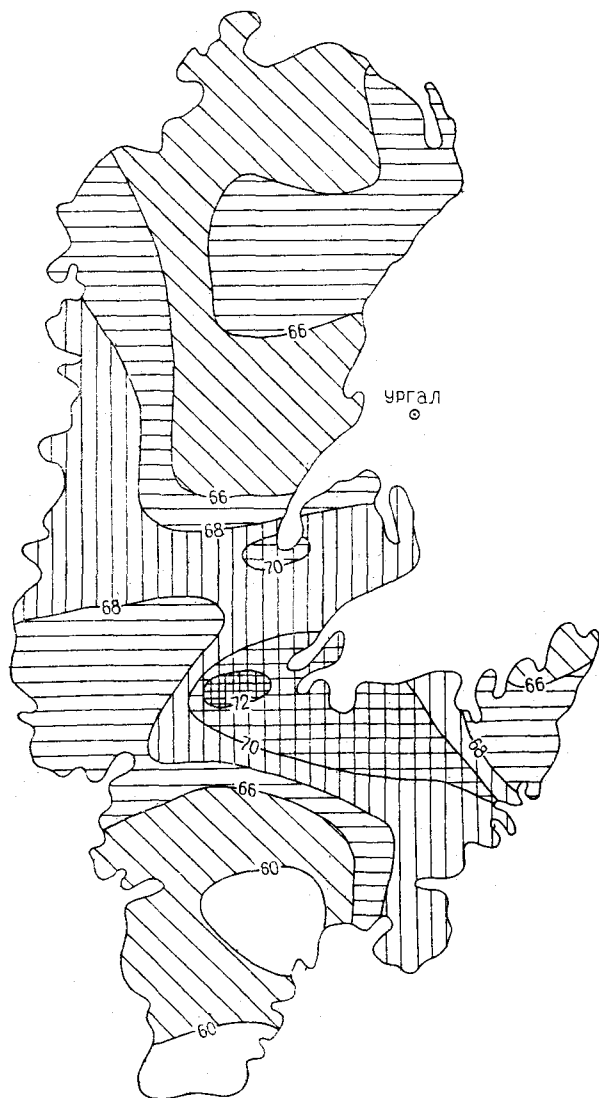


Рис. 4. Петрохимическое поле гранитогнейсового слоя Бурейского массива в позднем палеозое. Усл. обозн. см. на рис. 1, 3.

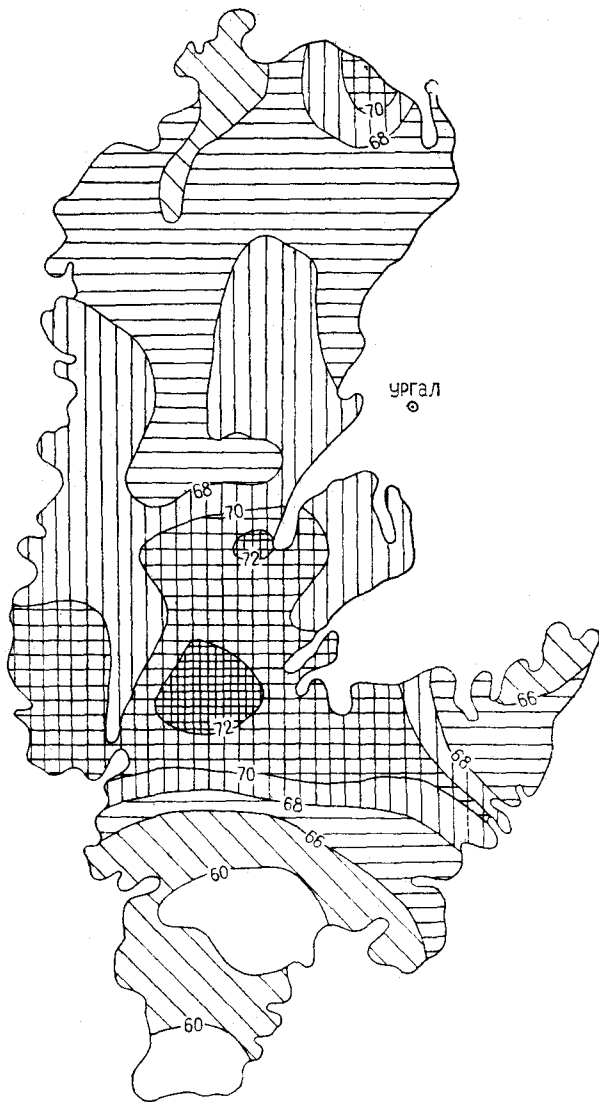


Рис. 5. Петрохимическое поле гранитогнейсового слоя Бурейского массива в триасово-юрский период. Усл. обозн. см. на рис. 1, 3.

В триасово-юрский период изменение петрохимического поля произошло также только в пределах Туранского блока (рис. 5), где имело место внедрение гранитоидов харинского и диканского комплексов и граносиенитов алтагинского комплекса. В этот период Туранский блок становится по составу исключительно гранит-гранодиоритовым — наиболее кислым за всю историю его эволюции, а Хинганский и Биджанский блоки — имеют прежний петрохимический состав, что является следствием их тектонической стабильности с раннего — среднего палеозоя до мела и принципиально отличается их от Туранского блока. Южнее Нижне-мельгинской субширотной структуры формируется зона с максимально высокой кремнекислот-

ностью, отвечающей по составу аляскитовому граниту.

В меловой период севернее Нижнемельгинской структуры проявлен преимущественно основной близповерхностный (иороханский комплекс) и субэаральный (талданская свита) магматизм, а южнее — кислый как близповерхностный (хингано-олонойский, богучанский, цуки-поктойский комплексы), так и поверхностный (вулканиты Каменушинской, Талад-жуйской, Хингано-Олонойской, Киселевской, Белоянской и других вулканотектонических структур). В результате южные части петрохимического поля массива (рис. 6) раскисляются до нормального аляскитового гранита.

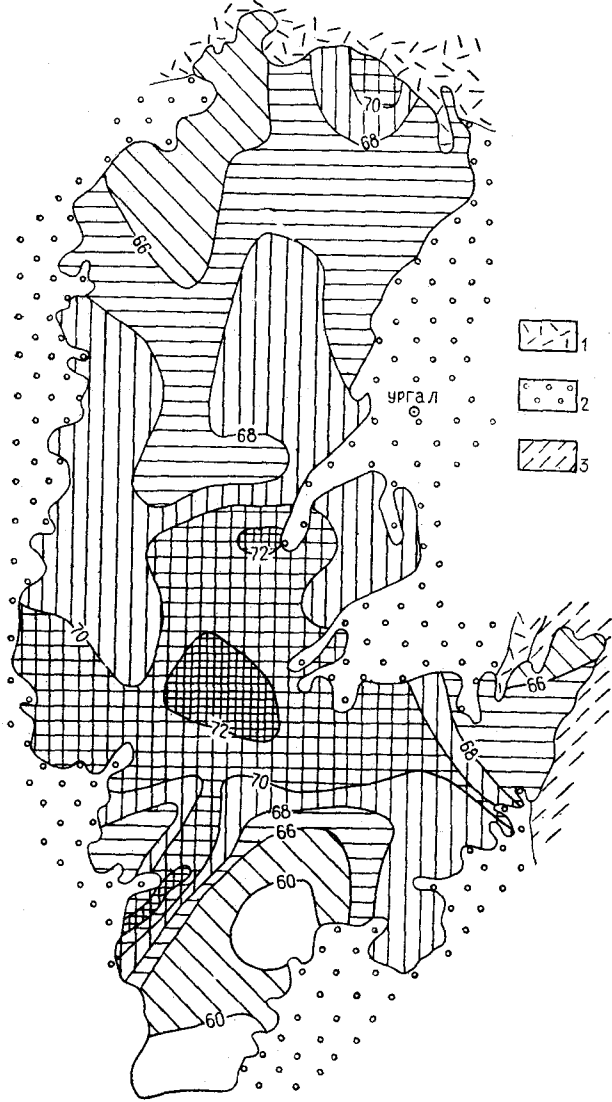


Рис. 6. Петрохимическое поле гранитогнейсового слоя Бурейского массива в мелкий период.

1—3 — комплексы обрамления массива: 1 — мезо-кайнозойские терригенные отложения краевых прогибов и впадин, 2 — позднемезозойские вулканиты зон тектономагматической активизации, 3 — палеозойские существенно терригенные отложения. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1, 3.

Область высокой кремнекислотности образует здесь широкую полосу, вытянутую по линии: Киселевская, Осындинская, Каменушинская, Белоаянская вулканотектонические структуры и северо-восточное ответвление, соответствующее Хипгано-Олонойской вулканогенной структуре. Северо-западная часть массива в зоне развития вулканитов талданской свиты становится более основной по составу, отвечающей кварцевому диориту. По Нижнемельгинской структуре различается и ориентировка изолиний петрохимического поля: в северной части она преимущественно субширотная и субмеридиональная, а в южной — северо-восточная и северо-западная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный расчет химического состава гранитогнейсового слоя Буреинского массива показал его значительную изменчивость как во времени, так и в пространстве. Главной тенденцией эволюции химического состава гранитогнейсового слоя во времени является его раскисление: в раннем протерозое он отвечает диориту, а в позднем мезозое — гранодиориту. Отношение характерных пар элементов при этом меняется в незначительных пределах. Выявленная эволюция петрохимического состава

гранитогнейсового слоя объясняется направленным геологическим развитием региона во времени.

Неоднородность химического состава гранитогнейсового слоя в пространстве обусловлена различием в геологическом строении разных частей региона. Химический состав отдельных площадей одного временного среза варьирует от габбро до гранита. Такое различие химического состава отдельных блоков имеет место и в других регионах [5]. Суммарная пространственно-временная эволюция химического состава гранитогнейсового слоя объясняется многообразием геологических процессов, формирующих его вещественную целостность.

Изображение химического состава гранитогнейсового слоя в виде карты петрохимического поля дает для региона дополнительную информацию структурного и геохимического плана. В частности, в петрохимическом поле Буреинского массива на позднепалеозойско-мезозойском этапе его развития выделяется не выражающаяся в геологических материалах широтная Нижнемельгинская структура, разделяющая площади с разным по химизму меловым магматизмом: в северной части преимущественно проявлен основной магматизм, а в южной — кислый.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурда Б. И., Кравченко Н. С., Кулиш Е. А. Связь региональных геохимических особенностей с глубинным строением Приамурья.— В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
2. Волохий Ю. Г., Маркевич В. П. и др. Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока.— В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: Наука, 1980.
3. Геологическая карта региона БАМ, м-б 1 : 500 000.— Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
4. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1966.
5. Горлицкий Б. А. Химический состав главных структурных блоков Украинского щита.— Геохимия, 1983, № 7.
6. Кремнецкий А. А., Овчинников Л. Н. Модель химического состава первичной коры континентов.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 6.
7. Кулиш Е. А. Методы определения химического и петрографического состава геологических комплексов и регионов.— В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1976.
8. Кулиш Е. А. Геотектоническое положение, стратиграфия и корреляция нижнедокембрийских комплексов Востока СССР.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981.
9. Кулиш Е. А., Сухов В. И. Химический состав осадочной и «гранитной» оболочек Дальневосточного сектора Тихоокеанского пояса.— В кн.: Тихоокеанский научный конгресс, комитет В, секция ВIV. Тез. докл., Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1979.
10. Лугц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии земли.— М.: Наука, 1975.
11. Попко В. А. Магматические формации Буреинского массива.— В кн.: Магматические формации активных окраин континентов на примере юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1980.
12. Пугинцев В. К., Брагинский С. М. и др. Схема расчленения магматических образований Буреинского массива.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
13. Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982.
14. Ромашкин А. И. Опыт петрохимического районирования фундамента Буреинского массива в металлогенических целях.— В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1972.
15. Ромашкин А. И. Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма пород амурской серии (Буреинский массив).— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
16. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.
17. Теняков В. А., Карякин А. С. и др. Осадочная геология глубоко метаморфизованных комплексов докембрия и их металлогения (петрохимический и геохимический аспект).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1982.
18. Шевченко Б. Ф. Глубинное строение юго-восточной части Буреинского массива на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Автореф. канд. дис. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1984.

О. А. Степанов, Нгуен Суан Ан, Нгуен Нгуем Минь

МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВЬЕТНАМА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Изолагаются предварительные результаты совместных исследований вьетнамских и советских геологов по изучению молибденовых рудных месторождений и проявлений в южной части Социалистической Республики Вьетнам. Молибденовая минерализация изучена в многочисленных проявлениях в полосе общей протяженностью около 650 км, шириной до 150 км. Все рудные проявления находятся в кислых гранитоидах мелового времени, представляющих, по-видимому, части единого слабо эродированного крупного плутона. Граниты характеризуются четкой молибденовой специализацией. Их внедрение контролировалось мощной зоной глубинного разлома северо-восточного простирания. В размещении проявлений сказались и влияние более

древних северо-западных разломов. Оруденение представлено двумя типами: вкрапленными рудами среди кварц-полевошпатовых апогранитных метасоматитов и молибденит-кварцевыми жилами и жильными зонами среди слабо измененных гранитоидов или апогранитных метасоматитов. Содержание молибдена в рудах от сотых долей процента до 1,5%. Поступление молибдена в руды происходило неоднократно. Протяженность оруденения по вертикали в целом по району определена в 1000—1100 м, с глубиной степень оруденения увеличивается. Сделан вывод о выявлении в СРВ и Юго-Восточной Азии нового перспективного молибденового рудного района.

Молибденит в породах обрамления Тихого океана встречается часто. Его гипотермальные месторождения и проявления имеются в районах мезо-кайнозойской активизации советского отрезка Тихоокеанского рудного пояса [6], на Японских островах [3] и в ряде других мест. Известны они и на территории Социалистической Республики Вьетнам, где их детальное изучение начато вьетнамскими и советскими геологами в конце 70-х гг., хотя отдельные месторождения обрабатывались еще в 40-х гг. нашего столетия.

Территория СРВ, расположенная на стыке Тихоокеанского и Средиземноморского тектонических поясов, отличается сложным геологическим строением и разнообразной металлогенией [1, 4]. В различные геологические эпохи от архея до кайнозоя здесь сформировались месторождения олова, редких земель, железа, свинца, цинка, вольфрама, урана, молибдена, сурьмы и других полезных ископаемых, общее число которых насчитывает более 60 наименований.

Молибденовые месторождения и проявления распространены преимущественно в южной части страны и значительно слабее — в северо-западной, различаясь между собой и по геолого-структурной позиции, и по масштабам, и по особенностям минерации. Ниже приведены описания проявлений южной части страны и некоторые основные результаты их геологиче-

ского анализа по данным исследований 1979—1983 гг.

