

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



1

1992

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

№ 1, 1992

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Холевинский С. Б. Зональное распределение химических элементов в породах Центральной вулканической зоны Анд | 3 |
| Плетнев С. П., Бирулина М. Г., Васильев Б. И. Биостратиграфические исследования в Новобридских желобах | 11 |
| Куликов Н. В., Деревскова Н. А., Иваньшина Л. П. Вещественный состав и формирование коллекторских свойств нефтегазоносных отложений на больших глубинах (Северный Сахалин) | 15 |
| Гоневчук В. Г., Худоложкин В. О., Гоневчук Г. А. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий (в связи с проблемой их рудоносности) | 23 |
| Романовский Н. П., Бормотов В. А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов | 31 |
| Пересторонин А. Н. О строении и механизме формирования столбообразных ослабленных зон в узлах пересечения разрывов (на примере Хинганского месторождения) | 38 |
| Носырев М. Ю. Плотностная характеристика пород фундамента Каменушинской вулканотектонической депрессии (Бурейнский массив) | 48 |
| Климова А. В., Бретшттейн Ю. С. Магнетизм кайнозойских базальтоидов Среднего Приамурья | 55 |
| Онухов Ф. С., Корчагин Ф. Г. Неотектоника Эворон-Чукчагирской структурной зоны (Нижнее Приамурье) | 68 |
| Шиницын Г. П. Поперечные морфоструктуры районы р. Пенжина и их связь с металлогенией | 78 |
| Григорьев В. Н., Крылов К. А., Пральникова И. Е. О кингвеевской свите (Корякское нагорье) | 89 |
| Чжан Сунбао. Геология юрских ураново-угольных месторождений в Китае | 96 |
| Красилов В. А., Синюков В. И., Витрик С. В. О времени заложения Удского вулканического пояса | 102 |
| Фаррар Э. Термальное перерождение гранитоидных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в палеогене по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования | 109 |
| Кравченко Н. С., Опарин М. И. Цеолиты Чугуевского месторождения (Приморье) | 117 |
| Бирюков В. М., Бердников Н. В. О метасоматической природе чароита | 126 |

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

| | |
|---|-----|
| Осипенко А. Б. Новые данные о породах эклогит-амфиболитового комплекса Сусунайского хребта (Южный Сахалин) | 149 |
| Мирзаханова З. Г., Дебеляя И. Д., Мирзаханов Г. С. Оценка полноты и комплексности извлечения полезных компонентов в россыпях (Хабаровский край) | 154 |
| Правила оформления рукописи | 158 |

USSR ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

PACIFIC GEOLOGY

ALL-UNION SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

JANUARY — FEBRUARY

N 1, 1992

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Kholevinsky S. B. Zonal distribution of the chemical elements in the Andes Central volcanic zone rocks | 3 |
| Pletnyev S. P., Biryulina M. G., Vasiliev B. I. Biostratigraphic investigations in the New Hebride trenches | 11 |
| Kulikov N. V., Derevskova N. A., Ivanshina L. P. Composition and formation of the reservoir properties of oil- and gas-bearing deposits in the large depths (North Sakhalin) | 15 |
| Gonevchuk V. G., Khudolozhkin V. O., Gonevchuk G. A. Oxidizing-reducing conditions of the formation of ilmenite and magnetite series granitoids in the connection with ore content in them | 23 |
| Romanovsky N. P., Bormotov V. A. On deep structure of the Komsomolsk and Badzhalsk ore regions | 31 |
| Perestoronin A. N. Composition and mechanism of the columnar released zones formation in the points of the fault intersection: an example of the Khingan deposit | 38 |
| Nosyrev M. Yu. Density characteristics of the Kamenushinskaya volcanotectonic basin basement rocks (Bureya massif) | 48 |
| Klimova A. V., Bretshtein Yu. S. Magnetism of Middle Priamurie Cenozoic basalts | 55 |
| Onukhov F. S., Korchagin F. G. Neotectonics of Evoron-Chukchagirskaya structural zone (Lower Priamurie) | 68 |
| Shipitsyn G. P. Transversal morphostructures of the Penzhin river area and their relation to metallogeny | 78 |
| Grigoriev V. N., Krylov K. A., Pralnikova I. E. On kingiveemskaya suite (the Koryak highland) | 89 |
| Chzhan Sunbao. Geology of Yurassic uranic-coal deposits in China | 96 |
| Krasilov V. A., Sinyukov V. I., Vitrik S. V. On the formation of the Udsk volcanic belt | 102 |
| Farrar E. Thermal alteration of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt granitoid rocks in Paleogene according to the results of ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating | 109 |
| Kravchenko N. S., Oparin M. I. Chuguevka deposit zeolites (Primorie) | 117 |
| Biryukov V. M., Berdnikov N. V. On the metasomatic nature of charoit | 126 |

BRIEF COMMUNICATIONS

| | |
|---|-----|
| Osipenko A. B. New data on the rocks of the Susunaik Range eklogite-amphibolite complex (South Sakhalin) | 149 |
| Mirzekhanova Z. G., Debelaya I. D., Mirzekhanov G. S. Assessment of the completeness and complexity of useful components extraction in the placer deposits (Khabarovsk Territory) | 154 |
| The rules of drawing up the papers | 158 |

NOVOSIBIRSK
N A U K A
SIBERIAN BRANCH

УДК 552.3

С. Б. Холевинский

ЗОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АНД

Статистическая обработка 315 химических анализов кайнозойских известково-щелочных и шошонитовых пород Центральной вулканической зоны Анд выявила поперечную петрохимическую зональность по 10 характеристикам (при $\text{SiO}_2 = 58\%$). Рассматриваемая часть андийской окраины ($14^\circ\text{--}28^\circ$ ю. ш.) разделена на шесть секторов в зависимости от характера субдукции.

Над зоной нормальной субдукции субдуцирование океанической литосферы происходит в условиях повышенного разогрева мантии. С этим связано, в частности, проявление в глубоких тылах зоны субдукции магмогенеза шошонитов Альтиплано, Пуны и озера Титикака. Повышенный разогрев тылов обуславливает миграцию натрия на фронт, поднятие уровня геозотерм, приводящее к общему поокислению известково-щелочных магм в тылу. Над зоной «аномальной» субдукции ($14^\circ\text{--}16^\circ$ ю. ш.) вследствие горизонтального перемещения поддвигаемой плиты Наска не возникает значительного разогрева тылов, следствием чего оказывается обогащение фронтальных областей кремнеземом и обеднение натрием. Над вторым участком «аномальной» субдукции ($26^\circ\text{--}28^\circ$ ю. ш.) натрий тем не менее мигрирует во фронт. Такое поведение натрия хорошо согласуется с глобальным распределением осредненной температуры T° верхнего слоя мантии. Отчетлива продольная термическая зональность мантии — повышенный ее разогрев на участке $15^\circ\text{--}40^\circ$ ю. ш., что, по всей видимости, отражается и в термической активизации тылов зоны субдукции и, как следствие, в относительном обогащении натрием фронтальных частей секторов, в то время как «холодный клин» в пределах $10^\circ\text{--}15^\circ$ ю. ш. приводит к миграции натрия в тыл.

Таким образом, изменение условий субдукционного процесса (условий латерального теплоассоупереноса) непосредственно сказывается на характере латеральной петрохимической зональности.

Центральная вулканическая зона — одна из трех крупных вулканических провинций Андийского пояса. Она расположена между 14° и 28° ю. ш. на территориях Перу, Чили, Боливии, Аргентины и содержит около 50 ныне действующих вулканов. Полнодифференцированная серия пород от андезитобазальтов до риолитов типична для вулканизма активных континентальных окраин. Вероятно, именно поэтому исследованию кайнозойских вулканических пород Анд посвящено столь много научных работ. Эти работы касаются различных аспектов кайнозойского вулканизма, в том числе и зонального распределения химических элементов вдоль и вкrest вулканических поясов. Зональность северной части Центральной вулканической зоны (между 14° и 18° ю. ш.) описана в работах С. Лефевра [12, 19], С. Арамаки [7], южной ($26^\circ\text{--}28^\circ$ ю. ш.) — Я. Достала с соавторами [14]. В нашу задачу входило, во-первых, изучение большего количества петрохимических элементов, во-вторых, заполнение «пробела» между 16° и 26° ю. ш. и исследование изменений в петрохимических трансектах с юга на север; в-третьих, увязка вариаций условий субдуцирования с вариациями химических составов пород различных трансектов.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА РЕГИОНА. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

На рассматриваемом отрезке Анд ($14^\circ\text{--}28^\circ$ ю. ш.) океаническая плита Наска поддвигается под континентальную Южно-Американскую, главное отличие которой от сопредельных областей развития вулканизма

заклучается в повышенной мощности коры (70 км против 40 км в Южной вулканической зоне) и пониженной мощности верхней мантии между континентальной литосферой и погружающейся плитой Наска [8, 18, 21]. Современная скорость субдукции 9,6 см/год [3]. Как показывают исследования [20], подобные скорости сохранялись на протяжении всего кайнозоя. Возраст океанической коры в Перу-Чилийском желобе оценивается в 65 млн лет [16]. Субдуцируемая плита Наска неоднородна. Ее главными структурными единицами в рассматриваемом секторе являются хребет Наска северо-западного простираия, широтные хребет Хуан Фернандес и разломная зона Сала и Гомес. Предполагается, что структуры надвигающейся и поддвигаемой плит, их возраст и, следовательно, плавучесть предопределили морфологию зоны Беньоффа [15]. Кроме того, высказывались предположения о существенной роли геологического состояния надастеносферной мантии, влияющего на условия глубинного теплопереноса [6].

Различия в геологическом строении континентальной и океанической плит позволяют в пределах единой активной континентальной окраины выделить сектора, объединяющиеся в три группы: с нормальной субдукцией под мощную континентальную кору и литосферу (Пуно, Сан Педро), «аномальной» субдукцией — субдуцированием асейсмических хребтов и разломных зон (Коропуна, Копьяпо); переходные зоны (Арекипа, Антофагаста). Нормальная субдукция характеризуется погружением плиты Наска под углом 30° без выполаживания. При «аномальной» субдукции плита Наска погружается под углом 30° на первых 100 км от Перу-Чилийского глубоководного желоба, на последующих 300 км становится почти горизонтальной, а затем снова погружается под углом 30° [15].

Молодые андезитовые вулканы Центральной вулканической зоны, общее число которых превышает 500 (из них около 50 действующих), располагаются на обширных плато, сложенных верхнетретичными игнибритами, в пределах Западной Кордильеры и Альтиплано-Пуны. Количественное отношение лав к игнибридам в целом по Центральной зоне 1,3 : 1 [25], хотя в некоторых районах, например в Альтиплано-Пуно, оно достигает 1 : 6 [10]. В развитии игнибригов наблюдается южно-направленная миграция во времени от нижнемиоценовых в Южном Перу до четвертичных южнее 21° ю. ш. Наиболее ранние андезитовые лавы имеют возраст 20 млн лет; последующие извержения мигрируют во времени к востоку в Боливийское Альтиплано и Аргентинскую Пуну [25].

Западная Кордильера Перу состоит из смятых и рассеченных разломами палеозойских и мезозойских серий, прорванных верхнемеловыми и третичными интрузиями среднего состава и перекрытых, особенно в Южном Перу, третичными вулканитами большой мощности. В Чилийских Кордильерах сравнительно мало палеозойских пород. Мезозойские осадки сильно смяты в складки и нарушены разломами [26]. В Альтиплано и Пуно [11, 13] выделяются два комплекса: фундамент и осадочный чехол. Фундамент состоит из серий палеозойских мелководно-морских осадков, чередующихся с подводными вулканитами. Они смяты в складки, рассеяны разломами и пронизаны гранитовыми интрузиями. Палеозой подстилается докембрийскими породами средней степени метаморфизма. Осадочный чехол содержит более чем 6000 м континентальных красноцветных осадков мелового и третичного времени с небольшими включениями карбонатных осадков. Пуна, в противоположность окружающим областям, представляет собой тектонически пассивную на протяжении длительного времени единицу, чей осадочный чехол смят в пологие складки [17].

Среди вулканических пород трех секторов Южного Перу (Коропуна, Арекипа и Пуно) выделяются две серии — известково-щелочная и шошонитовая. Известково-щелочные лавы, преимущественно андезитовые и дацитовые, имеют преобладающее распространение. Структура пород микролитовая с большим количеством фенокристаллов. Наиболее часто встре-

чаемая минеральная фаза — плагиоклаз. Кроме нее, в парагенез минералов входят моноклинный и ромбический пироксены, роговая обманка и биотит [9]. Шошонитовые лавы, представленные шошонитами и банакитами, имеют подчиненное распространение и встречаются на западном побережье оз. Титикака. Породы чаще афировые, в редких фенокристах — амфиболы, плагиоклаз, оливин, клинопироксен. Биотит и калиевые фельдшпатоиды образуют микролиты. Химизм пород двух серий также различен. В шошонитовых лавах ниже содержания магния, кальция, алюминия и стронция [9].

Фронтальные части следующих двух секторов, Сан Педро и Антофагаста, сложены типичными известково-щелочными породами активных окраин. Наиболее представительным и хорошо изученным вулканом является Сан Педро. Он сложен андезитобазальтами, андезитами и дацитами с преобладанием андезитобазальтов. Структура основной массы микролитовая, во вкрапленниках наблюдаются оливин, пироксены, амфиболы, плагиоклаз. Большинство фенокристаллов идиоморфны и имеют неравновесные взаимоотношения с основной массой. Анализ харкеровских диаграмм показывает снижение концентраций совместимых элементов (Ti, Fe, Mn, Mg и Ca) с возрастанием кремнекислотности и соответствующее увеличение концентраций щелочей [22]. Тыловые части этих секторов расположены на территориях Боливии и Аргентины. Вулканические породы Боливии представлены плиоцен-плейстоценовыми игнимбритами, которые перекрываются плейстоценовыми латит-андезитами, дацитами. Лавы содержат фенокристаллы плагиоклаза, пироксенов, оливина, биотита, кварца (17—33 %) в стекле основной массы (50—67 %) [13]. Плагиоклаз — наиболее распространенная фаза (до 20 %), оливин встречается только в латит-андезитах, достигая 13 %. В сравнении с северочилийскими эти породы более кислые и содержат больше Rb и меньше Sr, Co, Cu, Ni. В тылу сектора Антофагаста располагается Аргентинская Пуна. Здесь установлено четыре фазы вулканизма [17] от верхнемиоценовых дацитов до позднечетвертичных базальтов. Выделяются щелочная и известково-щелочная серии пород. К щелочным отнесены латиты, содержащие фенокристаллы оливина (до 2 мм), титан-железистого авгита и темную афанитовую основную массу. Известково-щелочная серия представлена латит-андезитами и дацитами, которые стратиграфически, минералогически и петрохимически соответствуют андезитовой формации Чили и Боливии [17].

В пределах шестого, самого южного сектора Копьяпо (26°—28° ю. ш.) развиты породы известково-щелочной серии и породы шошонитового облика. И хотя в шошонитоподобных породах наблюдаются высокие содержания калия, сравнимые с таковыми щелочных базальтов, они имеют другую минералогию и более низкие содержания титана и циркония. Содержания SiO₂ в породах известково-щелочной серии колеблются в пределах 59—70 %, и в соответствии с геохимическим критерием Якеша и Уайта они являются типичными породами активных континентальных окраин [14].

2. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Петрохимическая зональность определялась по методике, разработанной во ВСЕГЕИ [1, 5]. Суть ее заключается в приведении всех петрогенных компонент к фиксированному содержанию SiO₂ с помощью регрессионных кривых второго порядка, с учетом эффекта постоянства суммы. Таким образом обеспечивается минимизация харкеровского тренда. Далее, в пределах каждого сектора точки отбора проб разделяются на группы в зависимости от расстояния до глубоководного желоба. Статистическими методами оценивается значимость различий между средними значениями петрохимических характеристик для отдельных групп. Если различия в концентрациях элементов во фронтальных, центральных и

Средние химические составы пород Центральной вулканической зоны Анд

| Сектора | Серия | Количество анализов | Местоположение | SiO ₂ | Содержание окислов в мас. % при SiO ₂ = 58 % | | | | | | | | | |
|-------------------|---------------|---------------------|----------------|------------------|---|--------------------------------|------|-----|-------------------|------------------|------|-----|------|------|
| | | | | | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | FeO* | Fe1 | Fe2 | |
| Южно-Перуанские | Коропуна | и. щ. | 12 | Фронт | 61,8 | 1,1 | 17,3 | 3,6 | 6,2 | 3,7 | 2,2 | 6,1 | 58,2 | 67,2 |
| | 14°—16° ю. ш. | и. щ. | 14 | Тыл | 57,3 | 1,1 | 17,5 | 3,3 | 6,0 | 4,0 | 2,6 | 5,6 | 64,4 | 65,8 |
| | Арекипа | и. щ. | 13 | Фронт | 62,0 | 1,0 | 17,9 | 3,5 | 6,3 | 3,4 | 2,2 | — | — | — |
| | 16°—17° ю. ш. | и. щ. | 12 | Тыл | 63,4 | 1,0 | 18,4 | 2,9 | 5,9 | 3,5 | 2,4 | — | — | — |
| | Пуно | и. щ. | 15 | Фронт | 60,8 | 0,9 | 17,5 | 3,3 | 6,1 | 3,8 | 2,2 | 6,4 | 63,9 | 68,7 |
| | 17°—18° ю. ш. | и. щ. | 11 | Центр | 65,1 | 1,1 | 17,2 | 2,5 | 5,8 | 3,4 | 3,0 | 6,3 | 63,9 | 66,7 |
| | | шош | 17 | Тыл | 58,0 | 1,4 | 16,7 | 3,9 | 5,8 | 3,2 | 3,4 | 6,1 | 66,2 | 67,1 |
| Чили-Биливийский | Сан | и. щ. | 41 | Фронт | 61,5 | 0,8 | 16,9 | 4,3 | 6,2 | 4,2 | 2,0 | 6,0 | 30,8 | 58,0 |
| | Педро | и. щ. | 26 | Центр | 62,9 | 0,9 | 16,9 | 4,0 | 6,2 | 3,2 | 2,2 | 6,2 | 34,4 | 62,0 |
| | 21°—23° ю. ш. | шош | 15 | Тыл | 65,0 | 0,9 | 16,5 | 4,3 | 5,8 | 3,0 | 2,5 | 6,3 | 35,3 | 58,3 |
| Чили-Аргентинские | Антофагаста | и. щ. | 12 | Фронт | 58,5 | 1,1 | 16,5 | 4,3 | 6,6 | 3,6 | 1,7 | 6,4 | 40,5 | 60,1 |
| | | и. щ. | 10 | Центр | 58,6 | 1,1 | 16,9 | 3,7 | 6,6 | 3,7 | 1,8 | 6,4 | 33,0 | 63,5 |
| | 23°—26° ю. ш. | шош | 23 | Тыл | 59,4 | 1,1 | 16,9 | 4,0 | 6,3 | 3,3 | 2,4 | 6,0 | 34,2 | 60,3 |
| | | щел. | 3 | Фронт | 53,4 | 1,4 | 14,6 | 4,5 | 5,9 | 2,8 | 3,5 | 5,9 | 31,3 | 58,5 |
| | | щел. | 3 | Тыл | 51,2 | 1,1 | 16,3 | 4,5 | 6,3 | 3,3 | 2,9 | 5,8 | 40,8 | 58,6 |
| | Копьяпо | и. щ. | 20 | Фронт | 62,4 | 1,0 | 17,4 | 3,8 | 6,6 | 3,9 | 1,2 | 5,5 | — | — |
| 26°—28° ю. ш. | и. щ. | 8 | Тыл | 58,6 | 0,9 | 18,0 | 2,9 | 6,5 | 3,6 | 3,0 | 5,8 | — | — | |

Примечание. и. щ. — известково-щелочная, шош. — шопонитовая и щел. — щелочная серии, FeO* = (0,9Fe₂O₃ + FeO), Fe1 = Fe₂O₃/FeO*, Fe2 = FeO*/(FeO* + MgO).