Геологическое строение южной части СРВ изучено еще слабо, главным образом с помощью геологической съемки м-ба 1:500 000, проведенной в 1975—1981 гг., и м-ба 1:200 000, осуществляемой в настоящее время. Геологическая структура юга страны в общих чертах представляет собой южное обрамление древнего Конгумского выступа, сложенного гранулитами, амфиболитами, биотитовыми сланцами и мигматитами раннего — позднего протерозоя (рис. 1). Вблизи выступа распространены терригенные, туфогенные и карбонатные отложения среднего триаса. По мере удаления от выступа на юг и юго-восток триасовые породы сменяются дислоцированными юрскими осадочными, а затем и меловыми осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Все стратифицируемые породы, в том числе и самого выступа, характеризуются интенсивной глыбовой тектоникой и прорваны гранитоидами позднего палеозоя и кислыми гранитами комплексов Део Ка и Ка На мелового времени. С гранитами этих комплексов пространственно связано все молибденовое оруденение. На завершающем этапе мезо-кайнозойского развития этой территории происходили изменения неоген-четвертичных базальтов, на обширных полях которых развились мощные коры латеритов и бокситов. На юге страны на протяжении 250 км коренные породы погребены под мощ-

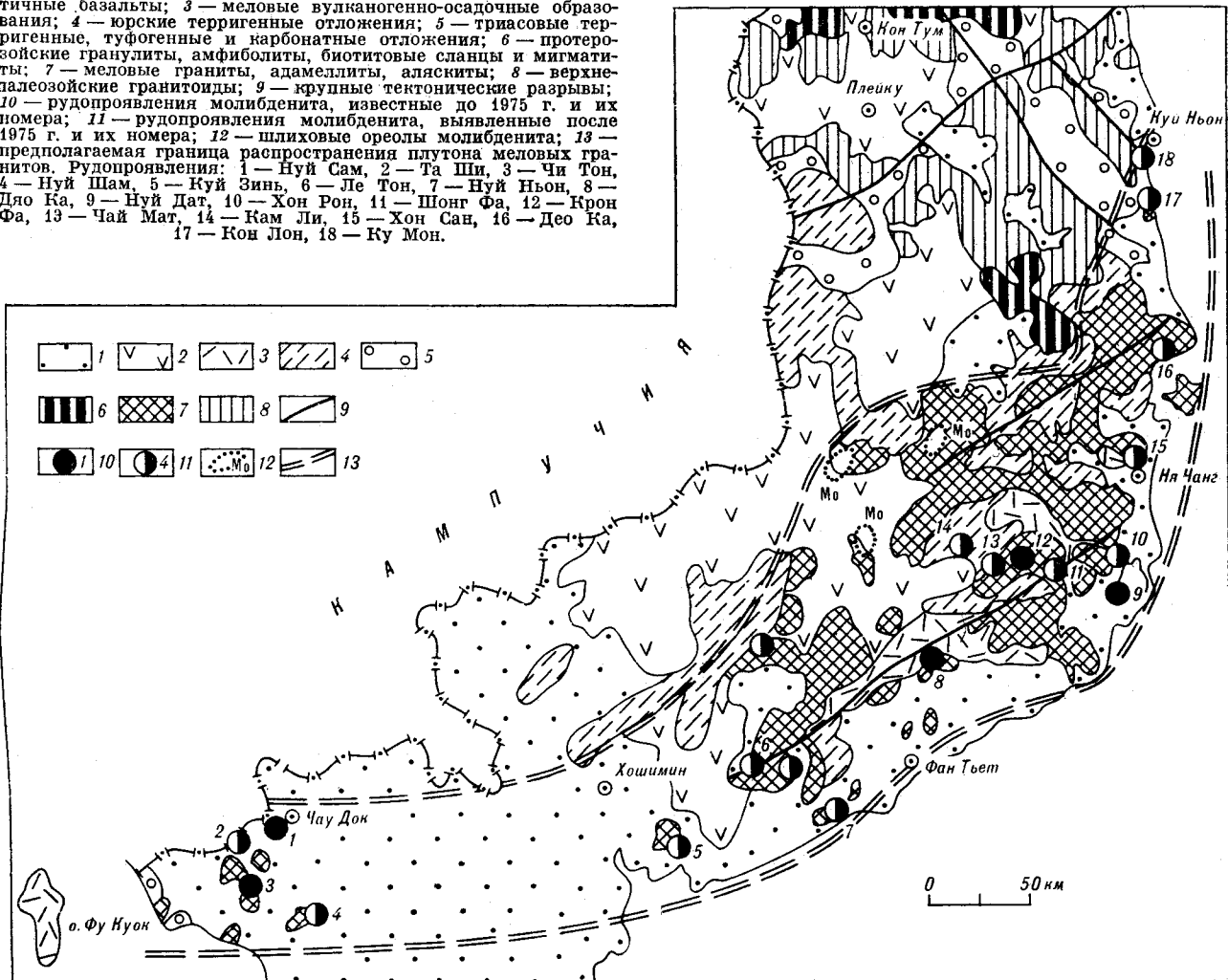
ной (до 1200 м) толщиной аллювиальных отложений долины р. Меконг, среди которых изредка выступают в виде островков небольшие горные сооружения и отдельные горы, сложенные гранитами комплекса Део Ка, нередко также с молибденовой минерализацией. Анализ пространственного размещения гранитов, с которыми ассоциирует оруденение, показывает, что все массивы гранитов отчетливо ориентированы в северо-восточном направлении и представляют собой, по-видимому, различно эродированные части единого крупного плутона, внедрение которого контролировалось мощной зоной глубинного разлома северо-восточного направления. Площади отдельных выходов гранитов варьируют от нескольких до десятков квадратных километров, что обусловлено, вероятно, разной глубиной их становления, разными уровнями эрозионного среза, а местами и перекрытием их более поздними базальтами. В

плане восточная часть плутона имеет грубоэвальноную форму при протяженности длинной оси в северо-восточном направлении не менее 400 км и ширине в центральной части до 150 км. Северо-восточный и восточный фланги плутона срезаются береговой линией и скрыты под водами Южно-Китайского моря, а на юге, юго-западе и западе коренные породы перекрыты аллювиальными отложениями долины р. Меконг.

Плутоны имеют сложное внутреннее строение и формировались в течение длительного времени. Слагающие его разновидности гранитов близки по минеральному и химическому составу. В его составе преобладают среднезернистые лейкократовые граниты, амаеллиты, аляскиты, граносиениты, которые в краевых частях отдельных выходов постепенно сменяются мелкозернистыми порфиридовидными разновидностями [2]. Породы плутона объединены здесь в комплекс Део Ка

Рис. 1. Схема геологического строения южной части СРВ.

1 — кайнозойские аллювиальные отложения; 2 — неоген-четвертичные базальты; 3 — меловые вулканогенно-осадочные образования; 4 — юрские терригенные отложения; 5 — триасовые терригенные, туфогенные и карбонатные отложения; 6 — протерозойские гранулиты, амфиболиты, биотитовые сланцы и мигматиты; 7 — меловые граниты, амаеллиты, аляскиты; 8 — верхнепалеозойские гранитоиды; 9 — крупные тектонические разрывы; 10 — рудопроявления молибденита, известные до 1975 г. и их номера; 11 — рудопроявления молибденита, выявленные после 1975 г. и их номера; 12 — шлиховые ореолы молибденита; 13 — предполагаемая граница распространения плутона меловых гранитов. Рудопроявления: 1 — Нуй Сам, 2 — Та Ши, 3 — Чи Тон, 4 — Нуй Шам, 5 — Куй Зинь, 6 — Ле Тон, 7 — Нуй Ньон, 8 — Дяо Ка, 9 — Нуй Дат, 10 — Хон Рон, 11 — Шонг Фа, 12 — Крон Фа, 13 — Чай Мат, 14 — Кам Ли, 15 — Хон Сан, 16 — Део Ка, 17 — Кон Лон, 18 — Ку Мон.



или включены в состав комплекса Ка На, представляющих, по-видимому, фациальные разновидности различных частей плутона.

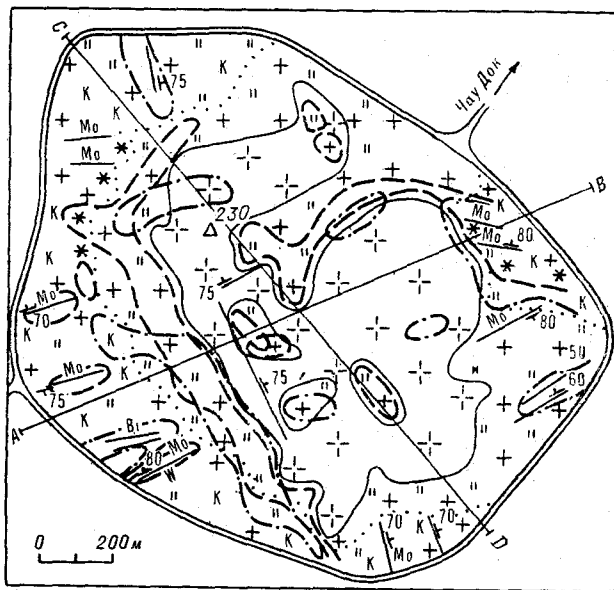
Молибденовая минерализация установлена от г. Чау Док на юго-западе и до г. Куй Ньон на севере в ряде пунктов, удаленных друг от друга на расстояние от 1—2 км до нескольких десятков километров. Проявления образуют две обособленные группы, находящиеся на расстоянии 150 км одна от другой.

Западная группа, объединяющая проявления Нуй Сам, Та Ши, Чи Тон и Нуй Шам, расположена в провинции Ан Зянг, вблизи границы с Кампучией. Молибденовое оруденение заключено здесь в массивах гранитов, залегающих среди аллювиальных отложений р. Меконг. Проявления восточной группы распространены вдоль побережья от г. Вунг Тау на юге до г. Куй Ньон на севере, в полосе протяженностью около 350 км и шириной 100—150 км. В целом все проявления сходны, отличаясь лишь параметрами и интенсивностью оруденения. К более изученным в настоящее время относится месторождение Нуй Сам, расположенное у г. Чау Док. Месторождение открыто в конце 30-х гг., поисково-разведочные работы проводились в это же время. В 1942—1945 гг. месторождение разрабатывалось японцами, однако количество добытого молибденового концентрата неизвестно. На протяжении длительного времени граниты разрабатывались многочисленными карьерами для получения бутového камня. Этими карьерами интрузив вскрыт практически по всей окружности горы, места на высоту до 100 м.

Ревизионные и поисково-оценочные работы на молибден начаты с 1980 г. и ведутся до настоящего времени. В результате этих работ геологическое строение месторождения представляется следующим.

Месторождение заключено в массиве гранитов, имеющем в плане размеры 1,1 × 1,5 км и высоту 230 м (рис. 2). Массив выходит среди аллювия долины р. Меконг, поэтому активных контактов гранитов с вмещающими породами на поверхности не наблюдается и не исключено, что фактические размеры интрузива могут быть значительно большими. Нижние горизонты, доступные для наблюдения, в пределах абсолютных отметок 0—150 м сложены преимущественно мелкозернистыми порфировидными лейкократовыми гранитами и гранофирами. В составе их наблюдается калиевый полевой шпат (25—40%), кварц (20—30%), олигоклаз (25—40%), биотит (2—3%), акцессорные минералы: магнетит, ильменит, рутил, циркон, сфен, ортит. Среди этих гранитов участками встречаются перекристаллизованные разности пегматоидного облика, насыщенные калиевым полевым шпатом до 50—60%. В центральной

части выхода, расположенного на вершине горы, распространены среднезернистые, участками мелкозернистые биотитовые граниты. Полевошпатовые и биотитовые разности между собой четко различаются, контакты между ними постепенные, расплывчатые и «теневые». Часто калийсодержащие породы в виде своеобразных «залывов» глубоко (до 50 м) проникают в биотитовые граниты, что в целом свидетельствует о метасоматической природе калийсодержащих пород. Калиевые метасоматиты наиболее разви-



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ С-Д



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-В

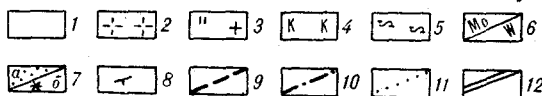


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Нуй Сам. Составлена по материалам НИИГЕМС ГГУ СРВ с добавлениями и изменениями авторов.

1 — аллювиальные отложения; 2 — граниты среднезернистые лейкократовые; 3 — граниты калишпатизированные; 4 — граниты интенсивно калишпатизированные (метасоматиты); 5 — апогранитные кварц-полевошпатовые метасоматиты; 6 — кварцевые жилы с молибденитом (Мо), вольфрамитом (W), висмутином (Ві); 7 — рассеянная тонкая вкрапленность молибденита (а) и гнездовая вкрапленность крупночешуйчатого молибденита (б); 8 — азимут простирания и угол падения жил; 9 — граница металлометрического ореола молибдена; 10 — граница металлометрического ореола висмута; 11 — граница распространения интенсивно калишпатизированных пород; 12 — дорога вдоль подножия горы.

ты в юго-западной части месторождения в виде полосы шириной 150—300 м и в северо-восточной части на площади 200 × 400 м. В вертикальном разрезе месторождения степень калишпатизации пород неравномерна. От кровли метасоматитов к более глубоким горизонтам массива количество калиевого полевого шпата постепенно возрастает от 25—30% в верхних слабо измененных разностях до 50—60, иногда 80% в глубоких сильно измененных породах, причем в последних наблюдаются четкие порфириобластовые структуры. Одновременно с этим постепенно увеличиваются размеры кристаллов калиевого полевого шпата и в целом размеры участков пегматоидной структуры. В нижних горизонтах, на уровне 0—20 м от подошвы горы, в полевошпатовых породах быстро, на протяжении 1—2 м, появляется интенсивное «струйчатое» окварцевание, сопровождаемое обильной вкрапленностью крупночешуйчатого молибденита.

Для месторождения характерно молибденовое оруденение двух типов: вкрапленное в метасоматитах и в составе кварцевых жил, секущих метасоматиты и граниты. Биотитовые граниты и слабо измененные метасоматическими процессами граниты, по данным спектральных анализов, молибден практически не содержат. Тонко вкрапленный молибденит с размером чешуй 0,1—1 мм наблюдается в явно выраженных метасоматитах, протягивающихся вдоль западной границы участка в виде узкой (60—100 м) полосы длиной около километра и вдоль восточной части в полосе длиной 500—600 м, четко фиксируясь металлометрическим опробованием. Содержание молибдена здесь от 0,001 до 0,05%. Оруденение повсеместно локализуется в метасоматитах вблизи их контакта с биотитовыми гранитами, ореол молибдена повторяет все изменения направления этого контакта. Аналогично размещен и ореол висмута. Подобное размещение оруденения обусловлено, вероятно, тем, что биотитовые граниты, залегающие выше метасоматитов, являлись слабо проницаемым экраном для рудных компонентов и последние концентрировались под этим своеобразным экраном. В участках более сильной калишпатизации молибденит развит в виде небольших гнезд или отдельных крупнотаблитчатых выделений. Промышленного значения этот тип оруденения достигает лишь в кварц-полевошпатовых метасоматитах.

Внизу по разрезу степень оруденения увеличивается и находится в прямой зависимости от степени метасоматической проработки пород. В верхних горизонтах вдоль западной части рудного поля на отметках 100—200 м оруденение невооруженным глазом наблюдается редко и выявлено в основном металлометрическим опробованием. Видимое оруденение устойчиво

появляется на высоте 60—80 м и в виде мелкой (1—2,5 мм) рассеянной вкрапленности молибденита присутствует на протяжении более 500 м. Здесь же появляются редкие гнезда и отдельные крупные пластины молибденита размером до 20 × 5 × 15—20 мм. Наиболее богатое оруденение находится в восточной части месторождения в самых нижних горизонтах на отметках от -15 до +20 м и развито среди кварц-полевошпатовых метасоматитов. Здесь обогащенные крупновкрапленным молибденитом линзы и «струи» кварц-полевошпатовых пород мощностью 0,5—1 м группируются в пологопадающие ленты мощностью 2—5 м. Содержание молибдена в этих рудах от 0,5 до 1,5% и они ранее обрабатывались с применением ручной рудоразборки. Непосредственно среди биотитовых гранитов оруденение присутствует лишь в составе кварцевых жил, сформировавшихся по трещинам, пронизывающим и метасоматиты. Жилы на большей части своей длины вскрыты карьерами и имеют видимую протяженность 100—200 м при мощности от 10—20 см до 0,5 м. Они имеют северо-восточное близкое к широтному простирание и крутое (70—80°) падение на северо-восток или юго-запад. В забоях карьеров они просматриваются по падению до 80 м и практически не изменяют своих параметров. Распределение молибденового оруденения в жилах в целом повторяет те же закономерности, что и размещение оруденения в метасоматитах. Наиболее богатые жилы отмечены в восточной и юго-западной части месторождения — в местах наибольшего развития метасоматитов. В юго-западной части вместе с молибденитом в жилах установлена вкрапленность редких крупных (до 3 мм) кристаллов вольфрамита. По данным металлометрического опробования, слабо выраженные ореолы вольфрама присутствуют и в ряде других мест рудного поля. В верхних горизонтах, на отметках 100—200 м, жилы содержат молибден до 0,005%. Мелкая вкрапленность молибденита с пиритом наблюдается невооруженным глазом с отметок 50—60 м. Нижние горизонты жил в пределах отметок 0—20 м содержат богатую (Mo до 1%) вкрапленность и мономинеральные гнезда крупнопластинчатого молибденита размером до 15 × 100 × 150 мм, появляется здесь и вольфрамит. Молибденит нижних горизонтов жил представлен двумя генерациями: ранней сферической и крупнопластинчатый и цементирующий их более поздний мелкочешуйчатый. Весьма характерны шаровидные мономинеральные обособления раннего молибденита диаметром от 5 до 20 мм. Внутреннее строение сфер радиально-лучистое с хорошо выраженным центром. В этих обособлениях, по-видимому, отражены структуры раскristаллизации первичного молибденитового геля. Это может свиде-

тельствовать об интенсивно протекавшем рудном процессе и обильном насыщении растворов молибденом. Ни в верхних горизонтах жил, ни в кварц-полевошпатовых метасоматитах подобных выделений не наблюдалось. При минералогическом изучении жил в числе рудных минералов, кроме молибденита и вольфрамита, установлены халькопирит (до 10%), сфалерит (до 1%), самородный висмут (до 1%), галеновисмутит и висмутит (0,5—1%).