тыловых областях не значимы, то они показаны как равные (см. таблицу). Общее количество обработанных химических анализов 315.

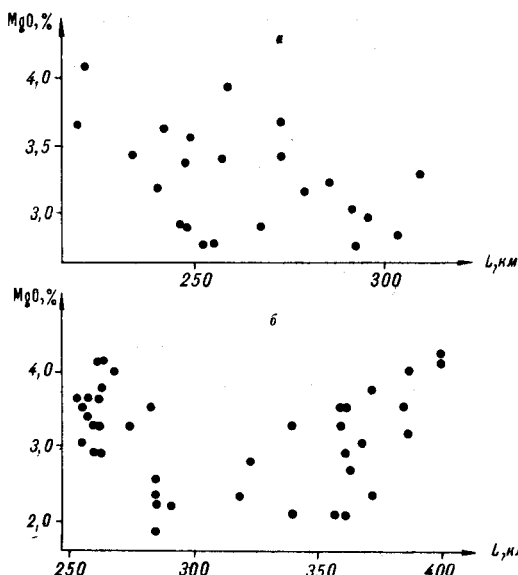
2.1. Южно-Перуанские сектора. Петрохимическая зональность Южного Перу изучалась С. Арамаки [7] и в пределах сектора Пуно С. Лефевром [12, 19]. Согласно их данным, во всех секторах (14°—18° ю. ш.) алюминий и кальций обогащают фронтальные зоны вулканической цепи. Содержания калия, стронция и бария увеличиваются к тылу и северо-западу, натрия — уменьшаются к тылу и увеличиваются к северо-западу. При этом для содержаний калия была применена процедура приведения к фиксированному содержанию SiO₂ = 60 %, с использованием уравнений линейной регрессии. Таким образом, авторы ограничились общей характеристикой изменчивости химизма пород сегмента в целом по ограниченному количеству петрогенных окислов.

По нашим данным (138 анализов из работ [7, 11, 29]), выявилась латеральная изменчивость химического состава пород, несколько различная для каждого из секторов (см. таблицу). В пределах известково-щелочной серии из десяти анализируемых характеристик шесть обнаруживают качественное сходство. Содержания кальция, магния, суммарного железа (FeO* = (0,9Fe₂O₃ + FeO*)) и железистость (FeO*/(FeO* + MgO)) увеличиваются во фронтальные части вулканических ареалов, калий и окисленность (Fe₂O₃/FeO*) — к тылу.

В то же время, поперечная изменчивость остальных петрохимических характеристик варьирует с северо-запада на юго-восток. Содержания кремнекислоты увеличиваются к фронту сектора Коропуна, слабо изменяются в поперечном сечении сектора Арекипа и уменьшаются к фронту сектора Пуно. Содержания титана не изменяются в пределах первых двух секторов и увеличиваются к тылу Пуно. Результаты по изменчиво-

Рис. 1. Характер распределения значений содержания MgO в породах известково-щелочной и шошонитовой серий в зависимости от расстояния до глубоководного желоба (L).

а — сектор Коронада, известково-щелочная серия, б — сектор Пуно: известково-щелочная серия в интервале до 300 км от желоба, более 300 км — шошонитовая. Содержания MgO даны в мас. % при $SiO_2 = 58\%$.



сти натрия и алюминия (см. таблицу) расходятся с данными С. Арамаки, который получил увеличение содержания натрия и алюминия во фронт для всех трех секторов в целом [7].

Совместное рассмотрение изменчивости химизма пород известково-щелочной и шошонитовой серии на примере сектора Пуно показывает, что поперечные тренды некоторых окислов теряют монотонность. Это характерно для магния, который начинает возрастать к тыловым областям, образуя минимум в центральной части ареала (рис. 1), и общей кремнекислотности с максимумом в центральной части. Изменчивость остальных окислов сохраняет тенденцию, выявленную для пород известково-щелочной серии. Точки составов шошонитов как бы дополняют тренды в координатах содержание — расстояние до желоба.

2.2. Чили-Боливийский сектор. Петрохимический материал по Чили-Боливийскому сектору составил 88 химических анализов из работ [9, 13, 22, 23, 25, 27, 28]. К тыловым частям (Кордильера де Липец, Боливия) увеличиваются кремнекислотность и содержания титана, калия, железа, окисленность, при фиксированном содержании SiO_2 . Одновременно уменьшаются содержания алюминия, кальция и натрия. Как и в секторе Пуно, проявляется «шошонитовый» тренд — содержания магния имеют минимум в центре трансекта, а величины железистости — максимум.

2.3. Чили-Аргентинские сектора. Сектор Антофагаста охарактеризован 61 химическим анализом, которые заимствованы из ряда работ [8, 9, 17, 23, 24, 30]. Анализ петрохимических данных приводит к неоднозначным выводам. Б. Деруелле [9] считает, что вулканические породы, развитые в пределах Главной Кордильеры, относятся к известково-щелочной серии, породы Аргентинской Пуны — к шошонитовой. С другой стороны, П. Херман относит основную массу вулканических пород Пуны к известково-щелочной серии, за исключением оливиновых латитов Ла Помы и Сан Антонио де лос Кобрес, которые он считает щелочными [17]. Рассмотрение поперечной изменчивости химизма пород (см. таблицу) указывает на существование пород всех трех серий. Наличие шошонитовой серии приводит к появлению минимума в содержаниях магния и максимума железистости в центральной части трансекта. Подобная картина, как уже отмечалось, наблюдается в секторах Антофагаста и Пуно. Содержания химических элементов в щелочных породах образуют тренды, во многом противоположные трендам известково-щелочных и шошонитовых пород, в частности по калию, самому характерному (чувствительному) элементу. Кроме этого, изменчивость химизма щелочных пород Пуны во многом сходна с поперечной петрохимической зональностью рифтов. Если предположить, что ось растяжения проходила восточнее Альтиплано, то полученная зональность, за исключением поведения натрия и титана, совпадает с зональностью, установленной для задугового Аджаро-Триалетского рифта Малого Кавказа [2]. То есть содержания алюминия, кальция, окисленность увеличиваются к оси рифта, а калия и суммарного

железа от нее. Те же соотношения для кальция, калия и окисленности наблюдаются в рисунке зональности Талышского рифта, сходного по условиям образования с Аджаро-Триалетским [2].

Зональное распределение некоторых элементов в секторе Копьяпо (26° — 28° ю. ш.) описано Я. Досталом с соавторами [14]. Ими отмечается увеличение содержаний калия и калий-натрового отношения с увеличением расстояния до зоны субдукции. Используя тот же фактический материал (28 анализов), мы рассчитали распределение содержаний остальных элементов. К фронтальной части сектора увеличиваются содержания кремнекислоты, магния, натрия и уменьшаются — алюминия, калия, суммарного железа.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совместное рассмотрение поперечной петрохимической зональности по трансектам показывает, что во всех секторах содержания кальция увеличиваются к глубоководному желобу, содержания калия и окисленность (за исключением сектора Антофагаста) — от него. Содержания магния в пределах известково-щелочной серии пород увеличиваются в сторону желоба, а с появлением в тыловых областях шошонитов (сектора Пуно, Сан Педро, Антофагаста) приобретают параболический тренд.

Изменчивость остальных элементов можно оценить по рис. 2. Три из них оказались чувствительны к изменению режима субдукции. Над зонами «аномальной» субдукции в секторах Копьяпо и Коропуна (рис. 2, II) кремнекислотность возрастает во фронт, алюминий в тыл, а содержания титана практически не изменяются в поперечном сечении секторов.

В секторах Антофагаста и Арекипа, перекрывающих переходные зоны (см. рис. 2, III), изменяется, по сравнению с предыдущими, только поведение SiO_2 . Содержания этого окисла начинают возрастать по мере удаления от глубоководного желоба.

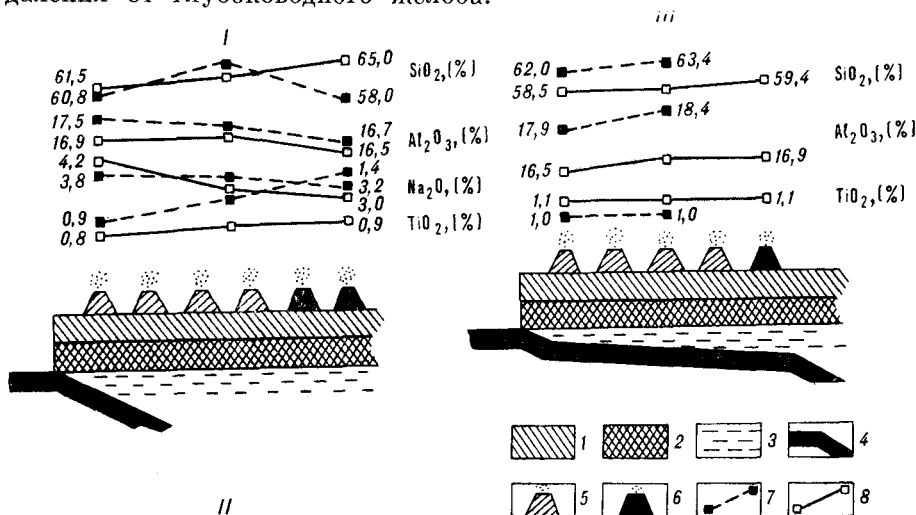


Рис. 2. Поперечная петрохимическая зональность Центральной вулканической зоны Анд.

1 — континентальная кора; 2 — надастеносферная мантия; 3 — астеносфера; 4 — океаническая литосфера; 5 — известково-щелочные вулканы; 6 — шошонитовые вулканы; 7, 8 — значения петрохимических характеристик в поперечном сечении различных групп секторов в соответствии с данными таблицы; I — Пуно, Сан Педро, II — Коропуна, Копьяпо, III — Арекипа, Антофагаста.

В секторах Сан Педро и Пуно, перекрывающих зону нормальной субдукции (см. рис. 2, I), градиенты рассматриваемых окислов, в основном, меняются на противоположные.

4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Как показывает проведенное исследование, кайнозойские породы Центральной вулканической зоны Анд обнаруживают отчетливую поперечную петрохимическую зональность. Всю совокупность полученного эмпирического материала можно проинтерпретировать с позиций модели мантийного термобарического сепаратора [4, 6]. Согласно этой модели, процесс субдукции порождает латеральные градиенты температуры и давления на глубине магмогенеза, что приводит к закономерным изменениям условий выплавления магм и перераспределению флюидов и связанных с ними петрогенных компонент в пределах астеносферного канала. Характер градиентных полей и, соответственно, особенности петрохимической зональности существенно зависят от реологического состояния верхней мантии, поскольку от этого меняются угол погружения литосферной пластины и условия глубинного теплопереноса.

Над зоной нормальной субдукции (сектора Пуно и Сан Педро) субдуцирование океанической литосферы происходит в условиях повышенного разогрева мантии. С этим связано, в частности, проявление в глубоких тылах зоны субдукции магмогенеза шшонитов озера Титикака, Альтиплано и Пуны. Повышенный разогрев тылов обуславливает миграцию натрия во фронт, поднятие уровня геоизотерм, приводящее к плавлению низов континентальной коры, что сопровождается общим покислением известково-щелочных магм. Над зоной «аномальной» субдукции (сектор Коропуна) вследствие горизонтального перемещения поддвигаемой плиты Наска не возникает значительного разогрева тылов, следствием чего оказывается обогащение фронтальных областей кремнеземом и обеднение натрием. Над вторым участком «аномальной» субдукции (сектор Копьяпо) натрий тем не менее мигрирует во фронт. Такое поведение натрия хорошо согласуется с глобальным распределением осредненной температуры T° верхнего слоя мантии. На соответствующей карте [6] видна отчетливая продольная термическая зональность мантии в интервале $10^\circ - 40^\circ$ ю. ш. — повышенный ее разогрев на участке $15^\circ - 40^\circ$ ю. ш., что отражается и в термической активизации тылов зоны субдукции и, как следствие, в относительном обогащении натрием фронтальных частей секторов Копьяпо, Антофагаста, Сан Педро, Пуно, в то время как «холодный клин» в пределах $10^\circ - 15^\circ$ ю. ш. приводит к миграции натрия в тыл секторов Арекипа и Коропуна.

Таким образом, изменение условий субдукционного процесса (условий латерального теплопереноса) непосредственно сказывается на характере латеральной петрохимической зональности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. — Л.: Недра, 1978.
2. Геодинамические реконструкции (методическое пособие для региональных геологических исследований)/Гл. ред. В. А. Унков. — Л.: Недра, 1989.
3. Геофизика океана. — М.: Наука, 1977.
4. Современные идеи теоретической геологии. — Л.: Недра, 1984.
5. Халевицкий С. Б., Гельтман Л. С. Формализованное конструирование петрохимических систем при решении некоторых задач геодинамики // Геохимические системы: методы выделения и интерпретации/ИГГТИ АН УССР/Отв. ред. Б. И. Смирнов. — Львов, 1987. — С. 16—18.
6. Abramovich I. I., Klushin I. S. Geodynamics and Metallogeny of Folded Belts. — Oxford & IBH Pub. Co. Ltd., 1990.
7. Aramaki S., Onuma N., Portillo F. Petrography and major element chemistry of the volcanic rocks of the Andes, southern Peru // Geoch. J. — 1984. — V. 18, N 5. — P. 217—232.

8. Coira B., Davidson J., Ramas J. Volcanismo Cenozoico en el Amlito de Puna Cata-marquena // *Asoc. Geol. Arg. Rev.*— 1976.— V. 31.— P. 33—52.
9. Deruelle B. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes // *J. Volc. Geoth. Res.*— 1982.— V. 14, N 1—2.— P. 77—124.
10. De Silva S. L. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes // *Geology.*— 1989.— V. 17, N 12.— P. 1102—1106.
11. Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru // *Lithos.*— 1977.— V. 10.— P. 173—183.
12. Dupuy C., Lefevre C. Fractionnement des elements en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les series andesitiques et shoshonitiques du Perou. Comparaison avec d'autres zones orogeniques // *Contr. Min. Petrol.*— 1974.— V. 46, N 2.— P. 147—157.
13. First petrologic data on young volcanic rocks of SW-Bolivia/A. Fernandez, P. K. Hormann, S. Kussmaul et al. // *Tsch. Min. Petrogr. Mitt.*— 1973.— V. 19.— P. 149—172.
14. *Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°f—28° f S)/J.* Dostal, M. Zentilli, J. C. Cailles, A. H. Clarc // *Contr. Min. Petrol.*— 1977.— V. 63.— P. 113—128.
15. Hanus V., Vanek J. Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate // *Tectonophys.*— 1978.— V. 44, N 1—4.— P. 65—77.
16. Herron E. M. Sea-floor spreading and Cenozoic history of the East-Central Pacific // *Geol. Soc. Am. Bull.*— 1972.— V. 83.— P. 1671—1692.
17. Hormann P. K., Pichler H., Zeil W. New data on the young volcanism the Puna of NW-Argentina // *Geol. Rndsh.*— 1973.— B. 62, H. 2.— P. 397—418.
18. James D. E. Andean crust and upper mantle structure // *J. Geoph. Res.*— 1971.— V. 76.— P. 3246—3271.
19. Lefevre C. Les caracteres magmatiques du volcanisme plioquaternaire des Andes le Sud du Perou // *Cont. Min. Pet.*— 1973.— V. 41, N 3.— P. 259—272.
20. Le Pichon X., Francheteau J. *Bonnin Plate Tectonics.*— Amsterdam: Elsevier, 1976.
21. Notsu K., Lajo J. A. Regional variation of Sr/Sr ratio in late Cenozoic volcanic rocks from southern Peru // *Geoch. J.*— 1984.— V. 18, N 5.— P. 241—250.
22. O'Callaghan L. J., Francis P. W. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile // *J. Geol. Soc., Lon.*— 1976.— V. 143, N 2.— P. 275—286.
23. Pichler H., Zeil W. Die quartare «Andesit» Formation in der Hochkordillere Nord Chiles // *Geol. Rndsh.*— 1969.— B. 58, H 3.— P. 866—903.
24. Schwab K. Cenozoic volcanism the Argentine Puna and its relationship to tectonic movements // *IGC 24-th Sect. 2: Petrol. Montr.*— 1972.— P. 211—221.
25. *The Andes/R.* S. Thorpe, P. W. Francis, M. Hammil, M. C. Baker // *Andesites/Ed.* R. S. Thorpe.— 1981.— P. 187—205.
26. *The Encyclopedia of World Regional Geology.* P. I.— Strougsburg, 1975.
27. *The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits/P.* W. Francis, M. J. Roobol, G. P. I. Walker et al. // *Geol. Rndsh.*— 1974.— B. 63, H. 1.— P. 357—388.
28. Thorpe R. S., Potts P. J., Francis P. W. Rare earth data and petrogenesis of andesite from North Chelian Andes // *Cont. Min. Petrol.*— 1976.— V. 54.— P. 65—78.
29. Trace element distribution in Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley Central Andes of Peru/G. Venturelli, M. Fragipane, M. Weibel, D. Antiga // *Bull. Volc.*— 1978.— V. 41, N 3.— P. 213—228.
30. Zeil W., Pichler H. Die kainozoische Rhyolith Formation im miilren Abschnitt der Anden // *Geol. Rndsh.*— 1967.— B. 57, H. 1.

ВСЕГЕИ
Санкт-Петербурге]

Поступила в редакцию
24 апреля 1991 г.