Размах молибденового оруденения месторождения Нуй Сам по вертикали в доступной изучению части интрузива составляет около 200 м, причем промышленное оруденение появляется в наиболее низких горизонтах, в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Учитывая, что мощность молибденового оруденения в месторождениях аналогичного типа составляет 500—900 м, можно допустить, что и здесь оруденение будет распространяться вглубь еще на 200—300 м. Не исключено также, что на более глубоких горизонтах месторождения оруденение может быть комплексное — вольфрам-молибденовое.

Остальные рудопроявления западной группы — Та Ши и Нуй Шап, выявленные в последние годы, и Чи Тон, известное ранее, — изучены значительно слабее. Морфологически они также представлены небольшими (1—5 км²) выходами гранитов, образующими горы среди аллювиальной равнины р. Меконг. Граниты мелко- и среднезернистые лейкократовые (Та Ши) или биотит-роговообманковые (Нуй Шап, Чи Тон) изредка рассечены дайками аплитов мощностью до 1 м.

На рудопроявлении Та Ши в 1982 г. карьером частично вскрыта зона окварцованных гранитов видимой мощностью около 5 м, прослеживающаяся в юго-восточном направлении на расстояние 200 м. Граниты в пределах зоны имеют пегматоидный облик и через 20—50 см рассечены тонкими (1—2 см) параллельными крутопадающими прожилками кварца, обильно насыщенными гнездовыми выделениями молибденита. Молибденит образует характерные радиально-лучистые агрегаты («солнца») диаметром до 7 см и толщиной 5—10 мм, иногда сливающиеся в сплошное молибденитовое покрытие площадью до 4 м². Тонкая вкрапленность молибденита наблюдается и в зальбандах среди гранитов на расстоянии до 5 см от прожилков. Содержание молибдена в прожилках составляет 0,5—1, в зальбандах — до 0,05%. Вместе с молибденитом в прожилках и зальбандах присутствует мелкая вкрапленность пирита.

В биотитовых и биотит-роговообманковых гранитах проявлений Нуй Шап и Чи Тон молибденит вместе с пиритом установлен в редких, бессистемно ориентированных и невыдержанных кварцевых прожилках мощностью от пер-

вых сантиметров до 0,35 м. Содержание молибдена в прожилках достигает 1%. В рудах проявлений Та Ши и Нуй Шап вместе с молибденом установлено присутствие титана от 0,05 до 0,1%, марганца и хрома от 0,01 до 0,02%, меди, свинца, никеля и висмута от 0,001 до 0,003%, бериллия 0,0003%.

Рудопроявления восточной группы обнаружены преимущественно в последние 4—5 лет в процессе геологических съемок м-ба 1:500 000 и 1:200 000. Они локализируются вдоль побережья на юго-восточном крыле плутона. На северо-западном фланге плутона, расположенном преимущественно в залесенной местности, выявлены пока лишь шлиховые ореолы молибденита, поэтому не исключено, что при более детальных исследованиях здесь также будут найдены рудные проявления. Геологическая позиция всех проявлений восточной группы практически однотипна. Они представлены оруденелыми зонами, залегающими в лейкократовых или биотитовых гранитах. В пределах рудных зон граниты слабо калишпатизированы. Наиболее крупными рудопроявлениями восточной группы считаются Хон Рон, Хон Шап и Шонг Фа.

Рудопроявление Хон Рон расположено в 55 км к северу от г. Фан Ранг. Здесь среди небольшого массива биотитовых среднезернистых гранитов камнедобывающими карьерами вскрыта зона кварц-полевошпатовых апогранитных метасоматитов мощностью 50—80 м, прослеживаемая в северо-восточном направлении на протяжении более 300 м. В центре зоны преобладает кварц (до 60%) и полевой шпат (до 40%), затем идет кварц-полевошпатовые метасоматиты (калийный полевой шпат 50—60%, кварц 30—40%), которые, в свою очередь, постепенно переходят в лейкократовые граниты. Метасоматиты секутся тонкими (1—3 мм) и нитевидными прожилками кварца, обильно насыщенными крупночешуйчатым молибденитом. Молибденит не образует агрегатов, а представлен отдельными таблитчатыми обособлениями размером до 3×3 см. Наибольшее количество прожилков находится в центральной существенно кварцевой части зоны. Здесь же встречаются и линзовидные выделения крупнокристаллического белого и полупрозрачного кварца размером до 0,5×5 м, как правило, без рудной минерализации. От кварцевых метасоматитов монокварцевые породы отделены оторочкой крупнозернистых порфиroidных кварц-полевошпатовых пород пегматоидного облика мощностью 0,3—0,5 м.

Содержание молибдена в штучных пробах составляет 1% и более. В рудах вместе с молибденом присутствуют хром, титан и марганец — от 0,01 до 0,05%, медь, свинец, галлий — от 0,001 до 0,005%, бериллий — 0,0003%.

Рудопроявление Хон Сан (Нуй Сан) находится в 5 км севернее г. Ня Чанг. Здесь в массиве среднезернистых, местами порфировидных биотитовых гранитов размером 1×2 км в 1980 г. выявлена крутопадающая зона калишпатизированных и окварцованных пород, которая в настоящее время изучается с поверхности. Мощность зоны 100—300 м, протяженность ее в северо-восточном ($10-20^\circ$) направлении около 300 м. По делювию зона следует в этом же направлении еще на протяжении около километра. Кварцевые прожилки, несущие молибденитовую минерализацию, имеют мощность от 1—2 мм до 1—2 см. Граниты в контакте с прожилками калишпатизированы на расстояние до 5 см. Центральная часть зоны мощностью 100—150 м содержит густую сеть прожилков мощностью до 10 см. По мере удаления от обогащенной части оруденение затухает. По простиранию и падению прожилки часто переходят в «сухие» трещины, на стенках которых отмечается «сыпь» тонкочешуйчатого молибденита и его скопления размером от 1—2 мм до 3—5 см. Вместе с молибденитом встречается мелкая вкрапленность пирита. Содержание молибдена в слабо окварцованных калишпатизированных гранитах составляет 0,02%, в штуфах с прожилками 1—2 см — 0,2%. В рудах установлены также марганец и титан — 0,02—0,05%, медь, свинец и висмут — 0,001—0,005%, бериллий — 0,0002%. Камнедобывающими карьерами оруденение вскрыто по падению на глубину до 100 м, каких-либо изменений масштабов оруденения не наблюдается.

Рудопроявление Шонг Фа расположено у пос. Кронг Фа. Здесь в массиве среднезернистых биотитовых гранитов площадью более 20 км² выявлен ряд участков с молибденитом (Кронг Фа, Шонг Фа и др.). Молибденит в виде вкрапленности, налетов и гнездовых обособлений, иногда вместе с пиритом находится в редких кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках или в «сухих» трещинках, сопровождаемых слабым окварцеванием стенок. Убогая вкрапленность тонкочешуйчатого молибденита спорадически встречается и в самих гранитах. В штуфах из богатых руд содержание молибдена достигает 1%. Вместе с молибденом отмечен вольфрам (0,03%). В восточной группе это единственное проявление, где имеется вольфрам. Вместе с молибденом в рудах присутствуют те же элементы и в таких же количествах, что и в рудах проявлений Хон Рон и Хон Сан.

Все остальные рудопроявления восточной группы от описанных выше отличаются только меньшими масштабами выявленной рудной минерализации. Молибденит, как правило, установлен в карьерах или коренных обнажениях в составе редких маломощных кварцевых жил,

секущих граниты комплекса Део Ка. Молибденит и пирит являются в них единственными рудными минералами.

Несмотря на небольшой срок изучения рудопроявлений в Южном Вьетнаме, имеющийся фактический материал позволяет обсудить условия, способствовавшие формированию молибденовых месторождений. Молибденовые проявления Южного Вьетнама, несомненно, связаны с мезозойской активизацией обрамления Контумского выступа, завершившейся внедрением крупных масс гранитной магмы, в том числе и плутона лейкократовых гранитов комплекса Део Ка. Тектоническими структурами, по которым внедрялись рудопродуцирующие магмы, служили, вероятно, зоны долгоживущих разломов северо-восточного направления. Они формировались в процессе Тихоокеанского тектогенеза на крыльях структур, обрамляющих Контумский выступ. В то же время в размещении рудопроявлений отчетливо ощущается влияние и глубинных разломов северо-западного направления, заложенных, вероятно, еще при формировании средиземноморского пояса в триас-юрское время и подновленных при внедрении плутона. Так, в наиболее широкой части плутона, между городами Фан Тьет и Ня Чанг, размещение рудопроявлений Хон Рон, Шонг Фа и Крон Фа, Кам Ли и шлиховых ореолов подчинено северо-западному, близкому к широтному, направлению, что вместе с самим расширением плутона наводит на мысль о возможном пересечении здесь глубинных северо-восточного и близширотного разломов. В результате такого сочетания создались условия для развития мощных систем разрывных структур и проникновения в них больших масс магмы.

На всех рудопроявлениях Южного Вьетнама четко выражена молибденовая специализация гранитов, отражающая, вероятно, специфику формирования глубинного магматического очага, служившего источником гранитов плутона. Подобная специализация, характерная для магматизма Тихоокеанского пояса и сопредельных активизированных территорий, особенно ярко проявлена в Азиатском секторе в оловянных провинциях. В то же время в молибденовых проявлениях юга СРВ не наблюдается обогащения магмы какими-либо иными рудными компонентами, характерными для большинства месторождений молибденовой формации. Из числа всех проявлений только на двух — Нуй Сам и Шонг Фа — в единичных случаях установлено незначительное присутствие вольфрама и на одном — Нуй Сам — висмута. В неизмененных или слабо измененных гранитах содержание молибдена, как правило, не превышает кларковых значений. Повышенные до 0,01% содержания молибдена установлены в окварцо-

ванных или калишпатизированных разностях, где молибден связан с последующими стадиями рудоотложения.

Молибденовое оруденение повсеместно локализуется в эндоконтактовых зонах интрузивов. Выхода оруденения во вмещающие породы пока нигде не установлено, поэтому можно предполагать, что между внедрением гранитной магмы и рудоотложением был довольно значительный разрыв во времени, в течение которого магма успела существенно остыть, и месторождения формировались уже в затвердевших краевых частях интрузивов.

На изученных рудопроявлениях установлена вертикальная зональность смены наложенных процессов, изменения интенсивности оруденения, появления некоторых новых элементов, что позволяет оценить в первом приближении возможные глубины распространения оруденения. Вертикальную протяженность молибденового оруденения в пределах рудопроявлений можно определить по отметкам выходов рудных зон, а в целом в пределах юга СРВ можно оценить по отметкам выходов рудопроявлений. На рудопроявлении Нуй Сам, наиболее изученном по вертикали, видимый размах оруденения не менее 200 м и соответствует примерно таким же абсолютным отметкам (0—200 м). На уровне абсолютных отметок 0—100 м находится оруденение рудопроявлений Та Ши, Нуй Сан, Хон Рон и других, расположенных вдоль побережья, и нигде не установлено изменения оруденения с глубиной. Поэтому можно считать, что вертикальный размах оруденения везде не менее 200 м. Величину вертикальной протяженности оруденения в целом по району можно приближенно определить по выходам проявлений Хон Рон-Шонг Фа, Кронг Фа, Кам Ли, расположенных на линии вкрест побережья и оси плутона. Проявление Хон Рон, находящегося у побережья, относительно трех других имеет наиболее низкие абсолютные отметки — 0—100 м, проявление Кам Ли — наиболее высокие — 1000—1100 м, проявления группы Кронг Фа (Кронг Фа, Шонг Фа и др.) занимают промежуточное положение (300—500 м). На всех проявлениях оруденение связано с биотитовыми гранитами, которые на Хон Рон, как и повсеместно в пределах отметок 0—100 м, калишпатизированы и окварцованы, а на Кронг Фа и Кам Ли — лишь пронизаны редкими тонкими прожилками кварца практически без признаков калишпатизации. Наиболее интенсивно молибденовое оруденение проявлено на участке Хон Рон, на Кронг Фа оруденение выражено значительно слабее, а на Кам Ли встречается редко и только как тонкая вкрапленность по нитевидным прожилкам кварца.

Таким образом, судя по абсолютным отметкам выходов оруденелых зон, можно допустить,

что вертикальный размах молибденового оруденения в проявлениях юга Вьетнама составляет не менее 1000—1100 м. Верхние горизонты несут слабо выраженное оруденение, по мере понижения уровня наблюдается тенденция к его увеличению. Сравнение всех проявлений юга СРВ показывает, что интенсивно проявленные послемагматические процессы и тесно связанные с ними богатые руды в настоящее время установлены на отметках 0—20 (Нуй Сам), т. е. наиболее глубоко эродированных горизонтах гранитов. Высокие содержания могут быть обусловлены тем, что в удаленных от остывающей кровли внутренних частях массива длительное время сохранялись условия, благоприятные для проникновения рудоносных растворов. Продолжавшаяся эволюция магматического очага, несомненно, способствовала многократному отделению растворов и обогащению их рудными компонентами. Косвенным подтверждением длительно существовавших связей очага и систем подводящих трещин являются одинаковые направления рудоносных зон, оси плутона и в целом главных структур этой части Тихоокеанского пояса. Крутое падение рудоносных зон унаследовано, по-видимому, от неоднократно повторявшихся подвижек вдоль систем северо-восточных глубинных разломов, по которым ранее происходило и внедрение основных порций гранитной магмы. Поэтому здесь по ослабленным зонам существовали условия, благоприятные для неоднократного поступления растворов со все более возрастающими концентрациями металла, отлагавшегося в уже консолидированной и хрупкой кровле плутона. Это свидетельствует в пользу значительной протяженности как рудоконтролирующих, так и непосредственно рудных зон на глубину. Исключением является пологопадающая зона молибденитовых кварц-полевошпатовых метасоматитов Нуй Сам, формирование которой происходило в условиях, более характерных для монометаллических молибденовых месторождений [5], однако нижние горизонты зоны еще не изучены и их падение неизвестно. Подтверждением неоднократного поступления молибдена в эндоконтактовые зоны является месторождение Нуй Сам, где ранний молибденит связан с кварц-полевошпатовыми метасоматитами, рассекаемыми кварцевыми жилами с молибденитом нескольких генераций. С молибденитом последних фаз связано, вероятно, формирование вольфрамитов и висмутовых минералов.

Состав оруденелых зон и рудных жил свидетельствует о том, что в Южном Вьетнаме развита молибденовая формация, поэтому обнаружение здесь комплексных руд, за исключением месторождений Нуй Сам, маловероятно. На месторождении Нуй Сам эродирована только апикальная часть интрузива и, судя по вольф-

рамиту и висмутовым минералам, характерным для многих месторождений молибденовой формации, вскрыты лишь верхние горизонты месторождения. Поэтому не исключено, что в более глубоких горизонтах месторождения могут появиться комплексные вольфрам-молибденовые руды. Тенденция сохранения монометалльности оруденения на обширной территории, широкое развитие порфирировых структур в гранитах, обилие выходов небольших массивов гранитов свидетельствуют о том, что плутон в целом эродирован слабо, поэтому перспективы

выявления молибденовых месторождений на территории Южного Вьетнама весьма высоки. Учитывая все вышесказанное, можно допустить, что на юге СРВ намечается новый перспективный молибденовый рудный район, а в целом в Юго-Восточной Азии — новая молибденовая провинция, так как на территории соседних с СРВ стран в подобных гранитоидах известны проявления молибденита. В силу этого на изучении первого в СРВ молибденового рудного района вьетнамским геологам необходимо сосредоточить свое внимание.