С. П. Плетнев, М. Г. Бирюлина, Б. И. Васильев

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НОВОГЕБРИДСКИХ ЖЕЛОБАХ

В 13-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» драгами и трубками подняты осадочные породы со склонов и днища желобов. Анализ фораминифер и известкового наннопланктона позволил выявить осадки в возрастном диапазоне от среднего эоцена до плейстоцена включительно. Широкие находки среднеэоценовых пелагических известняков и присутствие последних в трещинах базальтов в качестве цемента указывают на базальное залегание этих пород в осадочном чехле желобов. Отмечен олигоценовый перерыв в осадконакоплении. Исследование бентосных фораминифер показало, что ультраабиссальные условия в Ново-Гебридских желобах возникли в плиоцене — плейстоцене. Этот вывод наряду с другими геологическими данными свидетельствует о молодости желобов, сформировавшихся в позднем кайнозое.

В апреле 1988 г. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР на НИС «Академик Александр Несмеянов» были проведены геолого-геофизические исследования в Северном (Санта Крус) и Южном Новогебридских желобах. Основной объем исследований был выполнен в Северном желобе, который в геологическом отношении практически не был изучен. Представление о геологическом строении этих желобов основывалось, главным образом, на геофизических данных, геологическом строении островов Новых Гебрид и результатах бурения в Коралловом море (скв. 209, 210, 286 и 287) и Южно-Фиджийской котловине (скв. 203, 205, 285). Особый интерес представляют материалы бурения скв. 286, заложеной немного западнее перемычки, разделяющей Северный и Южный Новогебридские желоба. Анализ биостратиграфических данных по ней [4] свидетельствует, что на рубеже эоцена и олигоцена вулканогенное осадконакопление ($P_2^2 - P_2^3$) сменилось биогенным ($P_2^3 - P_3^3$), в то время как на большей части Австрало-Новозеландской области олигоцен (P_3) характеризуется широким развитием перерывов в осадконакоплении. Таким образом, каждый из соседних с желобами районов имеет свою историю и поэтому для понимания геологического развития исследуемого региона крайне важно определить возраст осадков в самих желобах.

В данной статье изложены результаты биостратиграфических исследований осадочных пород, драгированных со склонов желобов, имеющих ступенчатое строение. Цоколь ступеней сложен вулканогенными доэоценовыми образованиями базальтовой и базальт-андезитовой формации, которые перекрыты карбонатными и терригенно-вулканогенными отложениями. Последний тип развит, в основном, на восточных островодужных склонах желобов. Характерно, что мощность и возраст осадочных отложений на различных по гипсометрическому положению ступенях очень сходны, причем карбонатные отложения встречены вплоть до осевых частей желобов, т. е. значительно ниже уровня карбонатной компенсации. Это, по-видимому, объясняется блоковыми опусканиями, поскольку признаки гравитационного оползания сейсмическим профилированием не установлены. Изучение известковистых микрофоссилий позволило выделить следующие стратоуровни: среднеэоценовый (P_2^2), верхнеэоценовый (P_3^3), верхнемиоцен-нижнеплиоценовый ($N_1^3 - N_2^1$) и четвертичный (Q). По-

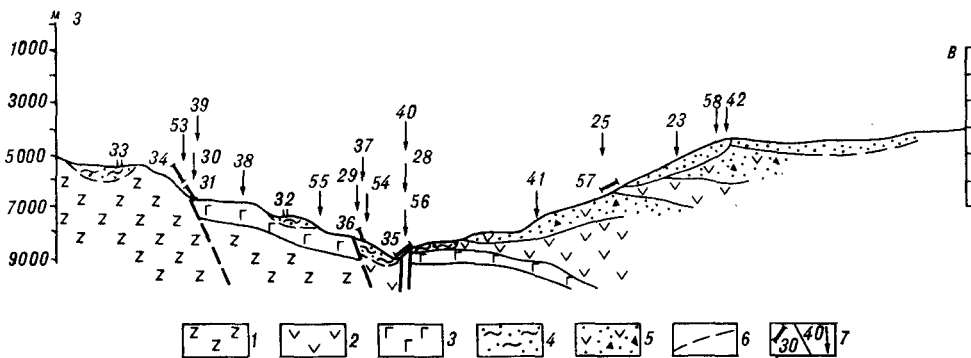
Положение изученных проб, глубина, тип породы и возраст

| Номер станции | Координаты | | Глубина отбора проб, м | Порода | Возраст |
|-----------------------|------------|-------------|------------------------|-----------------------|---|
| | ю. ш. | в. д. | | | |
| <i>Северный желоб</i> | | | | | |
| H13-23 | 12°24' | 166°03' | 4500—4200 | Брекчия | P ₂ ² |
| H13-25 | 12°23' | 166°06' | 5600—5220 | Песчий мел | « |
| H13-28 | 12°23' | 166°03' | 6540—6000 | Цемент в базальте | « |
| H13-34 | 12°25' | 165°41' | 6600—6420 | Алевропелит | « |
| H13-35 | 12°27' | 165°55' | 8700—8450 | Аргиллит | N ₁ ³ — N ₂ ¹ |
| H13-36 | 12°24' | 165°48' | 7800—7300 | Алевропелит | P ₂ ³ |
| H13-38 | 12°39' | 165°54' | 7400—6080 | Песчий мел | P ₂ ² |
| H13-39 | 12°41' | 165°51' | 6640—6600 | То же | P ₂ ³ |
| H13-40 | 12°39' | 166°00' | 8500—8250 | « | P ₂ ³ |
| H13-44 | 12°44' | 167°15' | 2000 | Фораминиферовый ил | Q ₁ |
| H13-46 | 12°57' | 166°45' | 950 | То же | Q ₃₋₄ |
| H13-48 | 13°38' | 164°07' | 2321 | « | Q ₁ |
| H13-49 | 13°31' | 164°34' | 840 | « | Q ₃₋₄ |
| H13-50 | 13°23' | 164°59'; 8' | 1680 | « | Q ₃ |
| H13-53 | 13°11' | 165°55' | 5400 | Карбонатный алевролит | P ₂ ² |

Южный желоб

| | | | | | |
|--------|--------|---------|-----------|---------------------|---|
| H13-60 | 18°09' | 167°21' | 5840—5200 | Песчий мел | P ₂ ³ — P ₃ ¹ |
| H13-63 | 17°48' | 167°24' | 6200—5750 | Глинистый алевролит | N ₁ ³ — N ₂ ¹ |
| H13-65 | 17°49' | 165°45' | 5870—5820 | Плотные глины | « |
| H13-70 | 18°10' | 169°01' | 1120 | Фораминиферовый ил | Q ₂ |
| H13-71 | 18°09' | 168°41' | 1250 | То же | « |
| H13-72 | 18°09' | 168°30' | 880 | « | « |
| H13-73 | 18°06' | 168°07' | 2480 | « | « |
| H13-74 | 18°10' | 167°49' | 3700 | « | « |

Положение изученных проб, глубина отбора и литология приведены в таблице и на рисунке. Возрастное определение выделенных комплексов планктонных фораминифер осуществлялось по шкале Дженкинса [3], разработанной применительно к Новой Зеландии, а известкового наннопланктона — по тропической шкале Багри [2].



Сводный геологический профиль Северного Новогейбридского желоба.

1 — pillow-лавы ридкопорфировых базальтов и долеритов; 2 — андезиты; 3 — pillow-лавы афировых базальтов; 4 — алевропелитовые илы; 5 — андезиты и их туфы; 6 — линии разломов; 7 — номера станций драгирования и отбора трубок.

Нижний (среднеэоценовый) стратиграфический уровень прослежен по наннопланктону по всему желобу, а по планктонным фораминиферам только в Северном. Комплекс планктонных фораминифер по своему составу отвечает зоне *Globigerapsis index*, фиксирующей подошву бартонского яруса среднего эоцена [3]. Наиболее обильны экземпляры индекс-вида, реже *Acarinina pseudotopilensis* Sub., *Pseudogloboquadrina primitiva* (Fin.), *Zeuvigerina* sp. и др. Здесь же присутствуют в переотложении единичные раннепалеоэоценовые формы *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Acarinina acarinata* Sub.

Верхнеэоценовая ассоциация планктонных фораминифер позволяет выделить и обосновать наличие зоны *Globigerina linaperta* в Северном желобе и зоны *Globigerina brevis* — в Южном. Первая зона по новозеландской шкале лежит в основании верхнего эоцена, а вторая охватывает кровлю эоцена и низы олигоцена. Из образцов ст. Н13-36 выделены бентосные фораминиферы, характерные для нижней и средней батиаля (гириидиинидесы, эпистоминеллы, цибицидусы). В наннопланктоне типичны *Discoaster elegans* Bramm. and Suii., *D. barbadensis* Tan, характерные для верхнего эоцена.

Верхнемиоцен-плиоценовый стратоевровень прослеживается по всему желобу. Среди планктонных фораминифер встречены *Globigerina nepenthes* Todd, *Globorotalia acostaensis* Blow, *Globorotalia sphaericomiozea* Walters. Бентосные фораминиферы данного возраста (ст. Н13-23 и Н13-35) по своей экологии очень близки к верхнеэоценовому комплексу, только в их составе увеличивается роль цибицидусов, что указывает на несколько большие глубины их обитания. В свою очередь, сходство ископаемых фаун вышеуказанных станций свидетельствует, что на рубеже миоцена и плиоцена между ними не было такого перепада глубин, как ныне.

Плейстоценовые карбонатные осадки (ст. Н13-44, 46, 48, 50, 51, 70—74) развиты преимущественно на верхних частях склонов Новогейбридских желобов и легко распознаются по присутствию индекс-вида плейстоцена *Globorotalia truncatulinoides* Orb. Исследование плейстоценовых бентосных фораминифер в пелитовых илах глубоководных станций Н13-40, 55, 56 показало присутствие абиссальных форм *Martinotiella letti*, *Tectularia* sp., отражающих современные глубины желоба.

Таким образом, исследование фораминифер и наннопланктона в осадках Новогейбридского желоба позволяет сделать следующие выводы:

1. В средне- и позднеэоценовое время на месте желобов существовал морской бассейн с глубинами 2000—3000 м, в котором накапливались наннофораминиферовые илы. Присутствие последних в цементе трещин базальтов (ст. Н13-28) может указывать на залегание среднеэоценовых пород в основании осадочного чехла желобов. Этот вывод дополняют данные по магнитным аномалиям Новогейбридского бассейна, возраст которых с севера на юг меняется от 55 млн лет до 42 [5]. В южном желобе формируются осадки терригенного и вулканогенного генезиса и только в конце эоцена отмечено биогенное карбонатонакопление. По условиям седиментации Северный желоб ближе всего соответствует эоценовой обстановке осадконакопления в Коралловом море (скв. 210), а Южный — району скв. 286.

2. Отсутствие олигоцен-среднемиоценовых отложений в Новогейбридских желобах, по-видимому, отражает региональный перерыв осадконакопления в Австрало-Новозеландской области, вызванный тектонической активностью и изменением водной циркуляции [1]. Период перерывов определяется локальными природными факторами. Так, в Северном желобе он проявляется с позднего эоцена, а в Южном — с раннего олигоцена. Однако, для окончательного решения вопроса о периоде перерыва седиментации необходимы дополнительные геологические данные.

3. Анализ экоструктуры кайнозойских бентосных фораминифер показал, что ультраабиссальные условия в Новогейбридских желобах воз-

никли только в плиоцене — плейстоцене. Этот вывод, наряду с другими геологическими данными, свидетельствует о молодости глубоководных желобов, сформировавшихся в позднем кайнозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кеннет Д. П.* Морская геология. Т. 2.— М.: Мир, 1987.
2. *Bukry D.* Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils // *Micropaleontology.*— 1978.— V. 24, N 1.— P. 44—60.
3. *Jenkins G. D.* New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera // *N. Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull.*— 1971.— V. 42.
4. *Landmesser C. W., Andrews J. E., Packman G. H.* Geology of Eastern Coral Sea and Western New Hebrides Basin // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*— Washington: U. S. Govern. Print. Office.— 1975.— V. 30.— P. 647—662.
5. *Weissel J. K., Watts A. B., Lapouille A.* Evidence for Late Paleocene to Late Eocene seafloor in the southern New Hebrides Basin // *Tectonophys.*— 1987.— V. 1—4.— P. 43—251.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила редакцию
1 февраля 1991 г.

УДК 552.5 + 553.98, 061.4(571.642)

Н. В. Куликов, Н. А. Деревскова, Л. П. Иваньшина

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
И ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ
(Северный Сахалин)**

На глубинах 4000—5500 м на Северном Сахалине изучены вещественный состав и фильтрационно-емкостные свойства терригенных пород. Рассмотрены взаимосвязи петрофизических параметров и установлены факторы, способствовавшие сохранению коллекторов порового типа. Выделены критические глубины существования коллекторов в различных типах пород. Обсуждается отсутствие в изученных разрезах коллекторов порово-трещинного и трещинного типа. Характеризуются седиментационные и катагенетические условия открытия месторождения нефти и газа на больших глубинах.

На Северном Сахалине запасы нефти и газа на глубинах до 4000 м в основном разведаны и введены в эксплуатацию. Поэтому остро стоит проблема стабилизации уровня добычи углеводородов. Один из возможных путей ее решений связан с поисками и разведкой залежей нефти и газа на больших глубинах.

До последнего времени критическая глубина максимального погружения пород, ограничивающая благоприятную для поисков коллекторов нефти и газа в неогеновых отложениях зону, для полиминеральных глинистых песчаников и алевролитов принималась 3900—4100 м [3]. Соответственно перспективы открытия промышленных скопления углеводородов на больших глубинах оцениваются невысоко [4].

Изучение керна нескольких поисково-разведочных скважин, вскрывших на месторождениях Нижние Даги, им. Р. С. Мирзоева, Усть-Эвай в пределах Монгинско-Паромайской зоны Сахалина терригенные литологические комплексы, испытавшие палеопогружение на глубины, превышающие 4000—5500 м, показало наличие на этих глубинах коллекторов порового типа.

Особенностью фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) рассмотренных коллекторов является незначительная емкость при относительно высокой проницаемости. По сравнению с обычными глубинами изменяется характер связи между пористостью и проницаемостью, вплоть до отсутствия таковой в песчаниках (рис. 1).

Лучшие поровые коллекторы (пористость до 13,9%, проницаемость до 234×10^{-3} мкм²) установлены в продуктивном пласте XXIIa—XXIII месторождения Усть-Эвай, залегающем на глубинах 4600—4700 м (палеоглубины 5600—5700 м). Они представлены грубозернистыми уплотненными светло-серыми песчаниками. В составе их обломочной части преобладают средне- и крупнозернистые фракции (75—80%). Мелкопесчаная фракция составляет около 15%, алевролитовая — 3—5%, пелитовая — 3—7%. В породе много кварца (35—45%), калиевых полевых шпатов (20—25%), обломков пород (30—35%), меньше плагиоклазов (5—7%), слюд (1—2%). Обломки пород преимущественно кремнистые, кварцитовидные; отмечаются кварц-мусковитовые сланцы, гранитоиды, пегматиты, эффузивы кислого и среднего состава, аргиллиты, алевролиты, алевроитопесчаники. Породы сильно уплотнены. Зерна тесно прижаты друг к другу.

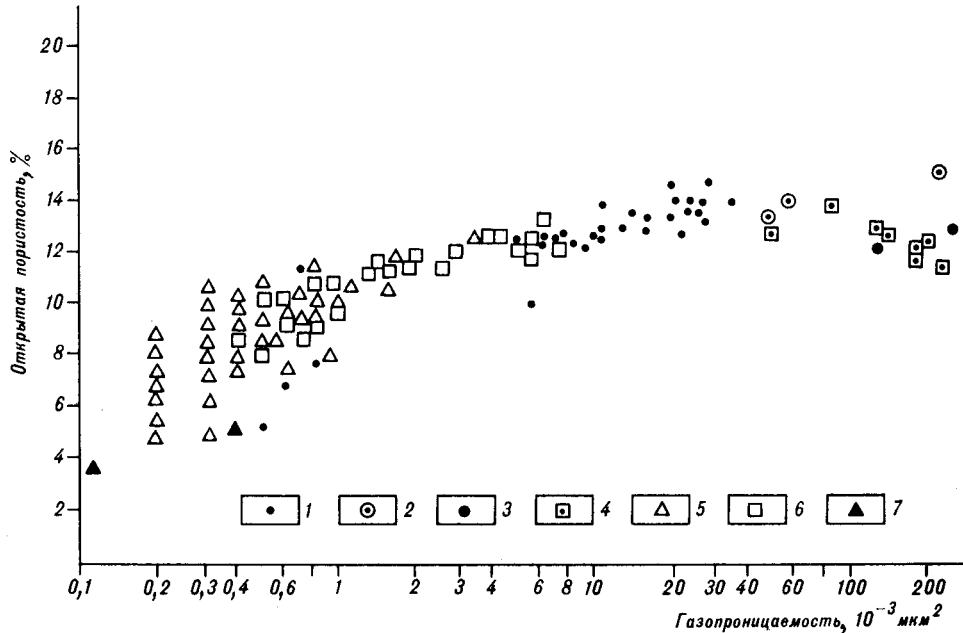


Рис. 1. Зависимость между проницаемостью и открытой пористостью для пород на глубинах свыше 4000 м.

1 — песчаник мелкозернистый; 2 — песчаник средне-мелкозернистый; 3 — песчаник крупнозернистый; 4 — песчаник разнозернистый; 5 — алевролит; 6 — алевроитопесчаник; 7 — хлидолит.

Значения структурных коэффициентов высокие: коэффициент уплотнения равен 0,30, коэффициент близости — 0,69, коэффициент измененности — 5,19. Выпукло-вогнутые контакты составляют 78 %, линейные — 17, точечные — 5 %.

Структура пород неоднородная, обусловленная присутствием участков с различной степенью уплотненности, различным составом цемента и характером порового пространства. Зерна кварца, калиевых полевых шпатов и кремнистых пород образуют сростки, межзерновое пространство в которых выполнено вторичным кварцем (рис. 2). Последний имеет вид узких каемок по периферии обломочных зерен или заполняет мелкие поры. Границы каемок ровные и извилистые. Кварц каемок представлен единым монокристаллом (одновременно угасает по всей длине каемки), реже имеет тонкоагрегатное или мелкозернистое строение. Сростки состоят из трех-пяти зерен и составляют примерно 50—55 % матрицы породы. Подобные сростки встречены на площадях Сабо, Пильтун, Восточный Пильтун, им. Р. С. Мирзоева, Восточное Даги, что свидетельствует о достаточно широком проявлении данного процесса.

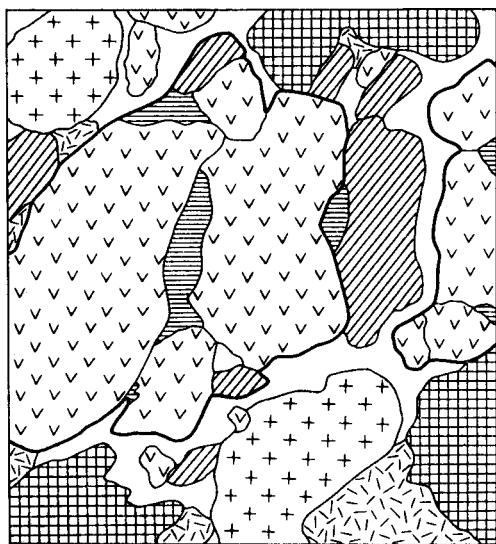


Рис. 2. Структура крупнозернистого песчаника. Месторождение Усть-Эвай, глубина 4646—4723 м (палеоглубина 5600—5700 м). Фрагмент шлифа, $\times 60$. 1 — кварц; 2 — вторичный кварцевый цемент; 3 — полевые шпаты; 4 — кварцит; 5 — аутигены; 6 — сростки кварца; 7 — каолинит; 8 — пустое поровое пространство.

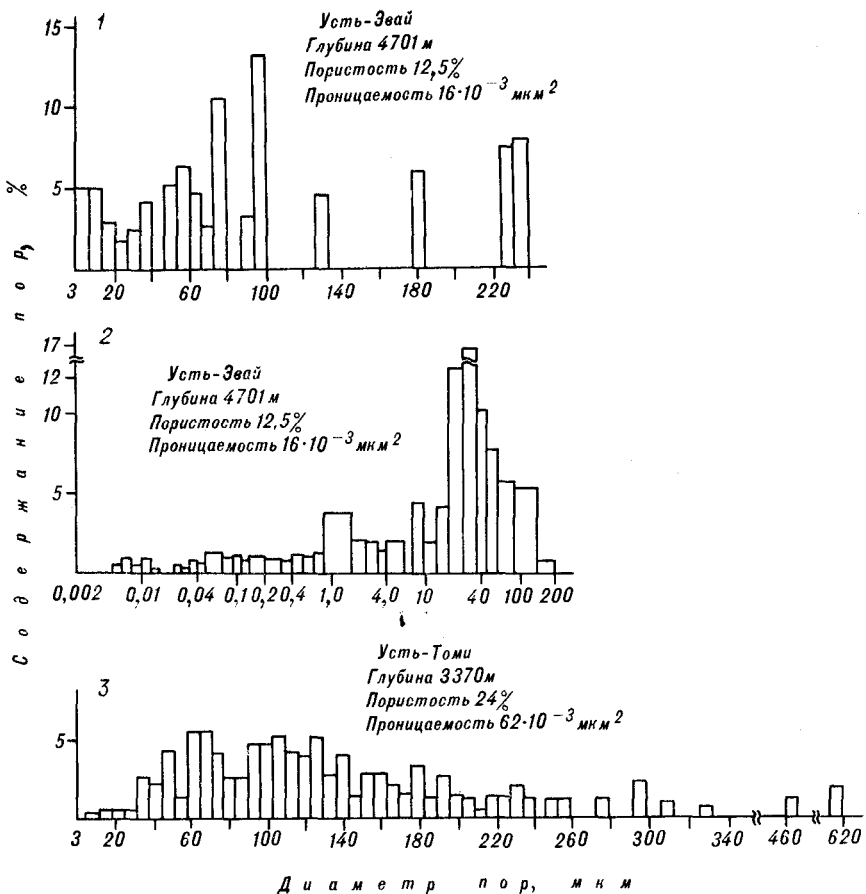


Рис. 3. Гистограммы распределения пор в песчаниках.

1, 3 — по данным определений в окрашенных шлифах; 2 — по данным ртутной порометрии.

Цементирующее вещество в песчаниках обычно содержится в небольших количествах (3—5%) и располагается в отдельных порах и в межзерновых каналах. Представлено оно тонкозернистым железистым карбонатом, образующим небольшие сгустки, мелко-среднезернистым, частично растворившимся кальцитом, заполняющим часть пор или цементирующим небольшие, размером менее 3 мм участки породы, разрозненными мелкими кристаллами доломита. Нередко отмечается мелко- и крупночешуйчатый каолинит и тонкочешуйчатая гидрослюда. В отдельных порах развит тонкочешуйчатый хлорит. Местами цементом служат в различной степени гидратизированные чешуйки терригенного биотита. Из этих минералов кальцит, даже при небольшом его содержании, резко снижает ФЕС пород [2]. Однако в рассматриваемых коллекторах наблюдается вторичное выщелачивание кальцита из породы, он практически отсутствует в сообщающихся породах или сохраняется в виде узкой каемки в тупиковых порах.

Диапазон размеров пор в породах-коллекторах довольно широк (от 0,07 до 250 мкм). Порометрические кривые, определенные по шлифу, характеризуются сдвигом в область пор 6—100 мкм (рис. 3). Более крупные поры встречаются между сростками и обломочными зернами, количество их не превышает 10—15%, хотя объем иногда достигает 30% от всего объема полых пор, а максимальные размеры пор — 200 мкм. Иногда такие поры сосредоточены в участках с более крупными зернами. Сообщаются крупные поры каналами шириной $6,5-15 \times 10^{-3}$ мкм².

Объем пустотного пространства, замеренный в шлифах, составляет от 1,8 до 4,5% от объема породы, пористость насыщения — от 11 до

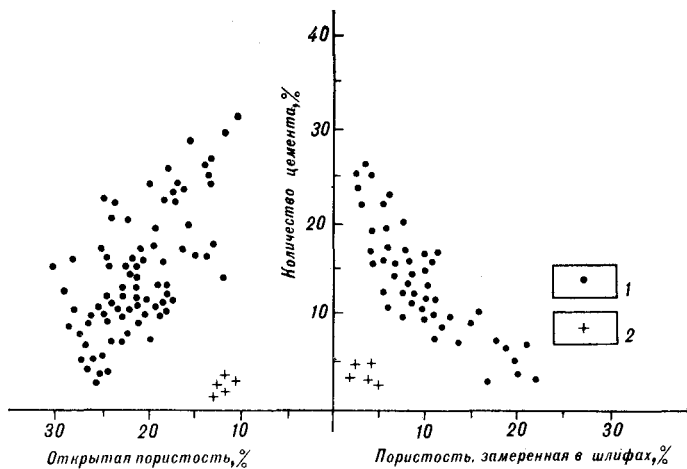


Рис. 4. Зависимость пористости от содержания цемента.

1 — для пород, залегающих на глубине 2000—4000 м; 2 — для пород, залегающих на глубине свыше 4600—4700 м.

14 %. Пористость, замеренная по шлифу, и пористость насыщения рассматриваемых песчаников на 10—15 % ниже, чем у пород, испытавших меньшее погружение (рис. 4). Общее сокращение порового пространства отразилось на величинах средних диаметров пор. Средний диаметр пор изученных пород составляет 47—63 мкм. Для пород с аналогичными структурными показателями (медианный размер зерен 0,20—0,27 мм, количество цемента до 5—7 %), но погружавшихся на глубину 2000—4000 м, средние диаметры пор колеблются от 80 до 130×10^{-3} мкм² (рис. 5) при коэффициенте корреляции проницаемости со средним диаметром пор 0,79.

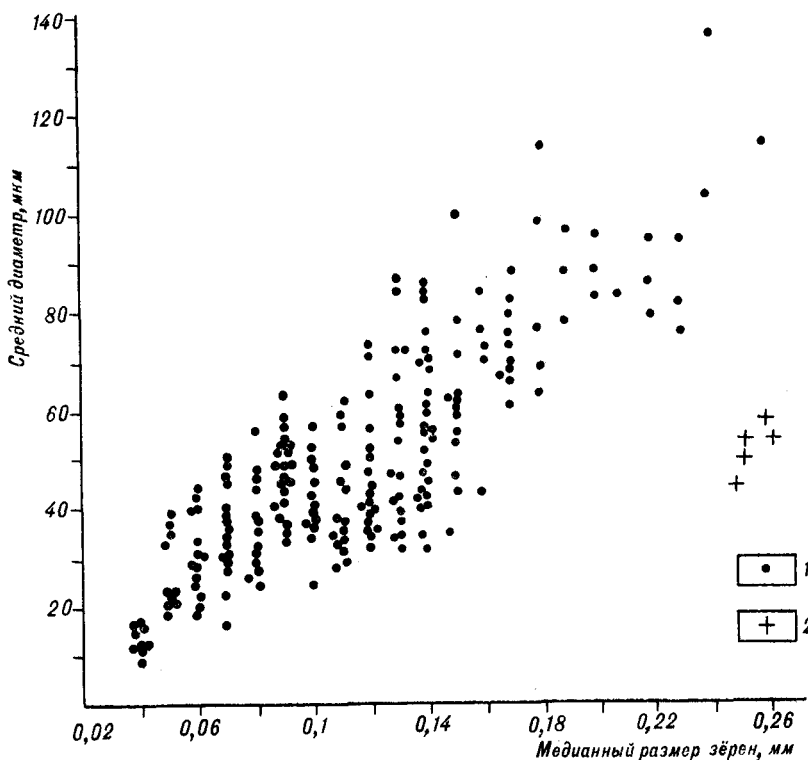


Рис. 5. Зависимость средних диаметров пор от медианного размера зерен.

1 — для пород, залегающих на глубине 2000—4000 м; 2 — для пород, залегающих на глубине свыше 4000 м.

По данным ртутной порометрии, полученным на ртутном порозиметре Автопор-9200, количество пор, не видимых под микроскопом, составляет 6—27 %. Поры размером от 6 до 0,8 мкм составляют 10—12 %, менее 0,8 мкм — 15—16 % (см. рис. 3). На большинстве порограмм преобладают поры диаметром от 6 до 100 мкм (до 65—70 %). Общее количество пор диаметром более 100 мкм не превышает 10—15 %, т. е. характер порометрических кривых для спектра видимой под микроскопом части пор аналогичен распределению, полученным по данным измерения пор в шлифах.

Для сравнения, песчаные породы месторождения Усть-Томи с идентичными структурными показателями (медианный размер зерен 0,20—0,27 мм, количество цемента до 5—7 %), но расположенные на меньших (3300—3400 м) глубинах, отличаются более широким спектром пор (см. рис. 2) и более равномерным их распределением. Поры размером до 100 мкм составляют 30—40 %, преобладают поры от 6 до 180 мкм. Средние диаметры пор увеличиваются до 80—94 мкм, соответственно проницаемость возрастает до $62—84 \times 10^{-3}$ мкм², а открытая пористость — до 17—19 %.

Таким образом, с ростом глубины погружения пород происходит постепенное сокращение порового пространства. За счет сближения зерен и образования регенерационных каемок уменьшаются общее количество пор, их размеры, сокращается количество крупных пор. Интегральный эффект этих изменений привел к уменьшению средних диаметров пор и, соответственно, ФЕС коллекторов. Однако на месторождении Усть-Эвай этот процесс не привел к превращению песчаников в неколлекторы, чему препятствовали несколько факторов.

Здесь на стадии седиментогенеза отлагались редкие для продуктивных толщ Сахалина крупнозернистые пески с незначительной примесью глинистого материала, что явилось предпосылкой для формирования повышенных коллекторских свойств пород.

Вторичные минералы не заполнили полностью пустотное пространство, а напротив, шел процесс растворения и выноса вещества цемента из породы. Легче всего это можно объяснить, предположив, что поры уже в ранний период существования были заполнены нефтью, которая не позволила вторичным минералам заполнить поровое пространство и способствовала растворению цементов, особенно карбонатных. Оставшиеся минералы цементов либо укрепили каркас породы (вторичный кварц), либо благоприятны для сохранения хороших ФЕС пород (каолинит, гидрослюда), либо располагаются в породе неравномерно, оставляя достаточно проницаемые участки.

Породы испытали относительно небольшое температурное воздействие, соответствующее бурогольной и началу длиннопламенной стадии катагенеза.

Большое значение в сохранении коллекторских свойств имело образование сростков зерен. При этом сростки выполняли двойную роль: способствовали укреплению каркаса породы и сохранению пор на больших глубинах, а также улучшали сообщаемость пор за счет изменения геометрии порового пространства. Возникновение сростков объясняется действием давления нагрузки и развитием конформно-регенерационного кварцевого цемента.

Р. Я. Поляк [5] для песчаников визейского яруса Днепрово-Донецкой впадины отмечает существование зависимости ФЕС свойств от размеров сростков и объема, который приходится на долю их в породе. Для рассмотренных песчаников месторождения Усть-Эвай доля сростков 50—55 % от общего объема породы, видимо, может считаться близкой к предельной для сохранения породой качества порового коллектора, так как там, где процесс прогрессировал и количество сростков достигло 70 % (площадь Восточный Пильтун), это привело к закрытию порового пространства.

Уменьшение объема полых пор с глубиной для пород с разной размерностью зерен протекает неодинаково. Градиент изменения пористости

Зависимость ФЕС пород-коллекторов на глубине 4000 м от литологических параметров на месторождении им. Р. С. Мирзоева

| Тип породы | Содержание, % | | | Открытая пористость, % | Проницаемость, $\times 10^{-3}$ мкм ² |
|---|---------------------|-------------------|--------------------|------------------------|--|
| | Алевритовая фракция | Глинистая фракция | Карбонатный цемент | | |
| Песчаники средне-мелкозернистые алевритистые | 15—24 | 4—10 | 1—4 | 13—14 | 19—57 |
| Песчаники мелкозернистые глинисто-алевритовые | 24—32 | 11—12 | 3—4 | 10—13 | 2—16 |
| Алевритопесчаники | 42—43 | 14—15 | 7—8 | 7,5—8,6 | 0,2—0,4 |

крупнозернистых песчаников значительно больше на небольших и относительно мал на больших глубинах. Для мелкозернистых песчаников наблюдается обратная картина: для них градиент уменьшения пористости в глубокозалегающих горизонтах больше, чем в неглубоких. Эту закономерность можно проследить в породах того же горизонта XXIIa — XXIII на месторождении Усть-Эвай. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах на одних и тех же глубинах обломочные зерна прижаты друг к другу более тесно (коэффициенты близости и уплотненности 0,72—0,75 и 0,38—0,43), чем в крупнозернистых песчаниках (коэффициенты близости и уплотненности 0,65—0,69 и 0,30—0,36). В VII пласте месторождения Усть-Эвай (интервал 4349—4372 м) опережающее уплотнение мелкозернистых пород по отношению к крупнозернистым привело к тому, что содержание сростков зерен увеличивается до 70 % и именно в силу своего большого количества уже не вызывает улучшения ФЕС, как в крупнозернистых песчаниках при содержании сростков до 55 %, так как способствует сокращению порового пространства. Пористость пород при содержании цемента 4—11 % составляет 11—12 %, проницаемость $29—65 \times 10^{-3}$ мкм². При содержании цемента выше 12 % пористость насыщения в песчано-алевролитовых породах снижается до 4—6 %, проницаемость — до $0,4—0,6 \times 10^{-3}$ мкм², т. е. порода перестает быть коллектором.

Аналогичная закономерность отмечается на месторождении им. Р. С. Мирзоева, где уже на глубинах около 4 км алевролиты и мелкозернистые алевритоглинистые песчаники не являются коллекторами, а удовлетворительными ФЕС характеризуются лишь средне-мелкозернистые песчаники с содержанием цемента до 11% (табл. 1). Г. Фюхтбауэр [7] объясняет опережающее уплотнение тем, что на больших глубинах мелкозернистые песчаники и алевролиты вследствие меньшей окатанности зерен в большей мере подвержены процессам растворения, минералогическим превращениям и регенерации по сравнению с крупнозернистыми.

Значительное влияние на ФЕС оказывает алевритовая фракция пород. В случае большого содержания ее в песчаниках (см. табл. 1) промежутки между песчаными зернами заполняются алевритовыми, в результате чего почти не остается свободного пространства. Поэтому относительно небольшого количества цементирующего вещества достаточно, чтобы заполнить поры и сделать породу практически непроницаемой.

Таким образом, определяющее влияние на ФЕС пород, испытавших погружение на глубины свыше 4 км, оказала совокупность седиментационных и катагенетических факторов: отсортированность пород, размер и окатанность зерен, количество, состав и распределение цемента, вторичные преобразования матрицы и цемента породы. При сочетании этих факторов, характерном для пласта XXIIa — XXIII месторождения Усть-Эвай, создаются условия для сохранения поровых коллекторов с

хорошими ФЕС в крупнозернистых песчаниках с содержанием цемента менее 10 % при погружении их на глубину 5700—5800 м. На глубинах 5300—5400 м коллекторами могут быть и мелко-среднезернистые песчаники и только на глубинах до 4500 м коллекторами являются мелкозернистые песчаники. В противном случае поровые коллектора не сохраняются. Так, на площади Восточный Пильтун на глубинах 3800—3900 м (глубины максимального погружения 5300—5400 м) породы представлены алевролитами и мелкозернистыми алевритовыми песчаниками с низким содержанием пелитовой фракции (2—3 %). Они состоят из кварца (44 %), сильно измененного калиевого полевого шпата и плагиоклаза (24) и большого количества обломков пород (32 %). Зерна тесно прижаты друг к другу. Контакты между ними преимущественно выпукло-вогнутые (80 %) и линейные (20 %). Структурные коэффициенты также велики (коэффициент уплотнения — 0,40). Присутствуют сростки зерен, которые составляют преобладающую часть породы. Оставшиеся мелкие поры выполнены материалом цемента. Последний представлен тонкочешуйчатой гидрослюдой, пелитоморфным сидеритом, реже мелкозернистым кальцитом, единичными ромбическими кристаллами доломита, гидратизированной и карбонатизированной слюдой. Во многих порых развит вторичный кварц. Каолинит отсутствует. Полые поры диаметром свыше 6 мкм отсутствуют. Песчаники имеют проницаемость $0,11—0,25 \times 10^{-3}$ мкм², открытую пористость — 7,5—8,4 %; в алевролитах открытая пористость снижается до 1,01 %.

Обычно роль АВПД оценивается как фактор, способствующий сохранению поровых коллекторов [1, 6]. На месторождении Усть-Эвай скважиной 2 вскрыта зона АВПД в VII пласте. Лучшими ФЕС обладают мелко-среднезернистые песчаники в подошве пласта (интервал 4367—4372 м) с содержанием цемента 4—11 %, имеющие пористость насыщения 11—13 % и проницаемость $29—65 \times 10^{-3}$ мкм². Но в сравнении с коллектором пласта XXIIa — XXIII самая проницаемая часть пласта VII обладает пониженными ФЕС, хотя залегает выше на 330 м и находится в зоне АВПД. Несмотря на многофакторные условия сохранения порового пространства коллекторов на больших глубинах и, возможно, недостаточность примера одного месторождения, данный результат предполагает осторожную оценку АВПД как фактора сохранения поровых коллекторов в рассматриваемом районе.