ЛИТЕРАТУРА

1. Довжиков А. Е. и др. Геология Северного Вьетнама.— Ханой, 1965.
2. Изов Э. П., Довжиков А. Е. Сводная магматическая схема Вьетнама.— Геологическая съемка, № 50-III, 1981. Ханой (на вьетн. яз.).
3. Минаго Масао, Гораи Масао, Фунахаси Миццуо. Геологическое развитие японских островов.— М.: Мир, 1968.
4. Нгуен Динь Кат. Схема тектонического районирования Вьетнама, Лаоса и Камбоджи.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4.
5. Рудные месторождения СССР.— М.: Недра, 1978.
6. Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.

ПГО Дальгеология, Хабаровск
Главное Геологическое
Управление СРВ, Ханой

Поступила в редакцию
13 июня 1985 г.

И. И. Хведчук, С. Г. Шилкин

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА НА ОСНОВЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН НА ЭВМ

Рассматриваются проблемы литологического расчленения разреза на основе обработки данных геофизических исследований скважин на ЭВМ с использованием двух- и многомерных графиков (кроссплотов). Показана этапность обработки данных пластового накломера, а также проведена комплексная интерпретация.

В настоящее время геофизические исследования скважин (ГИС) являются основным методом получения данных о геологическом строении месторождений нефти и газа и петрофизических характеристиках горных пород, необходимых для подсчета запасов.

Автоматизация процесса обработки и интерпретации данных ГИС позволяет получить набор различных параметров и физических характеристик горных пород, включая литологическое расчленение разреза отложений. Использование в процессе обработки данных ГИС принципов, связанных с реализацией в вычислительных процессах итераций, статистики и распознавания структурно-литологических моделей на основе полученных литолого-петрографических характеристик, невозможно осуществить без применения быстродействующих ЭВМ.

Разработанный авторами совместно с В. П. Новойдарским комплекс программ обработки данных ГИС на ЭВМ позволяет производить обработку данных, записанных как в цифровом, так и в аналоговом виде.

Обработка данных ГИС в основном сводится к решению следующих задач: построению двумерных и многомерных графиков (кроссплотов), литологическому расчленению разреза, вычислению коэффициентов объемной глинистости, пористости, водонасыщенности, определению плотности в кавернозных интервалах, построению тенденции уплотнения, вычислению элементов залегания слоев по данным пластового накломера, автоматическому подбору данных для статистического анализа и трансформации данных ГИС в масштаб сейсмического временного разреза.

На конкретных примерах реконструированы геологические модели, анализ которых позволил сделать вывод о характере деформационных и седиментационных процессов, выявить и классифицировать тектонические нарушения.

Литологическое расчленение разреза отложений осуществляется в несколько этапов. На первом в зависимости от набора используемых методов ГИС решение задачи сводится к построению двух- и многомерных кроссплотов. Принцип построения кроссплотов заключается в том, что на бланк в масштабе наносятся либо данные различных методов, либо определенно подобранные комбинации заданных величин, соответствующих одной глубине. Оценка литологического состава пород осуществляется в основном по данным акустического (АК), плотностного гамма-гамма (ГГКП) и нейтронного (НК) методов ГИС с использованием данных естественной радиоактивности (ГК). Первые три метода обладают повышенной чувствительностью к изменению матрицы породы, пористости и типа флюидонасыщения. Таким образом, использование сочетаний исходных параметров (ГГКП-НК, АК-НК, АК-ГГКП-НК и т. д.) позволяет расчленять разрез на литологические разности. Кроссплоты ГГКП к НК, ГГКП к АК, АК к НК и т. д. дают возможность при анализе данных ГИС проводить литологическую идентификацию и нормализацию зон, на основе статистического анализа автоматически определять параметры дальнейшей обработки, а также являются индикаторами вторичной пористости и газонасыщенности.

Д. Бурке и др. [2] для литологического расчленения разреза предложили использовать относительные параметры M и H («независимые» от изменений пористости), которые отражают только литологические изменения. Основные типы пород на кроссплоте соответствуют определенным, фиксированным точкам. Значения АК, ГГКП и НК, соответствующие смешанным

типам пород, занимают промежуточное положение между ними.

Подсчет значений M и N выполняется по следующим формулам:

$$M = \frac{(\Delta t_f - \Delta t)}{(\rho_b - \rho_f)} \cdot 0,01,$$

$$N = \frac{1 - K_{\text{пн}}}{\rho_b - \rho_f},$$

где Δt , ρ_b , $K_{\text{пн}}$ — показания соответственно акустического, плотностного и нейтронного компенсированных методов геофизических исследований скважин; Δt_f , ρ_f — интервальное время пробега продольной волны и плотность флюида, насыщающего поровое пространство породы. Коэффициент 0,01 введен для совмещения значений M и N по абсолютной величине.

Для определения объемного содержания слюд и глинистых фракций используется кроссплот отношения ГГК к P , где P , являясь функцией пористости и интервального времени, определяется по формуле

$$P = \frac{100 - K_{\text{пн}}}{\Delta t_f - \Delta t}.$$

Кроссплоты: пористость к интервальному времени, плотность матрицы к естественной радиоактивности, пористость к естественной радиоактивности, помимо литологической идентификации и решения задач выбора параметров обработки позволяют определить значения

пористости и плотности матрицы породы. В «чистых» коллекторах величина пористости будет приближаться к эффективной, а плотность — к минералогической. На рис. 1 приведен пример определения пористости и плотности матрицы для любой точки A литологического пространства, занимающей промежуточное значение между песчаниками и известняками. Полученные таким образом для каждого дискрета цифровой записи параметры используются в дальнейших построениях с использованием данных АК и ГК.

Как известно [1], изменение содержания в породах глинистого материала и пористости с глубиной отражает смену энергетических условий осадконакопления. Пористость определяется по данным АК, ГГКП и НК в породах любого типа, а для определения глинистости разработан ряд методик, которые реализуются на ЭВМ.

Глинистые минералы в различных количествах всегда присутствуют во всех типах терригенных пород, а так как их содержание оказывает влияние на показания практически всех методов ГИС, то для количественной оценки продуктивных горизонтов (коллекторов) и для литологического расчленения разреза необходимо надежное определение содержания глинистой фракции. Под объемной глинистостью понимается высокодисперсная компонента породы, состоящая из смеси собственно глинистых минералов во влажном состоянии, воды и алевролитовых частиц в различных соотношениях. Можно предположить, что глины, образовавшиеся в различные фазы непрерывного осадконакопления, имеют одинаковый состав, однако известно, что их физические свойства меняются с глубиной. Поэтому наиболее эффективным способом определения физических свойств глин является метод поинтервального построения кроссплотов.

Для отложений, характеризующихся преобладанием глинистых разностей, обычно отмечается незначительное изменение их физических свойств с глубиной, обусловленное постепенным уменьшением количества связанной воды, по мере возрастания гидростатического давления. Определение физических параметров глин в породах-коллекторах производится по кроссплотам ГГКП-НК и т. д., построенным для интервалов с минимальным и максимальным содержанием глинистых фракций.

Для определения коэффициента объемной глинистости ($K_{\text{гл}}$) используется одновременно девять индикаторов. Первая группа индикаторов определяется по данным одного метода (НК, ГК, ПС, КС) на основе локальных эталонных зависимостей, вторая выявляется на основе комбинирования данных нескольких методов (ГГКП-НК, НК-АК и т. д.), что по-

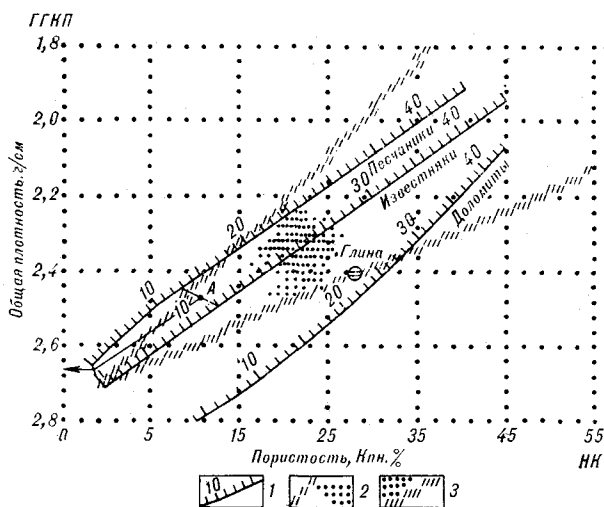


Рис. 1. Кроссплот ГГКП-НК для определения типов пород, их пористости, плотности матрицы и объемной глинистости.

1 — литологические линии (песчаники, известняки, доломиты), проградированные в единицах пористости; 2 — линия нулевой глинистости, вычисленная на ЭВМ; 3 — линия 100%-ой глинистости, вычисленная на ЭВМ.

зволюет учитывать как литологический состав отложений, так и тип их флюидонасыщения.

В первой группе индикаторов для определения $K_{гп}$ используется двойной разностный параметр и эталонные кривые, во второй — определение $K_{гп}$ реализовано путем аналитического решения литологического треугольника матрица — чистый коллектор — глина (см. рис. 1). Статистический анализ позволяет автоматически определять координаты точек «чистый песчаник», «чистая глина» и найти значения матрицы породы. Положение линии «матрица — флюид», на которой величина $K_{гп}$ равна нулю, зависит как от литологии, так и характера флюидонасыщенности отложений. Наличие газа в коллекторе сдвигает положение этой линии на графике влево-вверх. Полученный в результате обработки на ЭВМ профиль глинистости отражает изменение литологического состава, а форма кривой $K_{гп}$ позволяет сделать выводы об энергетических условиях осадконакопления.

Важное значение для литологического расчленения разреза и выявления обстановок осадконакопления имеют данные накломера, широко используемые для решения этих задач за рубежом. Как известно, различные сочетания обстановок осадконакопления, включая и тектонические факторы, оказывают влияние на величину углов и азимутов падения пород и сказываются на характере кривых $K_{п}$ и $K_{гп}$, которые используются при интерпретации для выявления этих факторов. Применение пластового накломера позволяет определить элементы залегания пласта в пространстве ствола скважины.

Обработка исходных данных пластового накломера включает: вычисление кажущегося угла падения относительно координат зонда в скважине посредством сравнения смещений по глубине, выявленных корреляцией между четырьмя кривыми КС, с диаметрами, измеренными между зондами; определение с помощью тригонометрических вычислений истинного азимута и угла наклона пластов по кажущемуся углу и данным инклинометрии; пространственный пересчет и анализ найденных величин. Смещение между кривыми определяется математической функцией корреляции, которая выполняется с заранее заданным шагом, а поиск ограничивается предварительно установленным максимальным углом наклона (максимальным смещением кривых).

Вывод результатов обработки пластового накломера осуществляется на графостроителе в виде стрелочной наклонограммы, на которой величина элементов плоскостей напластований для определенной глубины определяется точкой со стрелкой на нелинейной шкале. На-

правление стрелки показывает азимут падения по отношению к географическому северу.

Рассмотрим пример комплексной интерпретации результатов обработки методов ГИС на ЭВМ. На диаграмме пластового накломера (рис. 2, Б) разрез отложений в интервале 2300—2500 м характеризуется сложным строением, хотя по кривым $K_{п}$ и $K_{гп}$ аномальных литологических скачков в этом интервале не происходит, что позволяет сделать вывод об отсутствии влияния седиментационных процессов на характер изменения падения слоев пород. В интервале А, представленном плотными глинами, данные пластового накломера отчетливо отражают структурное падение величиной 8° в направлении 10° . В интервале В падение слоев пород имеет северо-восточное направление, в его нижней части изменяется на северное, а величина угла падения уменьшается от 30° в кровле до $5-6^\circ$ в подошве интервала. Чередование участков с разными элементами залегания (увеличение и уменьшение углов падения) и довольно монотонный литологический состав позволяют сделать предположение о тектонической природе возникновения аномальной зоны. Практически весь интервал В был подвержен интенсивной деформации, что привело к образованию погребенной антиклинальной складки с возможным существованием между зонами В и В стратиграфического несогласия. Резкие изменения элементов залегания слоев на глубине 2434 м обусловлены наличием тектонического нарушения, процесс формирования которого привел к образованию серии мелких складок (внутриформационной складчатости). Следы волочения отмечаются в интервале 2415—2432 м, где азимут падения слоев изменяется с северо-восточного на северный. Зона Г характеризуется резким увеличением угла падения слоев, достигающего на глубине 2434 м почти 50° . Деформированные отложения имеют северо-восточное падение, что позволяет сделать предположение о северо-западном простирании нарушения с углом падения плоскости сместителя не менее 50° . Повторение разреза отложений на кривых $K_{гп}$ и $K_{п}$ в интервалах 2460—2470 и 2440—2450 м позволяет отнести тектоническое нарушение к типу взброса или надвига. Резкий переход, связанный с уменьшением угла падения в интервале 2460—2470 м, и наличие почти противоположной пространственной характеристики пород в зоне Д позволяют сделать вывод о наличии на глубине 2460—2470 м нарушения, ориентированного в северо-восточном направлении с углом падения плоскости сместителя порядка 30° . Реконструированная таким образом геологическая модель по результатам обработки данных ГИС

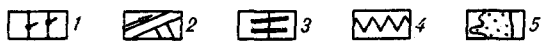
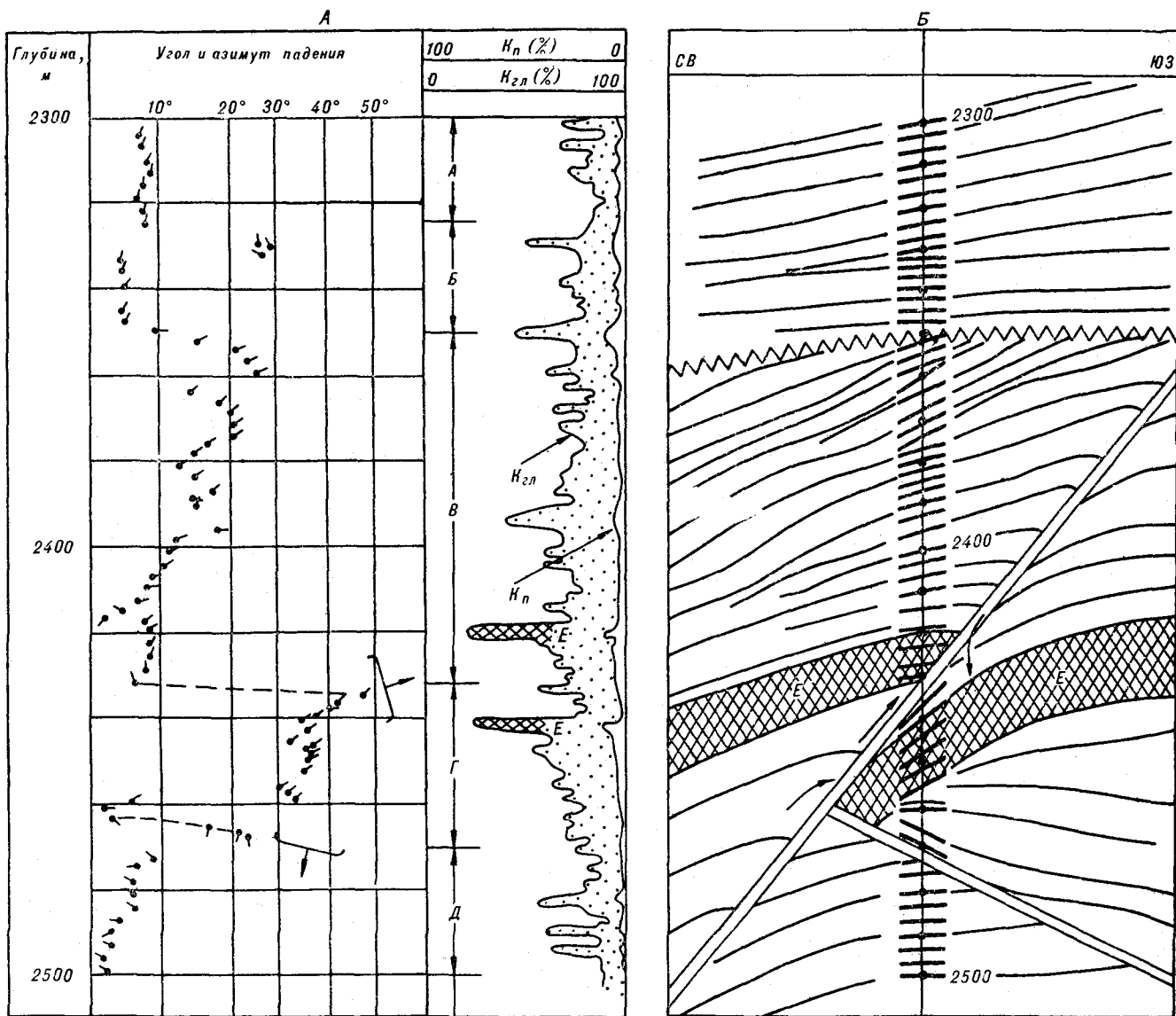


Рис. 2. Результаты обработки данных геофизических исследований скважин и пластового накломера на ЭВМ (А) и интерпретационная геологическая модель (Б).

1 — угол и азимут падения пород по данным обработки пластового накломера; 2 — разрывные нарушения и направления деформации пород; 3 — направления падения пород по азимуту СВ — ЮВ; 4 — граница стратиграфического несогласия; 5 — кривые изменения коэффициентов объемной глинистости ($K_{гл}$) и эффективной пористости ($K_{п}$).

в интервале 2300—2500 м представлена на рис. 2, Б.

Большое значение данные пластового накломера имеют для оконтуривания ограниченных в пространстве песчаных тел, чему в практике нефтегазопроисковых работ не уделяется должного внимания. Как известно, многие коллекторы, содержащие залежи нефти и газа, приурочены к прибереговым барам, фронтальным и русловым частям дельт и т. д., ограниченными по латерали. Для выявления гео-

метрии таких коллекторов, их типов, трендов увеличения мощности и улучшения коллекторских свойств могут с успехом использоваться данные обработки пластового накломера на ЭВМ. При этом для увеличения плотности вычислений необходимо уменьшать корреляционный интервал, но с учетом того, что пластовый накломер является контактным прибором, весьма чувствительно реагирующим на каверзность и микрокаверзность стенок скважин.

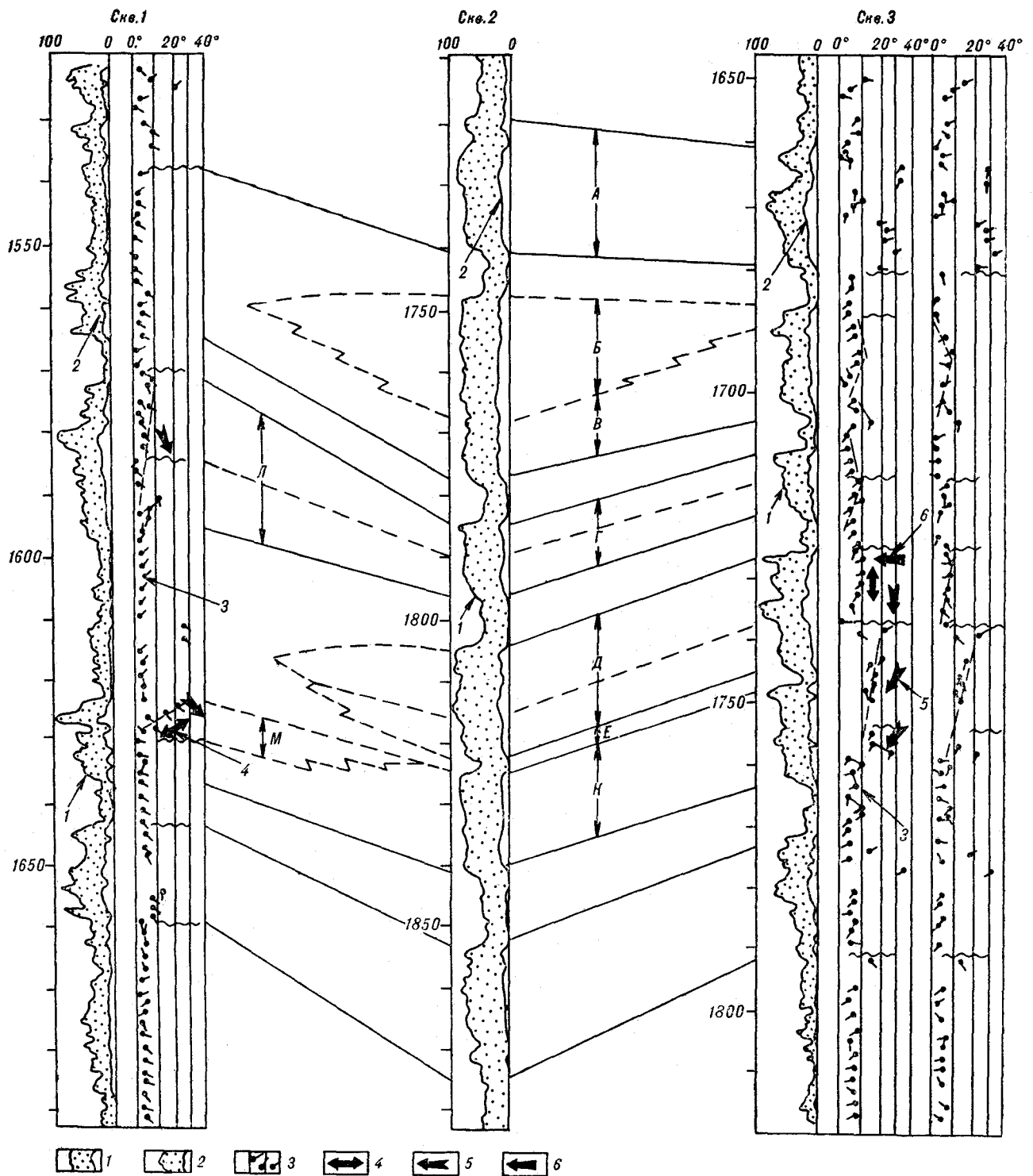


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез через скважины 1—3.

1 — кривая изменения коэффициента объемной глинистости ($K_{ГЛ}$); 2 — кривая изменения коэффициента эффективной пористости ($K_{П}$); 3 — угол и азимут падения пород; 4 — простирания литологических тел; 5 — направления вдольбереговых течений; 6 — преобладающие направления действия приливно-отливных течений.

На геологическом разрезе (рис. 3), проходящем через одно из месторождений, приведены результаты обработки данных геофизических исследований скважин, позволяющие наглядно представить его сложное геологическое строение, обусловленное прежде всего наличием коллекторов, сформировавшихся в разных обстановках осадконакопления. Строение песчаной пачки, включающей тела *D*, *E*, *M*, *K*, наглядно подтверждает это. Исходя из полученных результатов, это песчаное тело характеризуется однородностью в юго-юго-восточном направлении, где даже пропласток глин *E* не изменяет свою мощность на расстоянии более четырех километров от скв. 3 к скв. 2. В интервале *D* на наклонограмме выделяется граница, которая контролирует в плане выявленную залежь нефти, причем ее образование является результатом изменения обстановок осадконакопления. Кривые K_n и $K_{гд}$ характеризуются «зазубренной», «воронковидной» формой, что свидетельствует об улучшении отсортированности по направлению к кровле пластов. Увеличение углов падения происходит до выделенных границ, выше которых наблюдается аналогичная картина. Конфигурация кривых K_n и $K_{гд}$ и увеличение угла падения в кровельной части позволяют сделать предположение, что песчаное тело, включающее пласты и пропластки *D*, *E*, *K*, сформировалось как вдольбереговой бар, в кровле которого развивается барьерный бар (предбаровые и баровые фации). Генезис глинистого пропластка *E* можно объяснить тем, что в некоторых случаях барьерный остров, смещаясь, может вновь занять свое первоначальное положение, поэтому в скв. 2, 3 наблюдаются два песчаных тела (*D*, *K*), разделенных глинистым пропластком.

Можно предположить, что пески барьерных и других прибрежных баров имеют континентальное происхождение. Вначале они были перенесены по руслам дельтовых протоков к лопастям песчаных баров, а затем перемещены вдольбереговыми течениями и волнами. Направление палеотечения обычно определяет ориентировку седиментационных текстур и геометрию литологических тел. Величина углов падения осадочных пород в скв. 1,3 и их ориен-

тировка свидетельствуют о том, что они связаны с первоначальными осадочными текстурами, образовавшимися во время процесса осадконакопления песчаных тел. Постседиментационные процессы незначительно затушевывают истинные азимуты и углы, о чем можно судить по поведению пространственных характеристик после вычитания структурного падения (скв. 3). Распределение падений в интервале глубин 1727—1763 м (скв. 3) позволяет сделать предположение об увеличении мощности бара в юго-западном направлении вдоль простирания. Этот вывод был подтвержден результатами бурения скв. 2, которая была пробурена после скв. 3. Пласт *M*, судя по результатам наклонотриграммы, сформировался в довольно высокоэнергетической среде и, по-видимому, является самостоятельным литологическим телом с возрастанием мощности в юго-восточном направлении. В скв. 1 песчаник *L* имеет конфигурацию литологических кривых, аналогичную пласту *M*, а выделенная внутриформационная генетическая граница является своеобразным репером и подтверждает правильность корреляции разрезов между скв. 1 и 3. Увеличение углов падения в кровельной части песчаника *L* и форма кривых K_n и $K_{гд}$ позволяют сделать вывод о том, что он сформировался в пределах барьерного острова. По своим генетическим особенностям пласт *A* не является единым песчаным телом, так как в юго-западном направлении (скв. 2) в кровельной части пласта развивается барьерный остров *B*, содержащий залежь нефти, а в скв. 1 он больше тяготеет к покровным регрессивно-трансгрессивным литологическим образованиям.

На рис. 3 дополнительно показаны предположительные направления приливно-отливных течений и переноса осадочного материала.

Рассмотренные примеры применения обработки данных геофизических исследований скважин на ЭВМ для расчленения геологического разреза и реконструкции обстановок осадконакопления подтверждают необходимость их использования в теории и практике поисков и разведки месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1, 2.— М.: Мир, 1982.

2. Burke J., Cambell R., Schmidt A. The lito-porosity crossplot.— Bull. SPWLA, 1969.

УДК 550.83.053 : 681.3

*Е. И. Алмаев, Ф. Г. Корчагин, Ю. М. Криницын,
Ю. В. Талтыкин, Ю. Н. Халяпин*

СОВРЕМЕННЫЕ АВТОМАТИЗИРОВАННЫЕ СИСТЕМЫ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Анализируется традиционный способ проведения геофизических наблюдений. На базе современных вычислительных систем и средств автоматизации предлагается совместить во времени измерения, экспрес-

с-сы анализ и обработку геофизической информации. Приводятся функциональная схема и алгоритм работы полевого измерительного комплекса.

Разработка и внедрение автоматических систем регистрации и обработки геофизической информации в настоящее время является актуальнейшей проблемой [1—3].

Научные исследования, в отличие от производственных геофизических работ, выдвигают более жесткие требования к применяемым методам и их техническому обеспечению. Во-первых, для исследовательских работ необходима аппаратура с более широкими функциональными возможностями. Во-вторых, исследователи при проведении работ в удаленных районах ограничены весом, энергоемкостью, автономностью применяемой аппаратуры, что мало учитывается разработчиками станций, выпускаемых промышленностью.

Технической основой для создания новых систем проведения геофизических работ являются широкие возможности современной микроэлектроники. В последнее десятилетие создано большое количество функционально законченных узлов, реализующих в короткие времена (~ 1 мкс) сложные и разнообразные функции по обработке аналоговой и цифровой информации.

Важным качеством выпускаемых элементов является их программное управление, позволяющее быстро переходить от выполнения одной функции к другой и совмещать их во времени. Их применение снижает трудоемкость изготовления аппаратуры в 5—10 раз, стоимость в 2—6 раз, повышает надежность в 5—10 раз, уменьшает габариты и потребляемую мощность в 10—20 раз [2].

Методологической основой для создания новых способов и средств выполнения геофизических наблюдений должен являться реальный опыт проведения этих работ геофизиками. Сов-

ременные методы основаны на измерении слабых электромагнитных, акустических, гравитационных, тепловых полей, сравнимых с шумами и помехами.

Для повышения достоверности получаемой информации используются сложные математические методы обработки, что требует больших вычислительных средств. Количество регистрируемой информации резко возрастает при регистрации сигналов, приходящих нерегулярно, как в случае МОВЗ. Так, по оценкам отношение количества полезной информации к количеству регистрируемой составляет одну тысячную. С другой стороны, информативен в основном инфранизкий и низкочастотный спектр исследуемых полей. Даже в случае быстропротекающих процессов становления поля спектр регистрируемых сигналов не превышает 100 кГц. Таким образом, получение геофизической информации основано на регистрации медленных процессов со значительными массивами измеренных данных и на сложной математической обработке.

Рассмотрим традиционный способ проведения геофизических наблюдений как последовательность важнейших процедур, позволяющую по произвольному геофизическому методу получить информацию (рис. 1, а). Эта последовательность начинается с выбора метода исследования и его аппаратурного и организационного обеспечения. Затем в полевых условиях производится выбор режимов измерения, включающий в себя контроль работы аппаратуры и измеренных сигналов. Регистрация последних осуществляется в течение времени, необходимого для данного метода исследований. По окончании регистрации необходимо провести оценку полезности измеренных данных — экс-

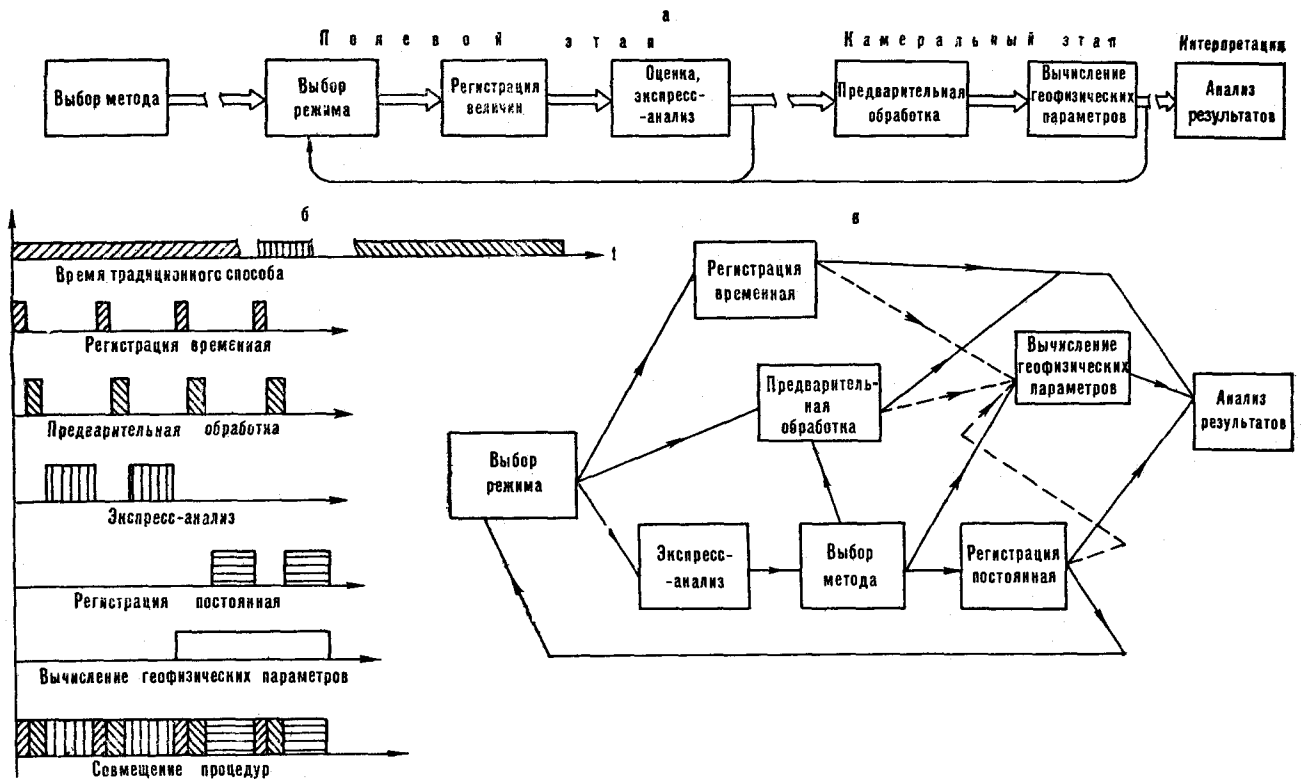


Рис. 1. Способы проведения геофизических наблюдений: а — традиционный способ, б — временные диаграммы различных этапов исследований, в — предлагаемый способ.