Обращают на себя внимание результаты исследования трещинного пространства пород, залегающих на глубинах более 4000 м. Песчано-алевоитовые разности почти не трещиноваты. Единичные трещины горизонтальны или слабо наклонны, иногда немного ветвятся. Плотность трещин не превышает 30 м/м², трещинная пористость — 0,03 %, трещинная проницаемость — 3×10^{-3} мкм², что говорит об отсутствии трещинных коллекторов. Аргиллиты более трещиноваты: плотность составляет 37—104 м/м², трещинная проницаемость до 14×10^{-3} мкм², что также недостаточно для образования трещинных коллекторов (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Параметры трещиноватости пород, из которых получены притоки нефти или воды

| Площадь, месторождение | Породы | Трещинная проницаемость, $\times 10^{-3}$ мкм ² | Плотность полых трещин, м/м |
|------------------------|----------------------------|--|-----------------------------|
| Окружное | Опоки | 164/1036 | 770/2325 |
| Притокская | Слабо кремнистые аргиллиты | 10/41 | 230/597 |
| | Аргиллиты | 22/53 | 416/613 |

Примечание. В числителе среднее значение, в знаменателе максимальное значение.

Таким образом, предпринятое изучение коллекторских свойств пород Монгинско-Паромайской зоны Северного Сахалина, испытавших палеопогружение на глубины, превышающие 4000 м, показало наличие на этих глубинах поровых гранулярных коллекторов невысокой емкости и хорошей проницаемости.

В формировании ФЕС поровых коллекторов ведущую роль сыграло определенное сочетание седиментационных (крупнозернистые песчаные отсортированные отложения пляжей, баров, контуритов с незначительным содержанием глинистого цемента) и катагенетических (растворение и вынос вещества цемента, образование кварцевых сростков, перераспределение и укрупнение первичных пор и образование вторичного порового пространства, аномально низкая степень катагенеза) факторов.

Учитывая, что подобное сочетание факторов сохранения поровых коллекторов не является уникальным [2], следует продолжить и активизировать поиски на больших глубинах, имея в виду открытие на Северном Сахалине месторождений с невысоким содержанием нефти и газа в продуктивных горизонтах, но с высокими коэффициентами нефтеотдачи и хорошими эксплуатационными характеристиками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Б. Л. Аномально высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах. — М.: Недра, 1987.
2. Деревскова Н. А., Иваньшина Л. П., Куликов Н. В. Вторичные изменения пород-коллекторов Сахалинской нефтегазоносной области // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Дальнего Востока/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 40—48.
3. Коблов Э. Г., Иваньшина Л. П., Буценко Р. Л. Изменение с глубиной коллекторских свойств осадочных образований о-ва Сахалин и прогнозирование зон распространения коллекторов порового типа // Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. — М.: Недра, 1977. — С. 144—148. — (Тр. МИНГ; Вып. 124).
4. Коблов Э. Г., Буценко Р. Л., Брутман В. Ш. Факторы продуктивности нефтегазоносных комплексов Северного Сахалина на больших глубинах // Тез. докл. V Всесоюз. конф. — М., 1986. — С. 69.
5. Поляк Г. Я. Некоторые особенности коллекторских свойств песчаников визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины на больших глубинах // Тез. докл. III Всесоюз. конф. — М., 1983. — С. 123—126.
6. Фертль У. Х. Аномально пластовые давления. — М.: Недра, 1980.
7. Fuchtbauer H. Some problems of diagenesis sandstones // Bull. centre rech. Pan. — 1974. — V. 8, N 1. — P. 4391—4437.

СахалинНИПИморнефть
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
10 апреля 1991 г.

УДК 552.11 + 550.36(571.6)

В. Г. Гоневчук, В. О. Худоложкин, Г. А. Гоневчук

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ИЛЬМЕНитОВОЙ И МАГНЕТИТОВОЙ СЕРИЙ

(в связи с проблемой их рудоносности)

Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой (оловоносные) и магнетитовой (минерализация Au, Mo) серий рассмотрены по результатам измерения активности кислорода (метод ЭДС) в минералах магматического (пироксен, амфибол, биотит, магнетит) и раннего постмагматического парагенезисов. Геологические объекты исследования — гранитоиды оловоносных серий Мяо-Чанской и Баджалской вулканических зон (Хабаровский край), а также приморской серии (Приморский край). Полученные результаты позволяют предполагать, что исходное состояние гранитоидных расплавов исследованных систем характеризуется как весьма восстановленное. Однако, в одних из них высоковосстановленное состояние сохраняется не только на магматическом, но и на раннем постмагматическом этапах (ильменитовая серия), а в других (магнетитовая серия) фуггитивность кислорода значительно возрастала, что могло быть одной из причин разной рудоносности гранитоидов.

Выделение магнетитовых и ильменитовых серий широко используется при исследовании магматических пород. Это предопределяется очевидной простотой признака, возможностью получения некоторой информации о петрогенезисе [15, 20, 24], а также тем, что наблюдается вполне определенная корреляция металлогенической специализации гранитоидов с их принадлежностью к той или другой серии [13, 16, 22]. Наиболее отчетливо обособляются при этом гранитоиды с молибденово-золотой специализацией, принадлежащие к магнетитовой серии, и с оловянной — принадлежащие к ильменитовой серии. Большинство исследователей объясняют этот факт различиями окислительно-восстановительного (редокс) состояния гранитоидов указанных серий, считая магнетитовые окисленные, а ильменитовые — восстановленными. Однако до настоящего времени отсутствуют достаточно корректные количественные оценки этого различия. Необходимость же такой оценки очевидна, так как области кристаллизации минералов-индикаторов — ильменита и магнетита — в диапазоне температур образования гранитоидов (от 900 до 600 °C) допускают большие вариации параметра fO_2 и в значительной части перекрываются. Кроме того, потенциал кислорода, хотя и важнейший, но, вероятно, не единственный фактор, определяющий кристаллизацию из магматического расплава магнетита или ильменита. Например, по данным В. А. Вахрушева [4], избыток глинозема в магматическом расплаве при прочих равных условиях благоприятствует образованию ильменита, а не магнетита. Считается, что количество магнетита в кристаллизующейся гранитоидной системе зависит также от того, насколько устойчивы в данных условиях железосодержащие силикаты, связывающие железо на раннем этапе [12], а «повышение степени окисленности железа с повышением щелочности проявляется даже при одновременном понижении активности кислорода» [10, с. 950].

Нами предпринята попытка сравнения кислородного потенциала (fO_2) формирования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий по результатам непосредственного измерения его с помощью электрохими-

ческой ячейки (метод ЭДС) [23] в минералах магматического парагенезиса, прежде всего, в биотитах, которые считаются обычно парагенными магнетиту и ильмениту. Метод высокотемпературной электрохимии (ЭДС) хорошо известен, и его применимость к изучению редокс-состояния магматических систем исследована в ряде работ [21, 25], что позволяет нам лишь коротко отметить некоторые основные принципы метода и особенности его применения в нашем исследовании. Метод основан на том, что разность парциальных давлений внутри и вне электролита рождает электродвижущую силу, связанную с fO_2 уравнением Нернста: $E_{mv} = 0,04960 \cdot T \cdot \lg fO_2^{об} / fO_2^0$, где T — абсолютная температура, $fO_2^{об}$ и fO_2^0 — фуггитивности кислорода внутри и вне электролита (аналитической ячейки). Первая задается окислительно-восстановительной реакцией исследуемого образца, вторая (реперная) — потоком чистого кислорода, воздуха или известной окислительно-восстановительной реакцией. Эксперимент проводился на установке из двух электролитов (датчик-ячейка) по схеме Сато [23]. Активность кислорода снаружи аналитической ячейки поддерживалась равной измеряемой в течение всего эксперимента ($T = 600$ — 1000 °C с шагом измерения 40—50°). Аналитическая ячейка перед измерением продувалась инертным газом, очищенным от кислорода, при этом образец сушился при $T = 200$ °C. Подход к редокс-реакции газ — минерал осуществлялся с двух сторон с помощью окисления и восстановления аналитической ячейки (вместе с платиновым контейнером) в процессе отжига ее при $T = 1000$ °C в атмосфере очищенного и неочищенного инертного газа ($\lg fO_2 = -15$ и -3 соответственно). Точность измерений $\pm 0,05 \lg fO_2$ для буферных реакций и $\pm 0,2$ — $0,3 \lg fO_2$ для природных образцов.

Основными объектами исследования были гранитоиды приморской (магнетитовой) серии, детально исследованные и охарактеризованные в публикациях [3, 9], и не менее хорошо изученные гранитоиды мяо-чанской (ильменитовой) серии. С первыми из них ассоциируют магнетитовые и полиметаллические скарновые рудопоявления, минерализация молибдена; со вторыми — оловянные месторождения (касситеритосиликатная формация) одного из наиболее значительных в регионе и детально исследованных Комсомольского рудного района. Дополнительно для сравнения привлекались материалы по другим объектам, краткая характеристика которых приводится в соответствующих разделах статьи.

Гранитоиды приморской серии слагают ряд массивов, прослеживающихся вдоль побережья Японского моря в прибрежной зоне Сихотэ-Алиня. В составе их породы от диоритов до гранитоидов и гранитовых аплитов при абсолютном преобладании в большинстве массивов гранитов. Геологические взаимоотношения (прорывание стратиграфически охарактеризованных пород сенон-датского возраста) и изотопные определения (96—50 млн лет) указывают на формирование гранитоидов в период развития Сихотэ-Алинского вулканического пояса и их вероятную комагматичность с соответствующими эффузивными породами. Детальными петрохимическими и минералогическими исследованиями [3, 9] установлена существенная неоднородность пород, объединяемых в составе серии. В региональном плане намечено выделение северной и южной зон, где породы северной зоны характеризуются более высокой общей щелочностью при более низких калиевости и кальциевости. Для измерения использовались амфиболы, слюды и магнетиты гранитоидов Ольгинского и Владимирского массивов, расположенных в южной зоне, в пространственной и генетической связи с которыми находятся скарновые проявления железа и полиметаллов. При этом охарактеризованы гранодиориты, а также граниты главной и дополнительной фаз. По данным Г. А. Валуй [3], становление массивов происходило на глубине 3—5 км при давлении летучих компонентов около 1 кбар и температуре 750—650 °C. Гранитоиды характеризуются широким распространением акцессорного магнетита и спорадическим — ильменита, а в геофизических

Параметры кристаллизации минералов из гранитоидов ильменитовой серии и связанных с ними постмагматических образований

| Номер пробы | Порода | Минерал | Fe ₂ O ₃ /FeO (порода) | Fe ₂ O ₃ /FeO (минерал) | IgfO ₂ по [19] | Температура по [19] | IgfO ₂ (метод ЭДС) |
|----------------|-----------------------|------------|---|--|------------------------------|------------------------|----------------------------------|
| 1. ЧГ-444 | Гранит | Амфибол | 0,38 | 0,19 | | 800 | -19,5 |
| 2. « | « | Биотит | 0,38 | 0,23 | -15 | 750 | -21,5 |
| 3. ЧГ-444 | « | « | 0,30 | 0,02 | -14,5 | 750 | -21,0 |
| 4. ВГ-207 | Мелкозернистый гранит | « | 0,29 | 0,22 | -16,5 | 650 | -23,3 |
| 5. ЧГ-28 | Пегматит | « | | 0,28 | -15,5 | 650 | -23,5 |
| 6. 38/135С | Гранодиорит | Пироксен | 0,30 | | | 900 | -16,6 |
| 7. « | « | Биотит | 0,30 | 0,22 | -13,5 | 800 | -19,3 |
| 8. ЧГ-594 | Гранит | Амфибол | 0,75 | 0,01 | | 800 | 21,5 |
| 9. « | « | Биотит | 0,75 | 0,12 | -14,8 | 750 | -20,0 |
| 10. ВГ-769 | Кварц-поровые жилы | « | | 0,31 | -13,5 | 700 | -21,5 |
| 11. СПИ-300-20 | Грейзен | Хлорит | | 0,36 | | 500 | -25 |
| 12. 5/175 | « | Касситерит | | | | 500 | -25 |
| 13. БГ-63 | Гранит | Биотит | 0,20 | 0,12 | -16,5 | 700 | -21,8 |
| 14. БГ-108/1 | Пегматит | « | | 0,31 | -19,0 | 500 | -25 |
| 15. ГН-1 | Лейкогранит | « | 10 | 0,60 | (?) | (?) | -23,5 |

Примечание. 1—12 — гранитоиды и постмагматические образования Комсомольского рудного района (Хабаровский край): 1—5 — чалбинский интрузивный комплекс, 6—9 — силинский интрузивный комплекс мяо-чанской серии по [6]; 10—12 — зоны минерализации в гранодиоритах силинского комплекса на месторождении Солнечном; 13, 14 — Урмийский массив (Баджальская зона); 15 — северо-восточная часть Бурейнского массива, лейкогранит с касситеритсодержащим пегматитом (предположительно, харинский комплекс). Пропуск в таблице — отсутствие данных.

Таблица 2

Состав биотитов гранитоидов и связанных с ними постмагматических образований ильменитовой (ильменит-магнетитовой) серии

| Оксиды параметры | ЧГ-444 | ЧГ-151 | ЧГ-207 | ЧГ-28 | 38/135с | ЧГ-594 | ВГ-769 | БГ-63 | БГ-108/1 | ГН-1 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|----------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 34,70 | 34,68 | 35,40 | 33,80 | 35,90 | 33,40 | 36,48 | 34,85 | 34,52 | 35,90 |
| TiO ₂ | 4,32 | 4,60 | 3,82 | 4,80 | 3,33 | 4,05 | 1,20 | 3,01 | 2,88 | 2,00 |
| Al ₂ O ₃ | 14,25 | 14,47 | 13,95 | 14,52 | 12,47 | 14,35 | 13,55 | 13,85 | 15,10 | 16,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,40 | 0,51 | 5,28 | 5,02 | 4,30 | 4,30 | 5,02 | 3,40 | 8,00 | 10,98 |
| FeO | 22,97 | 24,09 | 24,07 | 18,00 | 19,32 | 21,60 | 16,63 | 28,65 | 25,95 | 18,25 |
| MnO | 0,32 | 0,43 | 0,57 | 0,11 | 0,24 | 0,18 | 0,15 | 0,57 | 0,57 | 0,47 |
| MgO | 5,79 | 7,13 | 3,86 | 9,38 | 11,63 | 10,50 | 13,84 | 1,86 | 0,86 | 0,70 |
| CaO | 0,66 | 0,98 | 0,87 | 0,52 | 0,55 | 1,05 | 0,30 | 0,12 | 0,08 | 0,46 |
| Na ₂ O | 0,36 | 0,33 | 0,14 | 0,05 | 0,19 | 0,24 | 0,58 | 0,15 | 0,15 | 0,10 |
| K ₂ O | 7,68 | 7,98 | 7,76 | 8,10 | 8,64 | 8,70 | 8,70 | 8,82 | 8,59 | 9,96 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,95 | 0,00 | | не ан. | | не ан. | не ан. | не ан. | не ан. |
| H ₂ O | 3,14 | 2,56 | 3,82 | | 2,93 | 3,00 | 0,00 | 3,01 | 2,57 | 0,48 |

Примечание. Привязка проб в табл. 1. Анализы выполнены в лаборатории спектрохимических методов ДВГИ ДВО АН СССР.

полях — высокой положительной магнитной аномалией. По большому числу параметров эти граниты относятся к I-типу.

Как петрохимические и минералогические аналоги этих гранитоидов нами исследовались граниты некоторых массивов тыловой зоны Сихотэ-Алинского вулканического пояса (табл. 1, №№ 10—13), с которыми связана золотая минерализация. Гранитоиды мяо-чанской серии подробно охарактеризованы в публикациях [5, 7, 17]. По нашим представлениям,

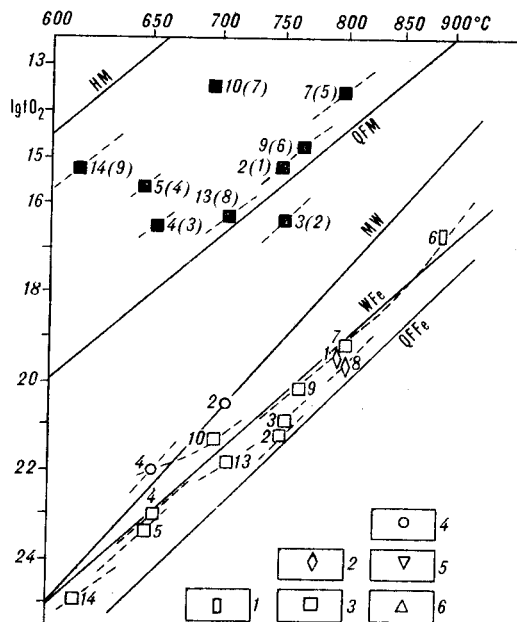


Рис. 1. Диаграмма окислительно-восстановительного состояния породобразующих минералов гранитоидов ильменитовой серии.

Здесь и на последующих рисунках: 1 — пироксен, 2 — амфибол, 3 — биотит, 4 — кварц, 5 — калиевый полевой шпат, 6 — магнетит. Сплошными линиями показаны буферные равновесия: HM — гематит-магнетит, QFM — кварц-фаялит-магнетит, MW — магнетит-вюстит, WFe — вюстит-железо; пунктирными — тренды буферирования в эксперименте, а также при расчетах для изменяющихся температуры и давления. Номера у точек — номера проб в табл. 1,3; в скобках — номера в табл. 2,4. Здесь и на рис. 2. залитые знаки — расчетные данные по составу минерала, а также составу флюидов из них, светлые — по результатам непосредственного измерения в минералах. Фугитивность кислорода (fO₂) — в атм.

в ней объединены три парагенных магматических комплекса, каждый из которых имеет в интрузивной фации граниты и отличается металлогенической специализацией [6].

Пурильский комплекс калинаторовых биотит-роговообманковых гранитоидов (преимущественно гранодиориты и адамеллиты), в аксессуарной части которых присутствуют магнетит и, в меньшей мере, ильменит, обнаруживает признаки специализации по меди и молибдену.

Силинский габбро-монцодиорит-гранитный комплекс (преобладают монцодиориты и монцогранодиориты), с которым большинство исследователей связывают оловянную минерализацию района, рассматривается нами как представитель ильменитовой серии. К этой же серии, по-видимому, относятся и граниты чалбинского комплекса, с которым в районе связана слабая редкометалльно-оловянная минерализация.

Особенности петрохимии и рудной минерализации этих трех близких по времени формирования (110—80 млн лет) магматических комплексов в достаточной мере удовлетворительно, по нашему мнению, объясняются известной моделью образования оловоносных магм [1, 2]. В соответствии с ней первые два — производные глубинных («мантийных») расплавов (I-тип), третий — коровый палингенный (S-тип). Для большей достоверности получаемых характеристик гранитоидных серий дополнительно к указанным выше геологическим объектам в экспериментах использовались биотиты из оловоносных гранитов Урмийского массива (Баджалская вулканическая зона, ильменитовая серия), а также гранитов Джелтулакского (восточная часть Станового хребта [13]) и Тонумского (Эзопская вулканическая зона) массивов.