пресс-анализ. Затем начинается этап камеральной обработки исходных материалов. Он включает в себя такие операции, как аналого-цифровое преобразование, фильтрация, редактирование массивов и др. На ЭВМ производится вычисление геофизических характеристик точки наблюдения, введение поправок для коррекции полученных результатов, получение предварительных разрезов.

В случае непригодности материалов для интерпретации необходимо возвратиться к выбору режимов измерений и повторить измерения. Временной разрыв между полевым и измерительными этапами может составлять от дней до месяцев. На последнем этапе производится анализ полученных данных, их интерпретация. Недостатками традиционного способа являются жестко заложенная последовательность выполнения отдельных процедур и большие временные разрывы между ними.

Необходимым и достаточным временем проведения геофизического наблюдения являются время регистрации и интерпретации, а время выполнения промежуточных вспомогательных процедур — экспресс-анализа, обработки и вычислений — требуется уменьшить. Наиболее эффективным способом представляется совмещение времен выполнения вспомогательных процедур с временем регистрации (см. рис. 1, б).

Быстродействие и программное управление современных средств автоматизации и вычислительной техники позволяют это сделать, поскольку обеспечивают быстрый переход от выполнения одной функции к выполнению другой, что необходимо при совмещении различных процедур. И, естественно, проявляется второе качество этого устройства, управляемого программным путем, — возможность проводить геофизические наблюдения разными методами, поскольку такое устройство дополнительно потребует только соответствующие датчики и переход к другому программному обеспечению, что можно легко реализовать. Рассмотрим проведение полевого этапа, основанное на оговоренных технических возможностях. При этом будем считать, что мы имеем автоматизированные датчики различных геофизических параметров и достаточный пакет программ, обеспечивающих работу по нескольким геофизическим методам.

Как показано на рис. 1, в, процесс, в отличие от традиционного, начинается с выбора режимов, от него переходит к одновременному выполнению регистрации измеренных данных в буферную (временную) память, предварительной обработке измеренных данных и экспресс-анализа для обнаружения полезной информации; производится уточнение режимов измерения и обработки. Начинаются регистра-

ция полезной информации в постоянную память и вычисление геофизических характеристик. При этом измерение продолжается в течение времени, необходимого для данного метода, после чего система переходит в состояние ожидания другой полезной информации. Исследователь может приступить к анализу полученных результатов, не вмешиваясь в работу действующей установки.

При проведении геофизических наблюдений, не требующих одновременного анализа данных, можно проводить работу по другому способу, показанному штриховыми линиями (см. рис. 1, в). В этом случае процесс измерения заканчивается регистрацией полезной информации в постоянную память, не выполняя вычислений, что позволяет обойтись меньшими вычислительными средствами. Такой способ проведения измерений обеспечит полную автоматизацию регистрации, предварительной обработки и экспресс-анализа по заданным программам, исключая вмешательство оператора, возможность одновременного измерения нескольких геофизических параметров, высокую точность измерений, исключит повторное проведение работ.

Изучение аппаратуры для геофизических исследований показало, что все измерительные комплексы, известные по литературе, можно разделить на три группы, отличающиеся своими техническими возможностями. Первая группа — аналоговые узкоспециализированные измерительные комплексы для проведения измерений одним или несколькими близкими методами, типа МТЛ, Тайга и другие. Традиционный способ проведения геофизических наблюдений основан на применении этой группы аппаратуры: с малой автоматизацией измерений, требующей значительного обслуживающего персонала, с жесткой неизменной структурой. По анализу В. В. Спирина из ВНИИ ВИЭМС [3], при работе на такой аппаратуре стоимость первого этапа равна 80, а второго — 10—20% общей стоимости, причем до 90% расходов приходится на содержание персонала и организацию работ и только 10% связано с техническими издержками. В аппаратуре второй группы — цифровых специализированных станциях типа ЦЭС-2, ССЦ-4 — автоматизированы процессы регистрации и предварительной обработки исходных данных, что значительно увеличило возможности этих приборов. Но та же жесткая неизменная структура не позволяет включить даже выполнение экспресс-анализа, что привязывает цифровые станции к ЭВМ и, таким образом, сводит на нет полученные преимущества.

Ни первая, ни вторая группа в связи со своей жестко аппаратно выполненной структурой непригодны для реализации эффективного спо-

соба проведения геофизических наблюдений.

Третья группа аппаратуры — компьютеризованные станции типа ГИВК и ССЦС, созданные для проведения сейсмических наблюдений, — ориентированы на широкие производственные задачи. Так, ГИВК позволяет обрабатывать 150 тыс. наблюдений в год, но необходимы ли такие мощности для региональных и научных исследований? В этих разработках мало учитывается целесообразность применения технических средств по степени обобщения обрабатываемой информации.

Так, при сборе геофизической информации наиболее пригодны простые цифровые автомат-датчики (рис. 2). Для управления этими автоматами (предварительной обработкой, экспресс-анализом) необходимы простейшие вы-

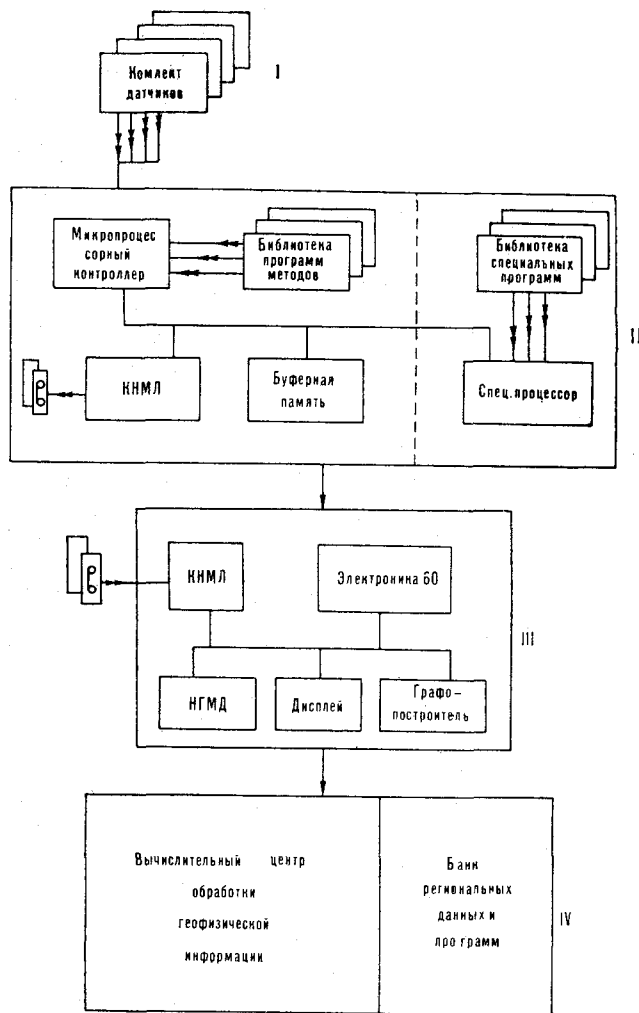


Рис. 2. Иерархия технических средств проведения геофизических наблюдений.

I — цифровые автоматы; II — микропроцессорные устройства сбора и экспресс-анализа геофизической информации; III — МикроЭВМ; IV — миниЭВМ; КНМЛ — кассетный накопитель на магнитной ленте, НГМД — накопитель на гибких магнитных дисках.

числительные средства — микропроцессорные контроллеры, оснащенные памятью и библиотекой необходимых программ. Вычисления геофизических характеристик в виде специализированных программ могут выполнять включаемые в полевой измерительный комплекс спецпроцессоры. Такой комплекс позволяет на месте получить результаты измерения, пригодные для анализа и интерпретации.

Для более глубокой и точной обработки полезной информации и интерпретации результатов измерений по району исследований необходимы более мощные вычислительные средства с достаточным сервисным оснащением (дисплеем, графопостроителем и т. д.). При необходимости проведения этих работ на месте исследований можно воспользоваться передвижным вычислительным центром. Такие средства уже разработаны на базе микроЭВМ типа «Электроника-60».

Для обобщения на основе данных по целому региону необходим специализированный вычислительный центр обработки геофизической информации со своим банком геофизических данных и специальным программным обеспечением. Такой центр позволил бы производить и машинное моделирование исследуемых процессов для сокращения дорогостоящих натурных испытаний. Высшие ступени обработки могут выполняться на серийно изготавливаемой аппаратуре и требуют только достаточного программного обеспечения.

Возможность создания полевого измерительного комплекса (ПИК), удовлетворяющего современным требованиям проведения геофизических наблюдений, доказывает предлагаемый проект ПИКа, содержащий его структурную схему и алгоритмы выполнения геофизических наблюдений по методам МОВЗ, МТЗ, МСП (рис. 3, 4). Выбранные методы существенно различаются. Так, МОВЗ характеризуется ждущим режимом работы, МТЗ — большим объемом регистрируемой информации, а МСП —

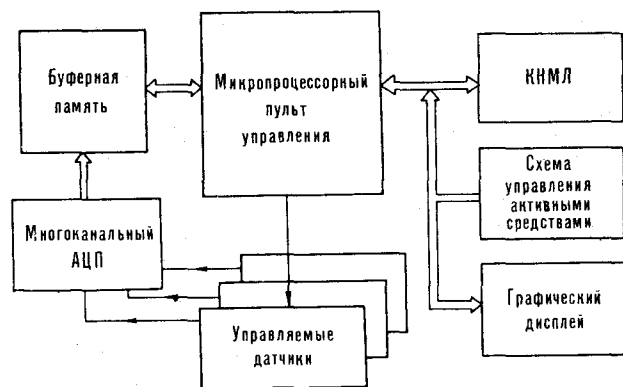


Рис. 3. Функциональная схема ПИКа.

регистрацией быстропротекающего процесса. Тем не менее простейшее вычислительное средство К1-20, ограниченное по своим возможностям, позволяет одновременное проведение геофизических наблюдений по методам МОВЗ и МТЗ, раздельное проведение работ по всем трем методам без изменения структуры полевого измерительного комплекса. Большинство узлов ПИКа серийно изготавливаемы.

Данный проект является только примером будущего устройства, так как способы проведения геофизических наблюдений и структура устройств, позволяющая их реализовать, требуют глубокого изучения и поиска оптимальных путей осуществления. Выполнение этой работы требует объединенных усилий геофизиков, специалистов по электронной и вычислительной технике, поскольку разработка такой системы основывается на переложении реального опыта исследователей в язык, понятный вычислительным средствам — алгоритмы и про-

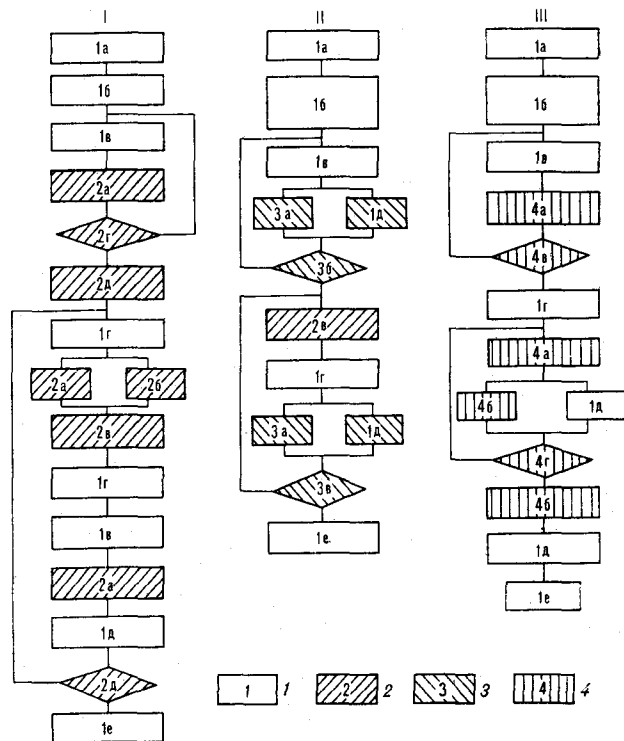


Рис. 4. Алгоритмы проведения наблюдений методами обменных волн землетрясений (I), магнитотеллурического зондирования (II), становления поля (III).

1 — пакет сервисных подпрограмм: 1а — установка исходных параметров метода, 1б — установка постоянных параметров входного устройства (ВУ), 1с — установка контрольных параметров ВУ, 1d — вывод данных на КНМЛ, 1е — конец; 2 — пакет подпрограмм сейсмических измерений: 2а — сейсмические измерения, 2б — МОВЗ-анализ, 2с — отметка момента, 2д — контроль, 2е — конец МОВЗ; 3 — пакет подпрограмм магнитотеллурических измерений: 3а — МТЗ — измерения, 3б — контроль МТЗ, 3с — конец МТЗ; 4 — пакет подпрограмм измерений быстропротекающих процессов: 4а — МСП-измерения, 4б — МСП-обработка, 4с — контроль МСП, 4д — конец МСП.

граммы. Актуальность последнего доказывает-ся как появлением близких по духу разрабо-ток, так и все расширяющимися возмож-ностями современных средств автоматики и вы-числительной техники, внедрение которых должно значительно сократить сроки исследо-ваний, трудозатраты на проведение работ, по-

высить производительность и качество иссле-дований, обеспечить высокую надежность, про-стоту в управлении, малую потребляемую мощность, устойчивость к условиям эксплуа-тации, портативность и компактность аппара-туры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Поликов М. К., Козлов Е. А. и др.* Системы реги-страции и обработки данных сейсморазведки.— М.: Недра, 1984.
2. *Прангшвили И. В.* Применение микропроцессоров в приборостроении.— Приборы и системы управле-ния, 1981, № 2.
3. *Спирин В. В.* Использование микропроцессорной тех-ники в геофизической разведке.— Обозр. инф. Реги-ональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1983.

*ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
15 апреля 1986 г.*

Н. А. Шило, А. С. Латкин

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВИХРЕВОЙ СТРУКТУРЫ ПРОТОПЛАНЕТНОГО ОБЛАКА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Предложена математическая модель на основе уравнения Навье-Стокса, описывающая вихревое движение Солнечной системы.

В связи с возникшей дискуссией об общей теории относительности, подвергнутой анализу в работах академика А. А. Логунова и его учеников [1], которые предложили релятивистскую теорию гравитации в пространстве Минковского, авторы решили проинтерпретировать с привлечением уравнений Эйлера ранее рассмотренный механизм образования Солнечной системы [3].

Очевидно, по аналогии с газо- и гидродинамикой для возникновения вихревого движения необходимо иметь определенный градиент скорости в плоскости, содержащей вектор движения потока вещества. Наиболее подходящим объектом для изучения движения этого вещества является Солнечная система, имеющая звезду и девять планет, с хорошо изученными характеристиками их движения (см. табл.) [2].

Все планеты вращаются вокруг звезды практически в одной плоскости, орбиты их очень близки к круговым, а самое главное, орбитальные скорости в зависимости от расстояния до Солнца подчиняются квазипотенциальному вращению, т. е. закону вращения квазиидеальной жидкости. И если допустить, что вращение планет происходит вместе с окружающей материей, то движение планет системы можно объяснить возникновением вихря, в центре которого находится Солнце.