Результаты исследования (рис. 1, 2) позволяют говорить о том, что исходное окислительно-восстановительное состояние гранитоидных расплавов обеих магматических серий характеризуется как весьма восстановленное и, в основном, контролируется буферной реакцией вюстит — железо. При этом для гранитоидов ильменитовой серии восстановленное состояние системы сохранялось в течение всего магматического этапа ее эволюции. Близкие величины фугитивности кислорода установлены по результатам исследования биотита из разных интрузивных фаз — от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и пегматитов (см. табл. 1, 2; рис. 1), а также других минералов, для которых можно предполагать сближенную, но не одновременную кристаллизацию на магматическом этапе. Исследование биотита, хлорита, касситерита из образований ран-

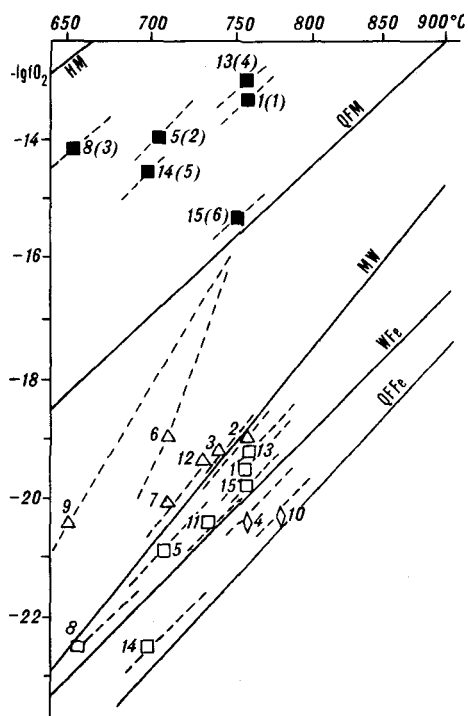


Рис. 2. Диаграмма окислительно-восстановительного состояния породообразующих минералов из гранитоидов магнетитовой серии.

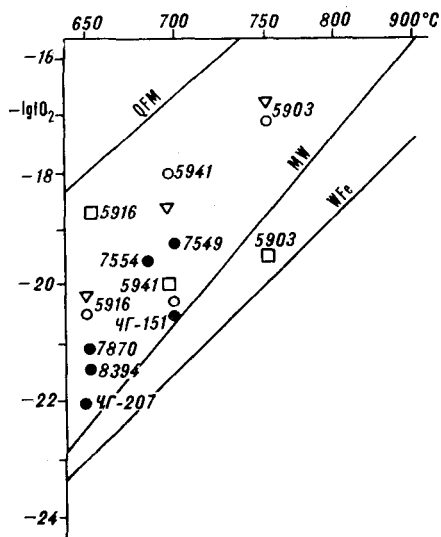


Рис. 3. Диаграмма окислительно-восстановительного состояния флюидов из породообразующих минералов гранитоидов. Пробы 5903, 5916, 5941 — гранитоиды Забайкалья [11], остальные — гранитоиды мяо-чанской (ильменитовой) серии по [8].

него постмагматического этапа показывает, что и здесь степень окисленности системы едва достигала буфера QFM.

Для гранитоидов магнетитовой серии условия восстановленности, равные с ильменитовой серией, фиксируются только при исследовании роговой обманки. Бiotит же из этих пород показывает состояние более высокой окисленности (табл. 3, 4, см. рис. 2), а магнетит фиксируется на буфере MW (т. е. на низкокислородной границе своей устойчивости) как наиболее окисленный из исследованных минералов. При этом линии буферирования магнетитов из проб гранитов Ольгинского массива (приморская серия), отобранных в непосредственной близости от связанного с ними магнетитового скарна, направлены по косой от буфера MW к буферу QFM и далее к HM. Это могло быть обусловлено неоднородностью материала пробы, присутствием в ней магнетита разных генераций. Однако сам факт появления таких высокоокисленных магнетитов указывает направление дальнейшей эволюции системы с возрастанием кислородного потенциала.

Экспериментальные результаты не согласуются с оценками окислительно-восстановительного состояния изученных гранитоидов по составу биотитов [26] (величины fO_2 по этим данным значительно выше определенных методом ЭДС и близки к равновесию QFM), но они подтверждают редокс-состоянием флюидов из газово-жидких включений в кварцах гранитов мяо-чанской серии [8] (рис. 3). Наиболее показательным здесь положение фигуративных точек тех проб, которые использованы и в нашем исследовании. Расположенные на линии буферной реакции MW, они фактически совпадают с результатом, полученным нами при исследовании биотита. Еще более восстановленное состояние гранитоидных систем зафиксировано Ф. А. Летниковым с соавторами при исследовании состава флюидов непосредственно в биотитах [11]. Приведенное на рис. 3 положение фигуративных точек (пробы 5903, 5941), рассчитанное по данным указанных авторов, показывает наибольшую по сравнению с другими исследованными минералами восстановленность флюида из биотита, отвечающую буферным реакциям MW и WFe.

Параметры кристаллизации минералов из гранитоидов магнетитовой серии

| Номер пробы | Порода | Минерал | Fe ₂ O ₃ /FeO (порода) | Fe ₂ O ₃ /FeO (минерал) | lgfO ₂ по [19] | Температура по [19] | lgfO ₂ (метод ЭДС) |
|-------------|-----------------------|----------|---|--|---------------------------|------------------------|----------------------------------|
| 1. В-456 | Гранодиорит | Биотит | 0,22 | 0,15 | -13,5 | 750 | -19,5 |
| 2. В-427 | » | Магнетит | 0,22 | | | Около 750 | -19,0 |
| 3. В-720 | Гранит | » | 0,61 | | | Около 700 | -19,5 |
| 4. ГВ-431 | » | Амфибол | 0,73 | | | 750 | -21,0 |
| 5. ГВ-431 | » | Биотит | 0,73 | 0,34 | -14,0 | 700 | -20,0 |
| 6. ГВ-431 | » | Магнетит | 0,73 | | | Около 700 | -17,0 |
| 7. В-805 | » | » | 0,51 | | | Около 700 | -20,0 |
| 8. ГВ-432 | Мелкозернистый гранит | Биотит | ~1,6 | 0,37 | -14,3 | 650 | -22,5 |
| 9. ГВ-432 | » | Магнетит | ~1,6 | | | Около 650 | -20,5 |
| 10. АГ-442 | Гранодиорит | Амфибол | 0,47 | 0,42 | | 750 | -20,3 |
| 11. АГ-442 | » | Биотит | 0,17 | 0,26 | -13,0 | 730 | -20,5 |
| 12. АГ-442 | » | Магнетит | 0,17 | | | 700 | -19,5 |
| 13. ГВ-158 | Гранодиорит | Биотит | 0,88 | 0,29 | -12,5 | 750 | -19,2 |
| 14. М-2117 | Гранит | « | 0,55 | 0,30 | -14,5 | 650 | -22,5 |
| 15. НТ-413 | » | « | ~0,50 | 0,14 | -15,0 | 750 | -19,8 |

Примечание. Здесь далее пробы с индексом В — Валуи Г. А. [3]. 1—9 — гранитоиды приморской серии; 1, 4—9 — Ольгинский, 2, 3 — Владимирский массивы; 10—13 — гранитоиды тыловой зоны Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 10—12 — Присковый, 13 — Порубский массивы; 14 — Тонумский массив (Эзопская вулканическая зона); 15 — Джелтулакский массив (хребет Становой) [14].

В природе, и это вполне естественно, наблюдаются значительные отклонения от выявленных закономерностей. Например, биотит магнетит-содержащих аплитовых гранитов Тонумского массива (проба М-2117, см. табл. 3, 4) показал в эксперименте высокую восстановленность, в то время как биотит оловоносных гранитов северо-восточной окраины Бурейнского массива (см. табл. 1, 2; проба ГН-1) по результатам химического анализа оказался значительно окисленным, хотя в эксперименте его редокс-состояние близко к буферу MW. Причины таких отклонений могут быть выявлены только в результате дополнительных исследований. Несомненно, что большую роль в достижении любым минералом и гранитоидной системой в целом того или иного состояния окисленности играют постмагматические, в том числе гипергенные, процессы. Но все-таки решающими, по нашему мнению, являются условия генерации и кристалли-

Таблица 4

Состав биотитов гранитоидов магнетитовой серии

| Оксиды | В-456 | ГВ-431* | ГВ-432* | ГВ-158 | М-2117 | НТ-413 |
|--------------------------------|-------|---------|---------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 36,14 | 33,19 | 34,19 | 35,6 | 34,82 | 35,94 |
| TiO ₂ | 3,22 | 3,87 | 3,67 | 4,34 | 3,93 | 2,38 |
| Al ₂ O ₃ | 13,59 | 13,83 | 11,89 | 12,82 | 13,70 | 14,77 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,87 | 6,80 | 6,30 | 4,59 | 5,24 | 2,62 |
| FeO | 18,42 | 19,80 | 17,10 | 15,05 | 19,12 | 17,94 |
| MnO | 0,63 | 0,47 | 0,56 | 0,30 | 0,68 | 0,47 |
| MgO | 11,42 | 10,22 | 10,20 | 15,04 | 9,38 | 10,60 |
| CaO | 0,55 | 0,20 | 0,50 | 1,74 | 0,49 | 0,86 |
| Na ₂ O | 0,36 | | | 0,17 | 0,30 | 0,22 |
| K ₂ O | 7,20 | | | 7,37 | 8,22 | 8,64 |
| P ₂ O ₅ | 0,38 | | | н. о. | 0,41 | 0,28 |
| H ₂ O | 3,69 | | | 2,38 | 3,29 | 0,50 |

Примечание. * — содержания окисного и закисного железа рассчитаны по результатам ядерного магнитно-резонансного исследования. Привязка проб в табл. 3.

зации магматических расплавов. Для Баджальской и Мао-Чанской вулканических зон, расположенных в обрамлении жесткой структуры Бурейнского кратона, результатами уже цитировавшихся петрохимических, а также геофизических исследований установлены связь с глубинными («мантийными») палеоочагами, наличие долгоживущих, достигающих верхней мантии, тектонических структур. Вполне оправдано предположение, что высокая восстановленность режима гранитообразования обусловлена здесь постоянством подтока глубинного восстановленного флюида и относительной закрытостью системы в отношении экзогенных факторов. Прямым указанием на участие таких флюидов в процессах магмо- и рудообразования в оловорудных районах рассматривается [18] проявление здесь титанисто-углеродистых (графит-ильменитовых) метасоматитов с аксессуарными самородных железа, алюминия, олова и др. Геотектоническая позиция гранитоидов приморской серии, расположенных на значительном удалении от древних кристаллических структур, по-видимому, исключала либо в значительной мере ослабляла влияние факторов, определявших восстановительные условия кристаллизации расплавов. Выявление всех этих особенностей может быть задачей дальнейшего исследования.

Исходя из полученных результатов, можно констатировать, что:

1. Гранитоиды ильменитовой и магнетитовой серий являются системами в значительной мере более восстановленными, чем это представлялось ранее.

2. Кристаллизация и тех, и других, судя по редокс-состоянию наиболее ранних из исследованных нами минеральных фаз (пироксен, амфибол), начиналась в условиях восстановленности, близкой к буферной реакции вюстит — железо.

3. Высоковосстановленное состояние гранитоидных систем ильменитовой серии сохраняется без значительного изменения на магматическом и раннем постмагматическом этапах, в то время как в магнетитовой серии процесс кристаллизации гранитоидов сопровождается ростом окислительного потенциала.

4. Металлогенические особенности гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий согласуются с особенностями эволюции исследованного параметра их образования. В то же время очевидно, что существенное различие в поведении рудных элементов в этом процессе, обусловленное разной фуггитивностью кислорода, при установленном характере эволюции может проявиться лишь на заключительной стадии развития гранитоидных систем. Это необходимо учитывать при разработке и использовании геохимических критериев оценки рудоносности гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Дурасова Н. А. О роли магматизма в формировании и размещении месторождений олова и золота в советской части Тихоокеанского рудного пояса // Геохимическая модель земной коры в зонах перехода от континента к Тихому океану. — Владивосток, 1982. — С. 4—11.
2. Барсуков В. Л., Бакулин Ю. И., Волосов А. Г. и др. Геодинамические и петрогеохимические принципы прогноза рудоносности Дальнего Востока // Геохимия. — 1985. — № 8. — С. 1078—1089.
3. Валуц Г. А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. — М.: Наука, 1979.
4. Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
5. Гоневчук В. Г., Хомич В. Г., Гвоздев В. И. и др. Особенности состава рудоносных магматических формаций // Рудные формации вулканоплутонических поясов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1989. — С. 35—87.
6. Гоневчук В. Г., Гоневчук Г. А. О металлогенической специализации интрузивных пород Комсомольского оловорудного района // Рудоносность Дальнего Востока/ ДВО АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 63—70.
7. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. — М.: Наука, 1967.

8. *Князева С. Н., Гоневчук В. Г., Кригман Л. В. и др.* Оценка состава дорудных флюидов Комсомольского оловорудного района // Минералообразование, флюиды и рудогенез.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 191—197.
9. *Коренбаум С. А., Стрижкова А. А., Валуи Г. А., Иванова В. Л.* Петрохимические особенности гранитоидов мезозойских складчатых областей Дальнего Востока // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород.— Владивосток, 1975.— С. 33—76.
10. *Коржинский Д. С.* Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 288, № 4.— С. 948—950.
11. *Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимура Т. П.* Флюидный режим гранитообразования.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981.
12. *Маракушев А. А.* Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования // Современные методики петрологического исследования.— М.: Наука, 1976.— С. 11—29.
13. *Мишин Л. Ф., Петухова Л. Л.* Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 4.— С. 69—75.
14. *Назаров М. Н.* Минералого-геохимические критерии корреляции гранитоидов восточной части хребта Станового: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1983.
15. *Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород.— М.: Наука, 1975.
16. *Романовский Н. П.* Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР // Сов. геология.— 1976.— № 12.— С. 64—74.
17. *Руб М. Г., Павлов В. А.* Вулканоплутонические ассоциации Комсомольского оловорудного района // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР.— М.: Наука, 1982.— С. 185—201.
18. *Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П.* Графит-ильменитовая минерализация в оловорудных узлах Приморья как индикатор мантийных газовых струй // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 3.— С. 108—112.
19. *Трошин Ю. П., Гребенчикова В. И., Антонов А. Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии рудоносности.— Л.: Наука, 1981.— С. 73—83.
20. *Ферштатер Г. Б., Воробина Н. С., Чашукина В. А.* Феррофации гранитоидов // Геохимия.— 1978.— № 2.— С. 147—160.
21. *Arculus R. J., Delano J. W.* Intrinsic oxygen fugacity measurements: techniques and results for FeO spinels from upper mantle peridotites and megacryst assemblages // Geochim. Cosmochim. Acta.— 1981.— V. 45.— P. 899—913.
22. *Ishihara S.* Significance of the magnetite-series and ilmenite-series of granitoids in mineral exploration // Proc. 5th Quadrenn. IAGOD Symp., Utah, 1978. V. 1.— Stuttgart, 1980.— P. 300—312.
23. *Sato M.* Electrochemical measurements and control of oxygen fugacity and gaseous fugacities with solid electrolyte sensors // Research techniques for high pressure and high temperature.— N. Y.: Springer-Verlag.— 1971.— P. 43—101.
24. *Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S.* Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids // Mining Geology Special Issue.— 1980.— N 8.— P. 13—28.
25. *Ulmer G. C., Rosenhauer M., Woermann E. et al.* Applicability of electrochemical oxygen fugacity measurement to geothermometry // Amer. Miner.— 1976.— V. 61, N 7/8.— P. 653—660.
26. *Wones D., Eugster H.* Stability of biotite: experiment, theory and application // Ibid.— 1965.— V. 50, N 9.— P. 1228—1272.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
16 апреля 1991 г.

УДК 553.07 + 550.834

Н. П. Романовский, В. А. Бормотов

О ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ КОМСОМОЛЬСКОГО И БАДЖАЛЬСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

На основе анализа широкого комплекса геолого-геофизических данных рассматриваются вопросы, связанные с исследованиями глубинной структуры Комсомольского и Баджальского оловорудных районов. Показана высокая эффективность сейсмического метода обменных волн землетрясений при изучении таких объектов. Предложена концентуальная модель эволюции литосферы в областях развития гранитоидных рудно-магматических систем тихоокеанского типа.

Исследования глубинного строения рудоносных площадей актуальны, поскольку они позволяют выявить глубинные, первопричинные закономерности формирования и размещения месторождений эндогенного типа. Особый интерес могут представлять геофизические данные, фиксирующие глубинные корни рудно-магматических систем (РМС), эволюция которых обуславливает формирование рудных районов и месторождений [5—7, 13].

Рядом исследователей показано, что если под РМС понимать геологические тела различных иерархических классов, основными компонентами которых являются рудоносные магматиты состава диориты — граниты, андезиты — риолиты и сопутствующее им оруденение, то глубинными критериями их выделения и изучения следует считать:

наличие в средней части коры зон разуплотненного, низкоскоростного вещества, устанавливаемых по гравиметрическим и сейсмическим данным. Этот фактор обеспечивает внутрикоровую локализацию наиболее значительных масс гранитоидного вещества или близких им по рассматриваемым характеристикам «гранитизированных» вмещающих пород;

наличие под внутрикоровыми «гранитоидными» телами зон разуплотнения вещества в нижней части коры и верхней мантии, коррелирующихся с зонами низкоскоростной «разогретой» мантии. Это позволяет экстраполировать корни РМС на более глубокие литосферные уровни;

связь зон разуплотненной и низкоскоростной литосферы с участками повышенной электропроводности, выявляемыми электромагнитными методами и фиксирующими очаги или горизонты частичного плавления вещества.

История специализированного изучения рудных районов на Дальнем Востоке с помощью таких глубинных методов, как ГСЗ, МОВЗ, МТЗ, насчитывает не более двух десятков лет; естественно, что их эффективность пока еще далеко недостаточна.

В последние годы важную роль в изучении глубинного строения рудных районов Дальнего Востока играют сейсмические исследования МОВЗ. Результатам таких исследований в Комсомольском, Баджальском и смежных районах, рассматриваемым в общем комплексе геолого-геофизических работ, и посвящена настоящая статья.

Результаты исследований методом ГСЗ в указанных районах [11], несмотря на рекогносцировочный характер, позволили получить первые представления о сейсмической модели региона и послужили репером для сейсмогравитационных [3, 4] и комплексных геолого-геофизических моделей [13—15]. В основу глубинных построений закладывались данные о

плотностных и скоростных неоднородностях коры и мантии рудных районов, которые позволили выявить наличие многоуровневных по вертикали структур разуплотнения. Поскольку в практике интерпретации результатов глубинных исследований наиболее тесно (через известные корреляционные связи между плотностью и скоростью) соотносятся гравиметрические и сейсмические данные, материалам работ МОВЗ последних лет уделено наибольшее внимание.