Таким образом, на основе анализа существующих гипотез и результатов изучения движения планет, приведенных выше, можно постулировать следующее: 1) вращение всей системы квазиплоское; 2) межпланетное вещество разряженное, поэтому трением его с планетами можно пренебречь; 3) система находится во вращательном движении достаточно долго, в силу чего движение планет и межпланетного вещества можно считать установившимся; 4) средняя концентрация вещества по всей орбитальной плоскости невелика.

Исходя из этих допущений движение системы можно оценить решением уравнений Эйлера:

$$\begin{aligned}
 V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{V_\phi}{r} \frac{\partial V_r}{\partial \phi} + V_z \frac{\partial V_r}{\partial z} - \frac{V_\phi^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}; \\
 V_r \frac{\partial V_\phi}{\partial r} + \frac{V_\phi}{r} \frac{\partial V_\phi}{\partial \phi} + V_z \frac{\partial V_\phi}{\partial z} + \frac{V_r V_\phi}{r} &= \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \phi}; \\
 V_r \frac{\partial V_z}{\partial r} + \frac{V_\phi}{r} \frac{\partial V_z}{\partial \phi} + V_z \frac{\partial V_z}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}; \\
 \frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial V_\phi}{\partial \phi} + \frac{\partial V_z}{\partial z} + \frac{V_r}{r} &= 0,
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

где $V_r, V_\phi, V_z, 0$ — проекции вектора скорости и давление; r — расстояние от Солнца до точки в плоскости вращения; ϕ — угловая координата.

Таблица основных характеристик Солнца и планет

| Параметр | Солнце | Меркурий | Венера | Земля | Марс | Юпитер | Сатурн | Уран | Нептун | Плутон |
|------------------------------------|--------|----------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| Расстояние от Солнца (а. е. *) | — | 0,387 | 0,723 | 1,00 | 1,524 | 5,203 | 9,539 | 19,18 | 30,06 | 39,75 |
| Расстояние между планетами (а. е.) | 0,387 | 0,336 | 0,277 | 0,524 | 3,679 | 4,336 | 9,641 | 10,88 | 9,69 | |
| Период обращения (лет) | — | 0,241 | 0,616 | 1 | 1,881 | 11,86 | 29,46 | 84,01 | 164,8 | 247,7 |
| Орбитальная скорость (км/с) | — | 47,9 | 35 | 29,8 | 24,1 | 13,1 | 9,6 | 6,8 | 5,4 | 4,7 |

* Астрономическая единица.

ната, z — координата, перпендикулярная плоскости вращения. Так как изменения в зонах вращения планет носят строго периодический характер (имеется в виду период наблюдения человечеством системы), скорость перемещения системы в направлении, перпендикулярном ее плоскости, можно считать постоянной $V_z = \text{const}$; $\partial/\partial z = 0$. Для упрощения решения примем, что вращение происходит по круговым орбитам $\partial/\partial \varphi = 0$. Тогда систему (1) можно преобразовать в уравнения плоского стационарного вращения:

$$\begin{aligned} V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} - \frac{V_\varphi^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}; \\ V_r \frac{\partial V_\varphi}{\partial r} + \frac{V_r V_\varphi}{r} &= 0; \\ \frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{V_r}{r} &= 0. \end{aligned} \quad (2)$$

На основании решения системы (2) получаем: $V_r = c/r$ — радиальная составляющая вектора скорости, $V_\varphi = c_1/r$ — тангенциальная составляющая вектора скорости, $\Delta p = c_2 - \rho \frac{c^2 - c_1^2}{2r^2}$ — распределение давления в системе.

Анализ решения показывает, что в результате вращения системы планет имеется градиент давления межпланетного вещества, наличие которого создает условия для движения вещества пространства в центральную околосолнечную область (рис. 1) и обуславливает появление циркуляционных зон движения материи в окрестностях Солнечной системы. Межзвездное вещество, таким образом, оседает

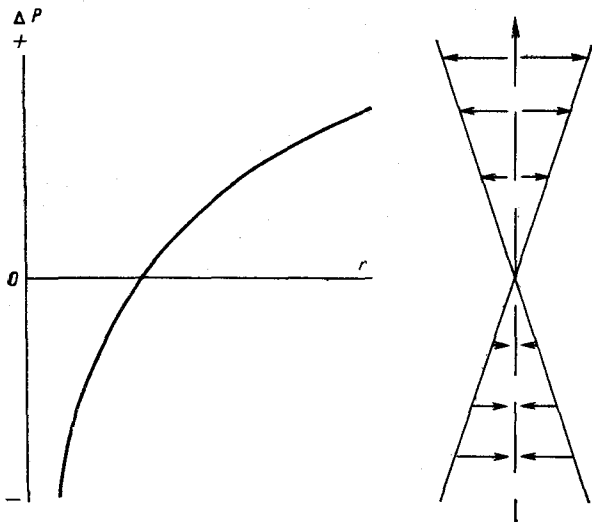


Рис. 1. Распределение давления вещества в результате вращательного движения вокруг Солнца. Справа — потенциальная возможность обмена системы с межзвездным веществом.

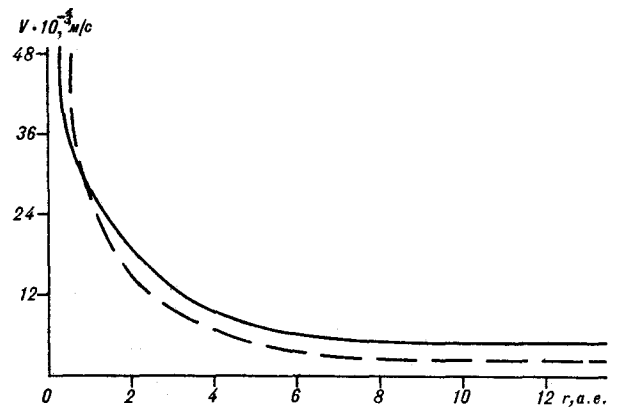


Рис. 2. Изменение орбитальной скорости планет в зависимости от расстояния до звезды: расчетная линия из решения уравнения Эйлера (штрих), фактическое распределение орбитальных скоростей (сплошная).

на планетах и Солнце, увеличивая массу системы и, вполне возможно, являясь топливом для реакций, идущих на звезде; во всяком случае, влияние его на тепловой баланс системы очевиден. Подтверждением этому является сопоставление результатов аналитического решения с данными астрономических наблюдений (см. таблицу), которое показывает их качественную сходимость (рис. 2). Однако количественная оценка изменения скоростей вращения планет более точно определяется уравнением $V_\varphi = c_1/\sqrt{r}$. Такое отклонение от потенциального вращения можно объяснить тем, что в уравнениях не было учтено влияние неизотермичности системы, гравитационного взаимодействия внутри самой системы и взаимодействия системы с увлекаемым межзвездным веществом.

К сожалению, отсутствие необходимых данных затрудняет определение каждой из составляющих, но так как они оказывают влияние на движение всей системы, объясним это взаимодействие вязкостью межпланетного вещества и назовем его вязкостью межпланетного пространства. На основе решения уравнения Навье-Стокса для плоского стационарного вращения при $V_\varphi = c_1/\sqrt{r}$ (реальные условия):

$$\begin{aligned} V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} - \frac{V_\varphi^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + f(\mu); \\ V_r \frac{\partial V_\varphi}{\partial r} + \frac{V_r V_\varphi}{r} &= f_1(\mu); \\ \frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{V_r}{r} &= 0. \end{aligned}$$

Получаем:

$$\begin{aligned} \mu &= f_2(r); \\ \Delta p &= c_2 - \rho \frac{c^2 + c_1^2}{2r^2} + f_3(\mu). \end{aligned}$$

Сопоставление расчетных и экспериментальных значений орбитальных скоростей планет позволяет оценить распределение механической энергии в системе. Возможны три случая, рассмотрим их.

1. В центральной части — минимальная потеря механической энергии ($V_{\phi}^p = V_{\phi}^g$) — расчетные и действительные скорости у околосолнечных орбит равны, вся энергия для вращения планет поступает с периферии Солнечной системы — случай маловероятный, так как не учитывает взаимодействие центральной части с межзвездным веществом.

2. Расчетные и действительные скорости равны на периферии; тогда вся энергия теряется в центральной части системы — вряд ли при такой потере энергии система существовала бы достаточно долго.

3. Наиболее вероятный случай — расчетные и действительные скорости равны в зоне орбит Земля — Юпитер — тогда энергия вращения подается с периферии системы. В результате сохранения момента количества движения по мере приближения к Солнцу скорость вращения планет возрастает, но из-за взаимодействия планет и вещества в меньшей степени, чем при потенциальном вращении, причем в центральной части вследствие интенсивного поступления межзвездного вещества потери скорости значительны (см. рис. 1). Следует отметить, что предложенные законы справедливы, видимо, для любой звездной системы.

Таким образом, исходя из данной модели можно предложить схему развития звезды с планетарной системой. Наличие участка Вселенной с разбегающейся материей создает ус-

ловия для появления вихревых зон материи по аналогии с возникновением подобных зон около струи жидкости при втекании ее в большой водоем. Создаются условия для поступления межзвездного вещества в центр вихревой зоны, в результате гравитационного взаимодействия происходит накопление вещества и рождается звезда. В это время могут происходить выбросы ее собственного вещества, которые в зависимости от энергии движения образуют планеты с определенными орбитами. Планеты также могут возникать из старых планет, звезд или их обломков, вовлеченных в вихревую зону материи. Если масса планеты достаточна, она может удерживать на своих орбитах спутники, образовавшиеся из вещества либо самой звезды, либо посторонних тел. Причем удерживаются лишь те спутники, орбиты которых близки к круговым, в противном случае они будут захвачены звездой или другой планетой.

Итак, на звезде начался термоядерный процесс, а планетарная система интенсивно «подкачивает» межзвездное вещество к ее поверхности, одна часть которого является топливом, а другая движется через планетную систему, увеличивая ее массу. В результате этого (при условии отсутствия подвода энергии с периферии) изменяется и обмен с межзвездной средой.

Дальнейшее развитие звезды или звездных систем происходит также в среде разреженного вещества, и поэтому при изучении всех этапов развития Вселенной необходимо учитывать ее влияние.

ЛИТЕРАТУРА

1. Логунов А. А. Релятивистская теория гравитации и новые представления о пространстве — времени. — М.: Изд-во МГУ, 1986.

2. Маров М. Я. Планеты Солнечной системы. — М.: Наука, 1986.

3. Шило Н. А. О механизме образования Солнечной системы. — Тихоокеанская геол., 1982, № 6.

Президиум АН СССР
Москва
Институт горного дела ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

пупила в редакцию
8 декабря 1986 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.93(571.63)

В. Г. Гоневчук, Г. А. Гоневчук, А. В. Игнатьев, П. Г. Коростелев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Рассматривается геологическая интерпретация результатов радиологической (калий-аргоновой) датировки гранитов одного из штоков Центрального Сихотэ-Алиня и связанных с ними грейзенов. Показано,

что исследованные граниты, вероятнее всего, не являются заключительной фазой выделенных в регионе гранитоидных комплексов.

Детальное исследование редкометалльных гранитов своеобразного геохимического типа, выделенного и детально охарактеризованного В. И. Коваленко [2], в структурах Сихотэ-Алиня в отличие от их аналогов в палеозойском обрамлении Ханкайского массива началось совсем недавно. В последние годы появились публикации, в которых рассматриваются некоторые аспекты их геологического строения, петрохимии и металлоносности [4, 5]. При этом логичен вопрос о возрастной корреляции этих образований с интрузивными породами региона как один из путей решения проблемы «материнских» гранитов и прогнозной оценки.

Авторы данной статьи с 1983 г. по настоящее время проводят исследование магматических пород региона и в том числе штока Тигриного. Полученные результаты позволили достаточно обоснованно выделить среди гранитов штока две разности (фазы?) — порфировидные с акцессорным протолитионитом и среднезернистые — с циннвальдитом. Последние могут сопоставляться с магматическими грейзенами [2]. Состав слюд определялся положением на классификационной диаграмме [3] фигуративных точек, полученных по результатам полных химических анализов, выполненных в лабораториях ДВГИ ДВНЦ АН СССР (табл. 1), и контролировался данными инфракрасной спектроскопии. По-видимому, в породах штока представлена характерная для редкометалльных гранитов биотит-ледилолитовая серия слюд (см. рисунок).

Присутствие в породах штока Тигриного калиевых слюд в количестве, достаточном для аналитического исследования, позволило провести их радиологическую датировку. Изотоп-

ный анализ аргона проведен на масс-спектрометре Ми-1201В в динамическом режиме методом изотопного разбавления. Нами использовался моноизотоп ^{38}Ar с соотношениями $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 24,5$ и $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 1250$. Количество выпускаемого трассера равно $11,8 \text{ кг } ^{38}\text{Ar}$. Выделение аргона проводилось в многозарядном реакторе общим объемом около 1000 см^3 . Для очистки аргона применена трехступенчатая система с поглотителями СПН-5. Рабочая тем-

Таблица 1

Химический состав слюд штока Тигриного, мас. %

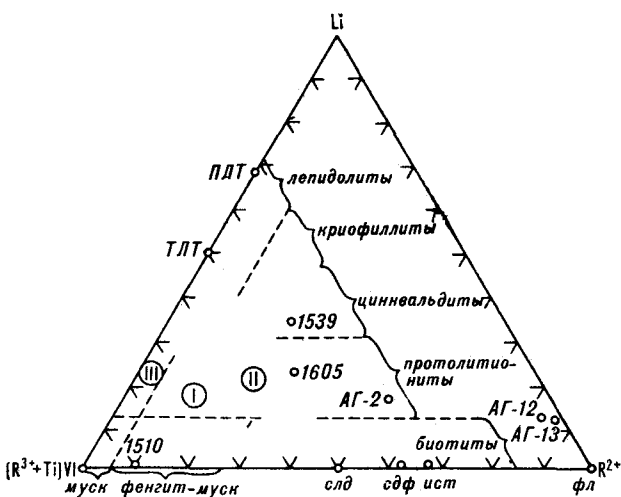
| Окисел, элемент | Геологический номер пробы | | |
|--------------------------------|---------------------------|---------|---------|
| | АГ-2 | КП-1605 | КП-1539 |
| SiO ₂ | 37,80 | 44,60 | 45,50 |
| TiO ₂ | 1,93 | 0,40 | 0,40 |
| Al ₂ O ₃ | 24,22 | 21,81 | 21,22 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,00 | 0,89 | 0,00 |
| FeO | 20,15 | 11,29 | 11,18 |
| MnO | 0,52 | 1,42 | 1,55 |
| MgO | 0,14 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 0,22 | 0,00 | 0,21 |
| Na ₂ O | 0,66 | 0,33 | 0,50 |
| K ₂ O | 9,56 | 10,53 | 9,94 |
| Li ₂ O | 1,53 | 1,86 | 3,15 |
| Rb ₂ O | 0,53 | He ан. | 2,17 |
| H ₂ O | 3,12 | 5,20 | 1,76 |
| F | 5,02 | 3,61 | 5,56 |
| Σ | 102,40 | 101,65 | 102,84 |
| O=F | 2,11 | 1,52 | 2,34 |
| Σ _{испр} | 100,29 | 100,13 | 100,50 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Содержание щелочей определялось методом атомной абсорбции. Аналитик Р. Н. Грицай.

Результаты определения радиологического возраста по слюдам

| Геологический номер пробы | K ₂ O, мас. % | ⁴⁰ Аг град, нг/г | ⁴⁰ Аг возраст, % | Вес пробы, г | Возраст, ·10 ⁶ лет ± ±5% |
|---------------------------|--------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------|-------------------------------------|
| АГ-2 | 8,65 * | 45,7 | 10 | 0,0731 | 89 |
| КП-1605 | 10,53 | 56,3 | 7 | 0,1183 | 90 |
| КП-1539 | 9,94 | 47,6 | 8 | 0,1047 | 81 |

* В связи с недостаточным количеством чистой слюды (см. табл. 1) определение проведено по концентрату обогащения.