Полевые исследования МОВЗ сочетали профильные работы с расстоянием между точками 5—15 км и площадные работы с густотой сети 2—4 км. Обработка и интерпретация данных проводилась с помощью автоматизированного пакета МОВЗБОЛ [2] и частично с помощью «ручной» обработки (данные ранних работ МОВЗ). В основе методики положено совместное использование проходящих обменных волн типа *PS* и краткотраженных волн типа *PPP*, выделение которых осуществлялось на основе поляризационного анализа сейсмограмм. На сейсмических разрезах границы раздела идентифицируются как нормальные (скорость с глубиной возрастает) и инверсные (скорость уменьшается). Это позволяет не только сопоставлять структурные элементы, выделенные по данным МОВЗ и ГСЗ, но и устанавливать местоположение многоуровневных зон пониженной скорости, т. е. зон глубинного разуплотнения в коре и верхней мантии. Достаточно четко зафиксировались зоны глубинных разломов (зоны потери корреляции сейсмических границ).

Рассмотрим комплексную геолого-геофизическую модель РМС, формирующей широко известный Комсомольский рудный район [13]. Геологические объекты района на поверхности выражены Чалбинским и Силинским массивами, а также серией более мелких тел позднемезозойских гранитоидов и коагматичных им вулканитов, которым сопутствуют многочисленные, главным образом, оловянные месторождения и рудопроявления (рис. 1). Экстремумы развития магматизма и оруденения не симметричны: первые тяготеют к Чалбинской, вторые — к Силинской интрузиям. Характерные участки этих кривых, а также кривые рельефа дневной поверхности определяют внешние границы РМС. Представляется, что развитие последней происходило за счет существенного разуплотнения глубинных горизонтов литосферы (см. кривую силы тяжести) и выталкивания к поверхности глубинных геологических образований при одновременном формировании возвышенных поверхностей рельефа дневной поверхности.

Количественная интерпретация гравиметрических данных [4] позволяет предположить общее разуплотнение блока литосферы, близко отвечающего границам РМС, на величину $0,05 \text{ г/см}^3$ до глубин порядка 50 км (см. рис. 1). В верхней части разреза можно ожидать наличие «батолита» гранитоидного состава с дефицитом плотности — $0,15 \text{ г/см}^3$, что не противоречит представлениям Э. Н. Лишневого [8]. По материалам ГСЗ выделяется ряд блоков, где понижение значений пластовых скоростей достигает $0,3—0,8 \text{ км/с}$ [11], что в общем случае может соответствовать разуплотнению пород на $0,05—0,15 \text{ г/см}^3$. По данным Ю. Я. Ващилова и Э. Л. Рейнлиба, дефицит плотности вещества под Комсомольской РМС на глубине 40 км равен $0,05—0,07 \text{ г/см}^3$, на глубине 60 км — $0,04 \text{ г/см}^3$.

По данным МОВЗ в коре и, реже, верхней мантии устанавливаются многочисленные локальные зоны инверсий скоростей сейсмических волн, отождествляемые с наличием пород, имеющих пониженную плотность. При этом 85 % локальных зон разуплотнения (МОВЗ) и 75 % аналогичных зон (ГСЗ) располагаются в контуре блока общего разуплотнения литосферы, который аппроксимируется по гравиметрическим материалам как показано на рис. 1.

По данным Ю. С. Бретштейна [15], глубины гипотетических очагов мантийных расплавов, определяемые по термомагнитным характеристикам долеритовых даек Комсомольского района, составляют 50—55 км; кровля низкоомного горизонта (метод МГЗ, данные Ю. В. Талтыкина [15]) фиксируется на глубине около 50 км. Следовательно, для Комсо-

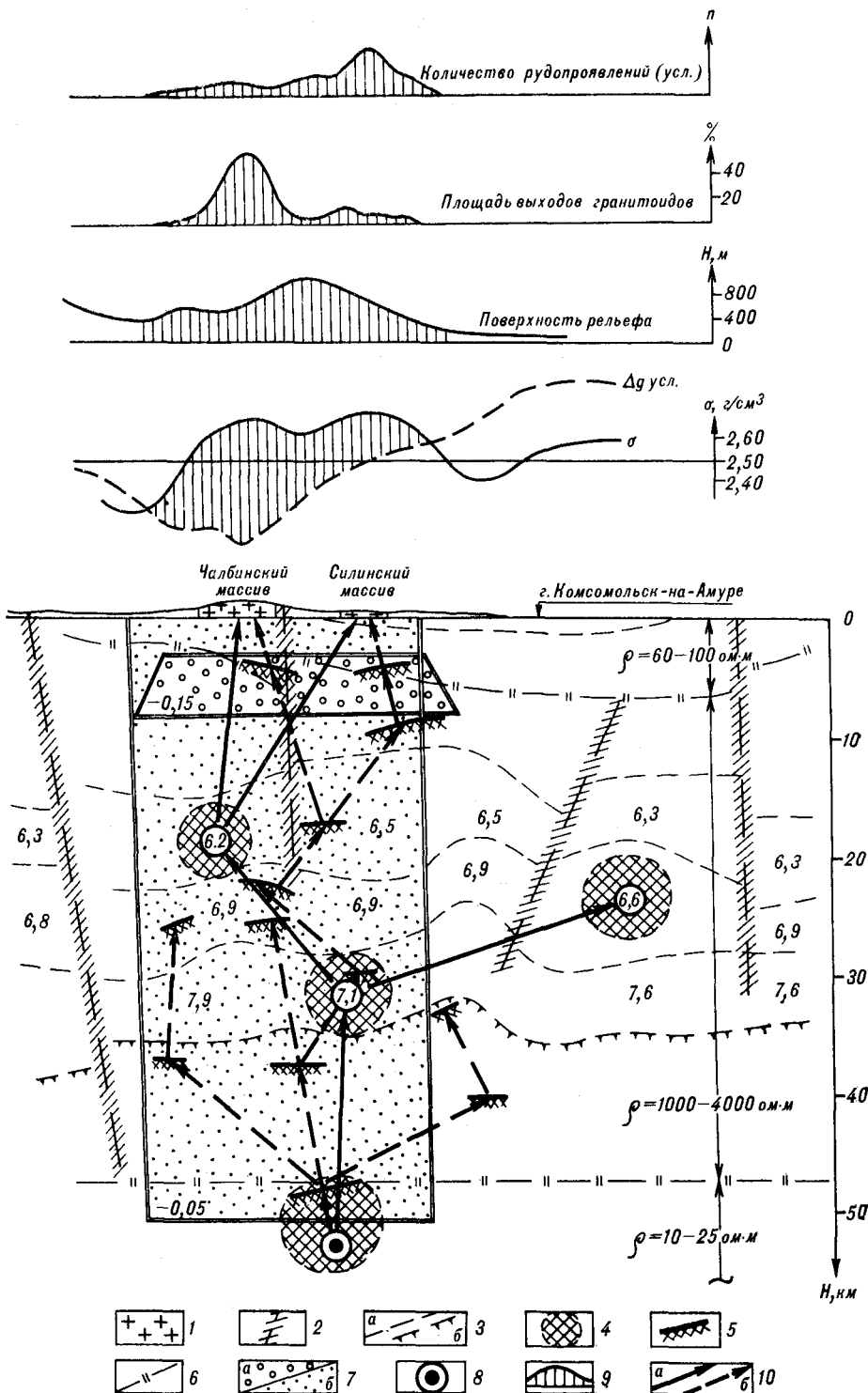


Рис. 1. Модель Комсомольской рудно-магматической системы.

1 — массивы мезозойско-кайнозойских гранитоидов; 2 — глубинные разломы; 3 — данные ГСЗ; а — сейсмические границы (цифры — значения пластовых скоростей, км/с), б — граница Мохоровичича; 4 — участки низкоскоростной (разуплотненной) коры и верхней мантии по данным ГСЗ; 5 — кровля зон пониженной плотности в коре и мантии по данным МОВЗ; 6 — границы геоэлектрических горизонтов (цифры — значения удельного электрического сопротивления); 7 — блоки разуплотненной литосферы по гравиметрическим данным; а — гранитоидный «батолит» при $\Delta\sigma = -0,15$ г/см³, б — зона глубинного разуплотнения вещества при $\Delta\sigma = -0,05$ г/см³; 8 — гипотетический магматический очаг по термомангнитным данным; 9 — графики геолого-геофизических характеристик, определяющие границы РМС на дневной поверхности; 10 — возможные варианты эволюции РМС: а — по данным ГСЗ, б — по данным МОВЗ.

мольской РМС скорее всего типичны мантийные уровни очагов «первичного» магмообразования при широком развитии в земной коре вертикально эшелонированных промежуточных магматических камер.

Общая схема развития РМС Комсомольского района в таком случае может быть представлена следующим образом. Дифференциация (сиализация) вещества верхней мантии под воздействием восходящих потоков тепловой энергии реализовывалась унаследованно как в пространстве (снизу вверх по наиболее ослабленным зонам), так и во времени (с омоложением каждой последующей составляющей). Основными временными реперами можно считать [10]:

| | |
|--|-------------------|
| «первичный» очаг магмообразования | — поздний мезозой |
| промежуточные очаги (батолиты) | — поздний мезозой |
| силинский и чалбинский эффузивные комплексы | — 130—90 млн лет |
| габброиды Силинского массива | — 113 млн лет |
| диориты, монцониты, гранодиориты и граниты | — 98—72 млн лет |
| серицитизированные и турмалинизированные породы рудных зон | — 95—72 млн лет |
| послерудные дайки | — нет датировок |
| излияния базальтов | — 25—14 млн лет |

Таким образом, магматогенно-рудные проявления Комсомольского района составляют прерывисто-непрерывный возрастной ряд от позднего мезозоя до четвертичного времени. Современная активность корневых частей Комсомольской РМС устанавливается по геофизическим данным и выражается в наличии низкоскоростной с пониженной плотностью и повышенной электропроводностью мантии на глубинах порядка 50 км.

В результате анализа глобальных гравиметрических и сейсмотомографических моделей Земли [9] установлено, что реализация магмо- и рудогенерирующих процессов в пределах Тихоокеанского пояса, вероятнее всего, обуславливается активным состоянием вещества в астеносферном (субастеносферном) слое; нижние кромки корневых частей планетарных и суперрегиональных РМС при этом могут достигать глубин 150—200 км. Представляется целесообразным оценить нижние кромки РМС, формирующих ряд рудных районов вдоль профиля Чегдомын — Комсомольск, т. е. в континентальной части Тихоокеанского пояса.

Сводный сейсмический разрез (рис. 2) аккумулирует материалы ГСЗ по профилю Свободный — Комсомольск [11] и данные профильных и площадных исследований МОВЗ на отрезке Чегдомын — Комсомольск [5] с некоторыми авторскими дополнениями В. А. Бормотова. По методике отображения и в содержательном плане рис. 1 и 2 практически идентичны; их различия заключаются лишь в более широком охвате территории, большей глубине освещения разреза и несколько большей схематичности Комсомольской РМС на втором рисунке.

По геологическим данным в пределах профиля устанавливаются три четко разграниченные в приповерхностных признаках РМС — Комсомольская, Баджалнская и Буреинская. Для каждого из сформированных ими рудных районов характерны экстремумы развития кислого магматизма, проявлений эндогенной металлогении и отчетливо выраженных воздыманий рельефа дневной поверхности (см. рис. 2). Во всех трех случаях устанавливается инверсия плотности, когда в целом повышенным значениям этого параметра на поверхностном срезе соответствуют контрастные гравитационные минимумы, свидетельствующие о разуплотнении более глубоких частей разреза.

Ограничителями каждой РМС в разрезе, как правило, являются субвертикальные зоны глубинных разломов, прослеживаемые по сейсмическим данным до глубины 40—45 км. Наибольший интерес с позиций глубинной дифференциации вещества представляет характер распределения инверсных зон. По материалам МОВЗ в пределах каждой РМС выделяется до десятка зон пониженной плотности, вертикально эшелонированных в интервале глубин 5—50 км; в промежутках между локальными РМС инверсные площадки обычно отсутствуют. На более глубоких уров-

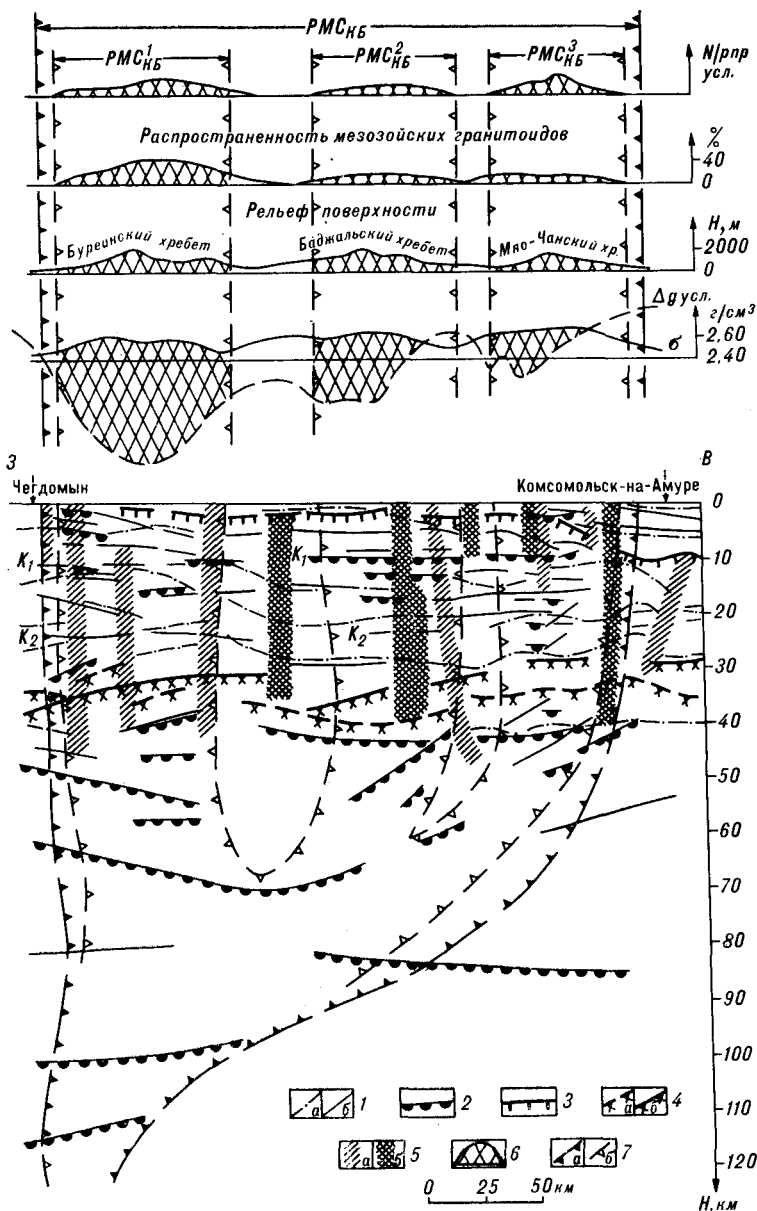


Рис. 2. Модель Комсомольско-Баджалско-Буреинской рудно-магматической системы. 1 — сейсмические границы: а — по данным ГСЗ, б — по данным МОВЗ; 2 — инверсные сейсмические границы (крылья зон пониженной плотности) по данным МОВЗ; 3 — крылья кристаллического фундамента по данным МОВЗ; 4 — граница Мохоровичича: а — по данным ГСЗ, б — по данным МОВЗ; 5 — глубинные разломы: а — по данным ГСЗ, б — по данным МОВЗ; 6 — графики геолого-геофизических характеристик, определяющие границы РМС на дневной поверхности; 7 — внешние границы рудно-магматических систем: а — региональной Комсомольско-Баджалско-Буреинской, б — локальных систем, формирующих одноименные рудные районы.

нях протяженность таких площадок увеличивается, а по месту расположения они смещаются к западной части профиля. Максимальная глубина инверсных поверхностей наблюдается под Буреинской РМС и достигает 100—110 км. Контрастное «ступенчатое» понижение уровня гравитационного поля с востока на запад хорошо коррелируется с сейсмическими данными и показывает общую направленность развития региональной Буреинско-Баджалско-Комсомольской РМС в разрезе литосферы. Отметим, что и рудно-формационная зональность (от существенно кварц-касситеритовой в Буреинском районе до сульфидно-касситеритовой в Комсомольском районе) может найти свое объяснение в пространственно-временных

(снизу вверх и с запада к востоку) соотношениях эволюционного развития всех трех рудно-магматических систем. Не исключено [9], что в описываемой ситуации корни РМС не зафиксированы на всю глубину их проникновения в литосферу. Тем не менее достигнутая глубинность МОВЗ позволила не только детально рассмотреть структуру и определить позицию каждой из локальных РМС, но и впервые предложить для рассматриваемого региона концептуальную модель развития литосферы в одной из областей мезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации.

По данным ГСЗ здесь можно выделить несколько границ раздела между структурными этажами, которые характеризуются различными скоростными признаками. На глубинах около 10 км отмечена граница K_1 , выше которой фиксируются корни приповерхностных геологических структур, особенно отчетливо проявляемые на участках детализации геофизических наблюдений, а ниже этой границы в разрезе начинается преобладать субгоризонтальная расслоенность разреза (см. рис. 2). Средняя часть коры между границами K_1 и K_2 характеризуется преобладанием субгоризонтальных разделов и повышенным количеством инверсных поверхностей. Поверхность Мохо, по данным МОВЗ, залегает на глубинах 30—36 км, т. е. несколько выше, чем по данным ГСЗ (35—40 км). Структурной особенностью нижней части коры — между границами K_2 и M — является то, что здесь наряду с субгоризонтальными сейсмическими границами все больше начинают проявляться наклонные границы МОВЗ, незначительные по простиранию. Последние не коррелируются с горизонтальными границами, выделяемыми по ГСЗ. Инверсные границы для этого интервала глубин не характерны. Еще глубже — от 35—40 км до 70 км — разрез литосферы резко меняется: четко устанавливается встречное (западное в восточной части профиля и восточное — в западной части) падение сейсмических границ. Протяженность границ существенно увеличивается, а в их числе явно преобладают инверсионные площадки МОВЗ.

Полученные данные можно проинтерпретировать следующим образом. В интервале глубин 40—70 км сейсмическими методами зафиксирована лополитообразная структура аномальной мантии. Верхние горизонты этого тела охватывают самые низы земной коры, а нижние формируют ее воронкообразное замыкание, располагающееся между корневыми частями Буреинской и Баджальской РМС на глубинах около 70 км. Аномальность верхней мантии здесь может идентифицироваться по значительному количеству вертикально эшелонированных инверсных площадок. Не исключено, что мы имеем дело с одной из ловушек «горячей мантии, расположенной под корой в тектонически активных областях» [4] и обеспечивающей формирование активного магматизма на орогенном этапе развития геологических сооружений Приамурья [13]. В этом случае инверсные площадки на горизонтах 100—110 км, выявленные в западной части профиля, должны определять возможное положение подводящего канала из очагов еще более глубинной дифференциации вещества Земли.