Состав слюд редкометалльных гранитоидов, по [3].

Поля составов: I — литиевых фенгит-мусковитов; II — литиевых фенгит-мусковитов 3Т; III — литиевых мусковитов. Арабскими цифрами указаны номера проб слюд, исследованных авторами. Сокращения: плт — полилититонит, тлт — трилититонит, муск — мусковит, слд — селадонит, сдф — сидерофиллит, ист — истонит, фл — флогопит; ($R^{3+} + Ti$) VI — сумма всех трехвалентных катионов и титана в октаэдрической координации; R^{2+} — сумма катионов Fe, Mg, Mn.

температура поглотителей поддерживалась в диапазоне 500—550°C. Ошибка измерения количества радиогенного аргона в основном определялась точностью измерения интенсивности ³⁸Аг. Конечные ошибки определения возраста минералов указаны в табл. 2 при 2σ на 95%-ом доверительном уровне.

Исследовались протолиитонит из порфировидных (не грейзенизированных) гранитов (АГ-2, см. табл. 1), циннвальдит из среднезернистых гранитов (магматический грейзен, КП-1605) и из жильного грейзена в среднезернистых гранитах (КП-1539). Результаты (см. табл. 2) показывают, что порфировидные и среднезернистые граниты штока не различаются в пределах точности метода по радиологическому возрасту. Это может указывать или на их принадлежность не фазам, как это предполагалось по петрохимическим и минералогическим признакам, а фациям, или на «омоложение» ранних порфировидных гранитов при

интрузии поздней порции расплава. В целом получена вполне достоверная датировка возраста гранитов штока — около 90 млн лет, что соответствует началу позднего мела. Образование жильных грейзенов оторвано от становления гранитов на 5—10 млн лет. Приведенные цифры радиологического возраста гранитов штока Тигриного соответствуют данным по их петрохимическому аналогу — гранитам штока Забытого (86 млн лет) [1]. В то же время они ставят под сомнение предположение исследователей о принадлежности описываемых гранитов заключительной фазе гранодиорит (адамеллит)-гранитной ассоциации: образование сложных этими породами (главная фаза) крупных интрузивов — Дальне- и Среднеармянского, Приисковского, Излучинского — произошло в интервале 140—80 млн лет. Лейкократовые граниты заключительных фаз этих массивов имеют возраст (за исключением указанного штока Забытого) 70—80 млн лет. Наиболее обоснованное и признанное представление об образовании редкометалльных гранитов описываемого типа на заключительном этапе развития гранитоидных комплексов позволяет, таким образом, ставить вопрос о поисках материнских интрузий среди более ранних магматических образований района. Решение его будет иметь не только важное теоретическое, но и большое практическое значение, связанное с оценкой региона в отношении редкометалльного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В. С., Бурьянова И. З. и др. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья. — М.: Наука, 1980.
2. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. — Новосибирск: Наука, 1977.
3. Липидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редкометалльных гранитоидов. — Новосибирск: Наука, 1977.
4. Родионов С. М., Шапенко В. В., Родионова Л. Н. Структуры локализации и генезис олово-вольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня. — Геол. рудных месторождений, 1984, т. XXVI, № 1.
5. Павлов В. А., Руб М. Г. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. — М.: Наука, 1982.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(571.64)

Б. В. Ежов

О СУЩЕСТВОВАНИИ НА КАМЧАТКЕ
КАЙНОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ*

Обосновывается возможность интерпретации истории геологического развития Камчатки в кайнозой как

В своей статье М. Н. Шапиро, учитывая факт отсутствия в эоцен-плиоценовых разрезах Камчатки пелагических тонкообломочных вулканогенных и хемогенных отложений, а также океанических толеитов, делает справедливый вывод о соответствующем отсутствии здесь условий океанической абиссали. Так как обоснованием для отрицания возможности развития на Камчатке кайнозойских островодужных палеосистем М. Н. Шапиро служит этот последний вывод, становится очевидным, что им отождествляются критерии палеорекострукции океанических и островодужных образований.

Между тем необходимо отметить, что системы дуга — желоб, аналогичные Курило-Камчатской, не являются структурами открытых океанических пространств, и в кайнозой на площади Камчатки существовал тектонический режим переходной зоны континент — океан, а не режим океанической платформы.

На Камчатке давно установлены линейность, параллельность и чередуемость протяженных зон поднятий и депрессий, а также разновозрастность вулканических поясов. Общеизвестны и выполнение прогибов морскими отложениями, а также подводные условия накопления значительной части объема эоцен-миоценовых вулканитов. Если бы осадочные отложения характеризовались признаками пелагических, а продукты вулканических линейных зон — петрохимическими особенностями океанических толеитов, то можно было бы сделать вывод о формировании кайнозойских вулканогенных и осадочных комплексов в океанических условиях.

Принадлежность кайнозойских вулканитов Большой Курильской гряды, Западно-Кам-

чатского эоценового, Центрально-Камчатского олигоцен-плиоценового и Восточно-Камчатского плиоцен-четвертичного поясов к известково-щелочной серии островодужных вулканитов не вызывает сомнения, и именно поэтому мы посчитали излишним помещать данные химических анализов. Условия накопления осадков в сопряженных с поясами линейных прогибах, как показано в монографии, морские, но отнюдь не открытых океанов, что со своей стороны достаточно убедительно подтвердил и сам рецензент.

Рассмотрим по существу замечания М. Н. Шапиро. Реперным образованием палеосистемы дуга — желоб является вулканический пояс. М. Н. Шапиро признает как бесспорный факт существование трех разновозрастных, омолаживающихся к Тихому океану поясов, но при этом сомневается в смещении их в этом же направлении. Столь оригинальная позиция обосновывается им, во-первых, тем, что «на границе эоцена и олигоцена центры вулканизма смещаются не только на юго-восток, в Срединный хребет, но и на северо-восток, в центральную часть Корякского нагорья». Во-вторых, «в плиоцене произошло не перемещение вулканического пояса, а образование нового (!) Восточно-Камчатского, в то время как старый, Центрально-Камчатский, продолжал развиваться параллельно с ним в течение плиоцена и квартера». В третьих, «на южной Камчатке ось вулканической зоны сместилась в плиоцене не к востоку, а к западу».

Как линейные геодинамические системы, вулканические пояса развиваются, главным образом, по простиранию, поэтому, собственно они и являются линейными, а значит, по латерали могут различаться внутренним строением, временем активизации и т. д. Например, не только в Корякии, но и на Камчатке в плиоцене при заложении Восточно-Камчатского пояса центры вулканизма относительно

* По поводу статьи М. Н. Шапиро «Доказано ли существование на Камчатке кайнозойских океанических структур?» — Тихоокеанская геол., 1985, № 2.

Центрально-Камчатского пояса сместились не только на юго-восток, но и на юго-запад. Иначе говоря, новый пояс стал короче старого на северо-восточном фланге. Но ведь это никак не противоречит факту смещения зон вулканизма относительно друг друга и параллельно друг другу.

Неправомерно и противопоставление понятий «смещение пояса» и «заложение нового пояса» только на том основании, что в момент заложения Восточно-Камчатского пояса продолжалась вулканическая активность Центрально-Камчатского пояса, причем не на всем его протяжении. В настоящее время в Центрально-Камчатском поясе нет действующих вулканов.

И наконец, сместилась ли ось вулканической зоны в плиоцене на Южной Камчатке к западу? К собственно плиоценовым вулканикам здесь относятся голыгинские игнимбриты. Если рассматривать ось поля их распространения относительно образований олигоценовой паратунской свиты, то она сместилась к западу, а если относительно миоцен-плиоценовых аллейской серии, то к востоку. Однако те, и другие, и третьи принадлежат Центрально-Камчатскому поясу. Ось же Восточно-Камчатского пояса (от влк. Камбальная сопка до влк. Вилючинская сопка) лежит не только внутри поля распространения дочетвертичных вулканитов, но и занимает в нем срединное положение. На Южной Камчатке смещения поясов вулканизма в плиоцене и не происходило — оба пояса наложены здесь друг на друга и слагают непрерывный во времени и пространстве участок островодужного вулканизма, продолжающийся на полуострове Большой Курильской гряды. Именно так этот вопрос рассмотрен в монографии.

В целом же, учитывая локализацию эоценовых вулканитов на Западной Камчатке, миоценовых (исключая юго-западное окончание полуострова) в Центральной и современных на Восточной, миграцию вулканической активности на юго-восток, к океану, а вместе с ней и миграцию сопяженных с поясами линейных прогибов отрицать нельзя.

М. Н. Шапиро приводит много данных о характере разрезов в различных структурных зонах Восточной Камчатки, показывая, что в отрицательных линейных структурах осадочные отложения не являются пелагическими. Еще раз замечу, что они и не могли быть таковыми. Особенно это касается района п-ова Камчатский Мыс. Здесь, в пределах Командорской зоны поперечных дислокаций, структурно-геологическая обстановка на Восточной Камчатке определялась влиянием поперечных структурных направлений Алеутской островодужной системы. Достаточно сказать, что при подъе-

ме современного уровня океана на несколько десятков метров п-ов Камчатский Мыс превратился бы в остров, согласно продолжающий цепочку Командорских островов, а Восточно-Камчатский прогиб, трассируемый через основание полуострова, играл бы роль пролива в этой цепочке. Следовательно, по крайней мере с эоцена район п-ова представлял собой поднятый участок структурных зон Восточной Камчатки с местными островными источниками терригенного материала, поступавшего в межостровные прогибы.

Другой фрагмент Восточно-Камчатского прогиба, доступный изучению, локализован в основании п-ова Кроноцкий. Здесь также наряду с тонкообломочными присутствуют и достаточно грубые отложения, что закономерно в связи с наличием параллельной прогибу палеогряды. Не удивительно и выклинивание олигоцен-миоценовых отложений к юго-востоку — во всяком прогибе к обоим бортам выполняющие осадки выклиниваются. Признаки же сноса с юго-востока указывают на то, что в какие-то периоды отдельные участки океанического вала (на месте современных восточных полуостровов) возвышались над уровнем океана. Очевидно, это были отдельные вулканические горы или группы вулканов.

М. Н. Шапиро не прав, утверждая, что океанические валы являются структурами «в принципе авулканическими». Например, в результате драгировок на океанических валах Зенкевича и Хоккайдо подняты субщелочные базальты и андезиты, слагающие щитовые вулканы, выявлено участие эффузивов и туфов не только основного, но также среднего и кислого состава в строении отдельных гор (вероятно, вулканов центрального типа) [4, 8]. Присутствие среди поднятых при драгировании в районе г. Детройт обломков метаморфических и осадочных пород позволило Н. А. Шило с соавторами [10] предположить принадлежность возвышенности Обручева к окраине Азиатского континента.

Вероятно, новые данные о составе коренных пород на океанических валах свидетельствуют об их более сложной, чем считалось до сих пор, магмотектонической эволюции. Это предусматривалось нами при выявлении предыстории эоценового вулканического вала на месте современного Восточно-Камчатского хребта, где в позднемиоценовое время (но не в кайнозойе) развивалась линейная зона океанического вулканизма, а в палеоцене некоторые вулканические сооружения возвышались над поверхностью океана. Аналогичный путь развития прошла и зона поднятий восточных полуостровов, но в палеоцене и эоцене. Активный и в основном базальтоидный вулканизм на месте будущих океанических валов объяс-

няет значительные мощности вулканогенно-осадочных разрезов и их характер — присутствие крупнообломочного пирокластического материала в переслаивании с тонкообломочными осадочными отложениями в толщах, слагающих фундамент валов. Таковы, например, разрезы хапицкой, тарховской, козловской свит.

Отложения, синхронные времени состояния положительных морфоструктур в качестве океанических валов, практически отсутствуют. Так в Восточно-Камчатском хребте (включая о. Карагинский), имеющем протяженность свыше 700 км, известен единственный тектонический блок размером 2×4 км, сложенный эоценовыми вулканогенно-осадочными породами свиты мыса Тонс. Вероятно, и здесь были свои «горы Детройт».

Надо сказать, что это важные вопросы пре-дистории островодужного этапа развития региона. Конечно, книга во многом бы выиграла при условии их более подробного рассмотрения, чего не удалось сделать из-за ограниченного объема. Пользуясь случаем, сообщаем, что мы попытались осуществить это в недавно вышедшей монографии*.

Уместно отметить, что отдельные элементы палеосистем дуга — желоб на Камчатке уже давно и неоднократно [1—3, 5, 9] показаны. Островодужный этап геологического развития полуострова выделен камчатскими геологами [7]. Во всем дальневосточном секторе Тихоокеанского подвижного пояса устанавливаются палеозоны Беньофа и сопутствующие им структуры [6]. Собственно и нет каких-либо тектонических схем, исключая островодужный этап формирования Камчатки, хотя, конечно, есть схемы, не учитывающие его в силу направленности на раскрытие других аспектов геолого-структурной эволюции. Нам представляется, что существование палеоостровных сис-

тем на Камчатке можно считать доказанными и, очевидно, не только и не столько в рецензируемой М. Н. Шапиро монографии, но и в результате продолжительных усилий большого коллектива исследователей — Г. М. Власова, Ю. И. Харченко, С. Е. Апрелькова, В. Ф. Белого и многих других.

Хотелось бы остановиться на критических замечаниях М. Н. Шапиро, касающихся работы с литературой. По различным аспектам геологии Камчатки опубликованы сотни работ и значительная часть их посвящена кайнозойскому этапу ее развития, рассматриваемому в монографии. Однако содержание большинства из них хронологически или предметно не соответствует монографии. Тем не менее в книге в необходимых случаях сделаны соответствующие ссылки на авторов, упоминаемых рецензентом. Например, при характеристике фундамента систем дуга — желоб использованы работы А. М. Марчелко, И. А. Сидорчука, Л. Л. Германа, а мезозойско-кайнозойских образований — А. С. Аранова, Б. А. Леглера и В. А. Селверстова (последнего в соавторстве с М. Н. Шапиро). Труды некоторых из перечисленных и других исследователей учтены в составе использованных обобщающих работ, таких как «Геология СССР». Т. 31, «Геологическая карта Камчатской области» под редакцией Г. М. Власова. К сожалению, на некоторых авторах (из упомянутых рецензентом) в монографии нет ссылок, но все же следует отметить, что в работах почти всех из них (В. И. Шульдинера, А. И. Ханчука, С. В. Высоцкого, С. А. Хубуная) рассматриваются вопросы докайнозоя Камчатки. Все-таки, вероятно, можно было бы дать в монографии более подробный анализ работ предшественников.

В заключение автор считает необходимым сказать, что он сделал для себя полезные выводы из критических замечаний рецензента. Конструктивные элементы критики будут учтены в дальнейшей работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С. Е. Централно-Камчатский вулканический пояс и его связь с Курильской островной дугой. — В кн.: 9-я сессия науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1972. Вып. 2.
2. Апрельков С. Е., Жегалов Ю. В. О вулканических поясах Камчатки. — Геотектоника, 1972, № 2.
3. Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974, № 4.
4. Васильев Б. И., Удинцев Г. Б. Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева. — Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 3.
5. Геология СССР. Т. 31. Ч. 1. — М.: Недра, 1964.
6. Древние сейсмофокальные зоны/Под ред. Г. М. Власова. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
7. Лебедев М. М., Апрельков С. Е., Ежов Б. В. Системы островных дуг Корякско-Камчатской складчатой области. — Вулканогеология и сейсмология, 1979, № 5.
8. Сергеев К. Ф., Красный М. Л. и др. К вопросу о пропехождении краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан). — В кн.: 2-й Всесоюз. съезд океанологов. Тез. докл. Вып. 7.4.1. Севастополь, 1982.
9. Флоренский И. В., Флоренский П. В. О роли древних вулканогенных пород и структуре Восточной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 5.
10. Шило П. А., Васильев Б. И., Удинцев Г. Б. Строение подводной возвышенности Обручева и эволюция северо-западной части Тихого океана. — В кн.: 2-й Всесоюз. съезд океанологов. Тез. докл. Вып. 7.4.1. Севастополь, 1982.

Цена 1 р. 80 к.

(адрес подписчика)

Индекс 70985