Для нижней коры, судя по отсутствию в ней инверсных площадок, промежуточные очаги плавления (зоны разогретого вещества с пониженной скоростью и плотностью) не характерны. Вероятнее всего, они смещаются вверх по разрезу, охватывая уровни глубин 10—25 км, т. е. участки коры с теоретически наиболее благоприятными условиями гранитообразования [12]. Повышенные количества инверсных площадок подтверждают наличие здесь промежуточных магматических очагов в пределах каждой РМС. В самой верхней части разреза — на глубине 10 км — фиксируются не гипотетические объекты, а совершенно очевидные корни приповерхностных геологических структур: гранитоидных батолитов, вулканотектонических депрессий и других тектономагматических структур. Общий ход эволюции Буреинской, Баджальской и Комсомольской РМС достаточно близок во временных и вещественных проявлениях: ловушка «горячей мантии» — излияния и интрузии кислых и средних магматитов — эндогенное оруденение — дайковый комплекс — излияния платобазальтов.

Таким образом, рассмотренные материалы позволили: 1) предложить концептуальную модель эволюции литосферы в областях повышенной тектономагматической активности на этапе позднего мезозоя — кайнозоя, 2) оценить условия развития и глубинную структуру ряда локальных, существенно гранитоидного состава рудно-магматических систем тихоокеанского типа, 3) установить высокую эффективность сейсмического метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) в общем комплексе геолого-геофизических исследований при изучении объектов рассматриваемого типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. — М.: Наука, 1979.
2. Бормотов В. А., Лунева М. Н., Овчинников В. Е. Проблемы применения цифровых методов обработки и сейсмомоделирования в МОВЗ // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 2. — С. 81—96.
3. Брянский Л. И., Подгорный В. Я. Гравитационная модель глубинного строения земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 5. — С. 76—81.
4. Брянский Л. И. Стандартные гравитационные модели земной коры/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
5. Брянский Л. И., Бормотов В. А., Ахмадулин В. А. и др. Глубинная структура Комсомольско-Баджальского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. — М.: Недра, 1990. — С. 294—306.
6. Бурьянов Б. В., Гордиенко В. В., Кулик С. М., Логвинов И. М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. — Киев: Наук. думка, 1983.
7. Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1983.
8. Лишневский Э. Н. Глубинное строение Комсомольского района по геофизическим данным // Геология рудн. месторождений. — 1980. — Т. 22, № 6. — С. 37—46.
9. Маслов Л. А., Романовский Н. П. Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим признакам // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 3. — С. 3—24.
10. Онихимовский В. В., Гаврилов В. И. Оловоносность Дальневосточного региона СССР/ДВНЦ АН СССР. — Хабаровск, 1985.
11. Потапов С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 43—53.
12. Раген Э. Геология гранита. — М.: Недра, 1979.
13. Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. — М.: Наука, 1987.
14. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. — М.: Наука, 1984, 220 с.
15. Тузов И. К., Бакулин Ю. И., Бормотов В. А. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 4. — С. 54—57.

ИТиг ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
5 мая 1991 г.

УДК 551.243.6 : 551.24.035 + 551.24.052

А. Н. Пересторонин

О СТРОЕНИИ И МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТОЛБООБРАЗНЫХ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН В УЗЛАХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ РАЗРЫВОВ

(на примере Хинганского месторождения)

По взаимоотношениям пересекающихся разрывов выделены три типа разрывных узлов. Детально охарактеризовано строение узлов со взаимным и одинаковым по знаку смещением по разрывам в плоскости, перпендикулярной линии их пересечения, — именно в этих узлах наблюдаются столбообразные ослабленные зоны. Обсуждается механизм формирования последних и некоторые геометрические их характеристики. Рассматриваемые узлы предлагается называть дилатантными разрывными узлами. Отмечается несоответствие ширины наблюдаемых в таких узлах трубообразных пустот амплитуде перемещения, приводившего к их образованию, что связывается с обрушением обломочного материала, возникшего при дроблении пород в узлах в процессе перемещения по разрывам.

Одной из типичных структурных позиций столбообразных тел являются узлы пересечения разрывных нарушений. Они контролируют вулканические жерла [2], трубчатые тела брекчированных пород, относимые к трубкам взрыва [2, 7, 9, 10, 15], рудные столбы [4]. Принято считать, что узлы пересечения разрывов представляют собой ослабленные зоны, благоприятные для внедрения подвижных фаз: породы в них характеризуются повышенной трещиноватостью и брекчированностью [4, 9, 12]. Однако строение подобных узлов и механизм образования в них ослабленных зон, предопределяющих формирование столбообразных тел, остаются не выясненными. Действительно, в природе существует множество узлов пересечения нарушений, в которых столбообразных тел нет, т. е. далеко не в каждом узле существовала ослабленная зона, пронизываемая для подвижных фаз. Почему же в одних узлах пересечения нарушений возникают такие зоны, а в других — даже находящихся рядом с ними — нет? Каковы отличительные особенности первых по сравнению со вторыми? В чем причина образования повышенной трещиноватости и брекчирования пород в таких узлах? И не связаны ли они с перемещениями по пересекающимся разрывам?

Эти вопросы возникли у автора при изучении структуры Хинганского оловорудного месторождения, контролирующегося узлом пересечения разрывных нарушений и представляющего собой столбообразную крутопадающую зону развития брекчий [3].

Однозначно ответить на поставленные вопросы для узла, контролирующего все месторождение, а также для любых других крупных разрывных узлов очень трудно, так как наблюдать их можно лишь в отдельных точках, а выделение любой крупной геологической структуры на основе ограниченного количества данных всегда содержит в себе элементы домысла (интерполяцию, экстраполяцию). Поэтому в качестве первого приближения к решению поставленных выше вопросов было детально изучено несколько десятков небольших и полностью наблюдаемых узлов пересечения тектонических нарушений в подземных горных выработках месторождения. При этом проводилось определение кинематического типа пересекающихся разрывов, амплитуды смещения по ним, взаимоотношений между разрывами и зарисовками структуры узла.

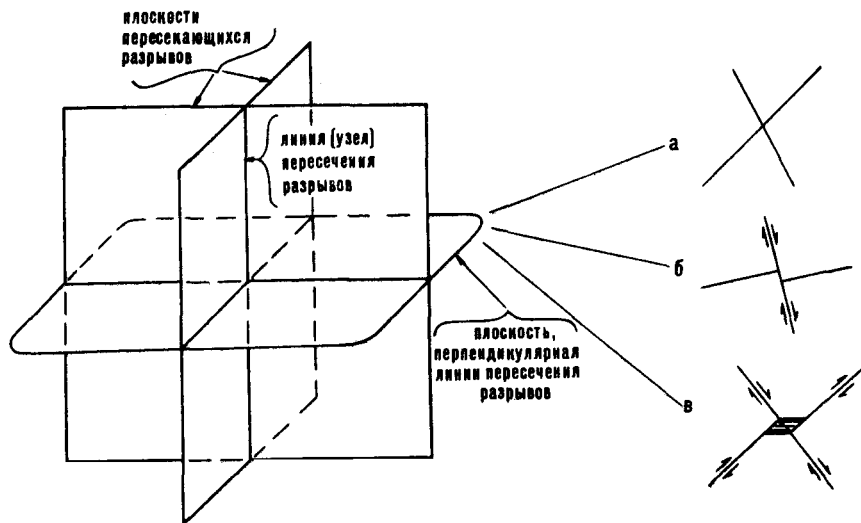


Рис. 1. Типы разрывных узлов.

а — без видимого смещения; б — со смещением по одному разрыву; в — со взаимным и одинаковым по знаку смещением.

По характеру взаимоотношений между пересекающимися разрывами в плоскости, перпендикулярной линии их пересечения (рис. 1), выделяется три типа узлов: а) пересечение разрывов без видимого смещения; б) со смещением одного разрыва другим; в) со взаимным и одинаковым по знаку смещением*.

В разрывных узлах первого и второго типов не наблюдается никаких признаков существования ослабленных зон: ни повышенной деформированности, ни следов гидротермальной деятельности. Интенсивная трещиноватость, раздробленность, метасоматическая проработка пород или жильная минерализация наблюдаются только в узлах третьего типа. В большинстве случаев такие узлы представлены пересечением двух субвертикальных лево- или правосторонних малоамплитудных сдвигов, хорошо доступных для наблюдения в кровле выработок. Чаще всего в этих узлах наблюдаются характерные сочетания сколовых трещин в форме параллелограмма (рис. 2). Один из разрывов, проходящий через короткую диагональ параллелограмма (ниже условно будем называть его первым), пересекает и смещает другой (далее — второй). Концевые участки последнего соединены оперяющими их кулисно расположенными короткими сколами, пересекающими (если их больше двух) первый разрыв и однозначно указывающими на направление и более позднее время смещения по второму разрыву (см. рис. 2, б, в). Последний, таким образом, сам пересекает и смещает первый. Смещение по первому разрыву разделило второй на две части и развело их так, что последний стал представлять собой пару кулисно расположенных разрывов. При перемещении по ним, соответствующем направлению уступа (левостороннем сдвиге, если кулисы расположены уступом влево, и наоборот) в области между концами кулис возникли оперяющие их трещины, соединившие части второго разрыва и восстановившие его непрерывность.

Встречаются узлы, в которых первое смещение является ложным (см. рис. 2, в) и представляет собой в действительности первичное кулисное расположение фрагментов второго разрыва. В этих случаях первый разрыв являлся, по-видимому, препятствием, в которое утыкались и прекращали свой рост находящиеся по разные стороны от него, парал-

* Здесь и ниже для краткости изложения под смещением понимается только его составляющая в плоскости, перпендикулярной линии пересечения разрывов. Составляющая смещения вдоль этой линии не рассматривается, так как не вносит вклада в изменение структуры узла пересечения плоских разрывов.

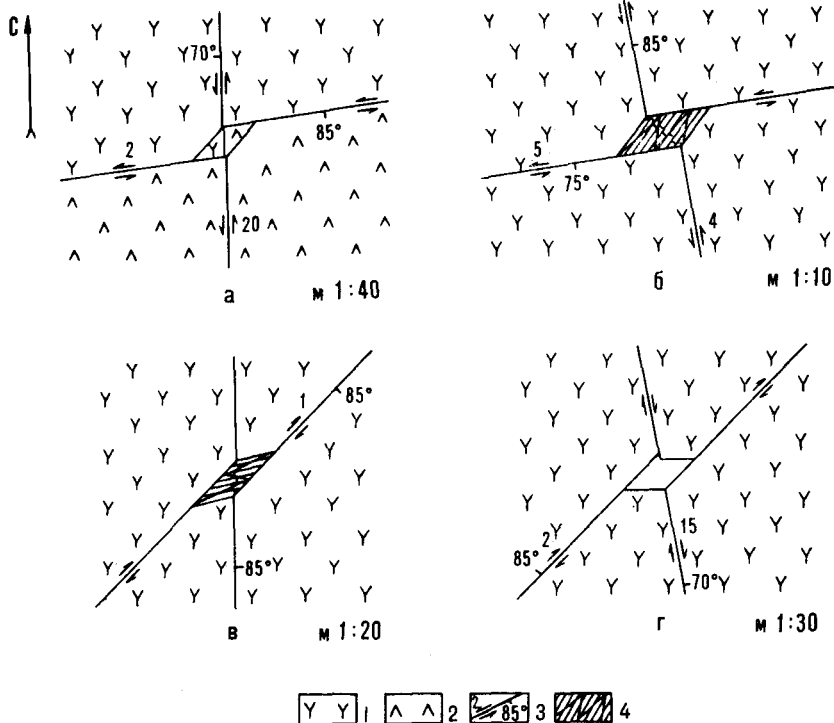


Рис. 2. Примеры характерных разрывных узлов третьего типа на Хилганском месторождении.

а — горизонт (далее — гор.) 40 м, кварцлаг (ниже — кв.) Западный; б, в — гор. 110 м, Кольцевая Выработка; г — гор. 110 м, кв. Солдатский. 1 — липарит-игнимбриты; 2 — диабазы; 3 — разрывы с указанием направления (штрих) и величины угла падения смесителя, направления перемещения по разрыву (полустрелки) и амплитуды смещения (в сантиметрах); 4 — оперяющие трещины.

дельные, но не лежащие в одной плоскости, разрывы. Последующее перемещение по ним в направлении существующего между ними уступа и соединение их в единый (второй) разрыв приводило к тому же результату, что и в случаях с истинным смещением по первому разрыву (см. рис. 2, а, б).

Таким образом, первый разрыв создает или способствует образованию кулисного расположения фрагментов второго разрыва, очевидно, необходимого для образования ослабленной зоны в рассматриваемых узлах.

Оперяющие второй разрыв трещины субпараллельны линиям сопряжения разрывов, либо возникшим после первого смещения в результате раздвоения линии их пересечения, либо изначально существовавшим в случае первичного кулисного расположения фрагментов второго разрыва. Если оперяющих трещин немного (первые единицы), они почти параллельны друг другу (см. рис. 2, а), при большем их количестве (от пяти до десяти и более) они иногда пересекаются под очень острым углом — от единиц до первых десятков градусов (см. рис. 2, б, в). При параллельном расположении оперяющих трещин сечение ограниченных ими обломков, перпендикулярное линии погружения разрывного узла, имеет форму длинных и узких параллелограммов, а при пересечении оперяющих трещин — ромбов, треугольников и трапеций. Обломки в области таких узлов держатся очень слабо, легко расшатываются и выбиваются молотком, а при сильной раздробленности пород выпадают из кровли выработок даже при легком прикосновении. Форма обломков, ограниченных оперяющими трещинами, — от пластинчатой до клино- и линзовидной. Породы вдоль оперяющих трещин, как правило, метасоматически изменены. В тех узлах, где наблюдается метасоматическая проработка пород, интенсивность ее тем больше, чем больше количество оперяющих трещин, соединяющих концы второго разрыва; с другой стороны, степень и дефор-

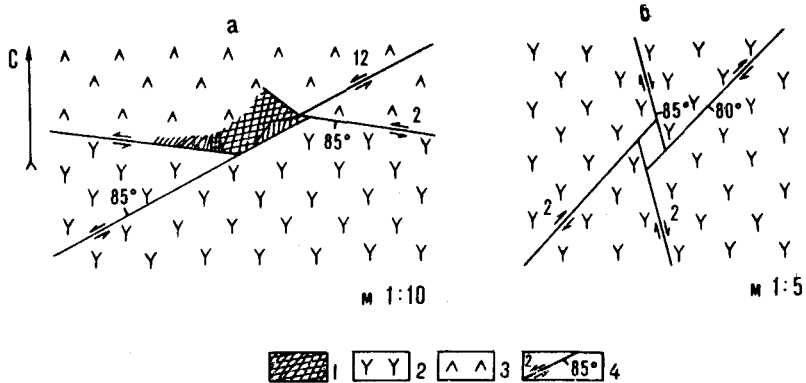


Рис. 3. Примеры редко встречающихся разрывных узлов третьего типа. а — гор. 40 м, кв. Западный; б — гор. 110 м, кв. Солдатский. 1 — прожилки кварца; 2—4 — соответствуют 1—3 на рис. 2.

мированности, и метасоматических изменений тем больше, чем больше амплитуда смещения по второму разрыву. В кровле выработок в молодых обводненных разрывных узлах третьего типа можно наблюдать трубообразные пустоты (см. рис. 2, г), ширина которых, измеряемая вдоль второго разрыва, во много раз превышает амплитуду смещения по нему.

Форма поперечного сечения рассмотренных разрывных узлов и характер трещиноватости пород в них, ориентированной закономерно под острым углом ко второму разрыву, аналогичны таковым в широко известных структурах растяжения, возникающих между концами кулисно расположенных сдвигов при смещениях соответствующих направлению уступов [1, 16]. Появление пустых трубок, уходящих на большую глубину, отмечалось на некоторых участках трещин-сдвигов, образующихся при современных катастрофических землетрясениях [5]. Отметим, что аналогичные рассмотренным структуры растяжения и пустые трубки в зонах сдвиговых нарушений, не связанные с узлами их пересечения, широко распространены и на Хинганском месторождении, но здесь не рассматриваются.

В древних залеченных разрывных узлах третьего типа (рис. 3, а) на контактах разных пород можно наблюдать штокверк — густую сеть прожилков, не имеющую четких ограничений сколами со всех сторон в виде параллелограмма, как в предыдущих случаях (см. рис. 2). Прожилки цементируют большое количество мелких обломков лишь одной из вмещающих пород, степень дезинтеграции их не велика, но густота прожилков придает породам брекчиевидный облик. Встречаются разрывные узлы с трубообразной пустотой (см. рис. 3, б), стенки которой являются продолжением пересекающихся разрывов.

Все характерные черты разрывных узлов третьего типа: повышенная трещиноватость (раздробленность) пород, наличие свободного от вмещающих пород пространства (как незаполненного — зияющие пустоты, так и выполненного гидротермальными прожилками), метасоматические изменения пород — объясняются небольшим перемещением по обоим разрывам или второму из них (рис. 4).

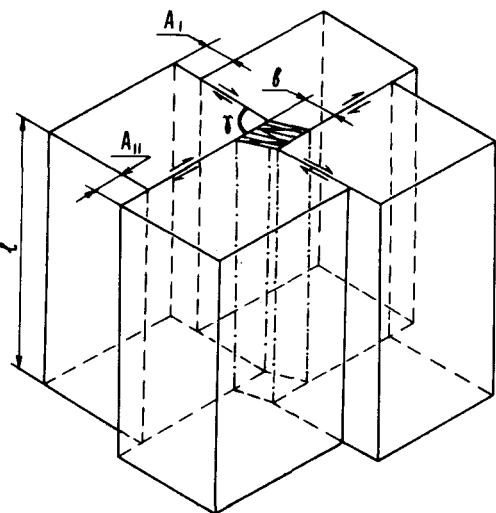


Рис. 4. Объемная модель фрагмента разрывного узла третьего типа (ранние стадии развития). Условные обозначения см. на рис. 2 и в тексте.

Величину объема свободного пространства (V), образующегося в характерных узлах третьего типа в результате перемещения по второму разрыву, при постоянстве амплитуд смещения вдоль линии пересечения разрывов (см. рис. 4) можно оценить по формуле

$$V = Sl = A_{II}bl = A_1A_{II}l \sin \gamma, \quad (1)$$

где S — площадь, освобождаемая от вмещающих пород в поперечном сечении узла в результате перемещения по второму разрыву; l — протяженность узла; A_{II} — амплитуда перемещения по второму разрыву; b — кратчайшее расстояние между плоскостями фрагментов второго разрыва; A_1 — амплитуда истинного (ложного) смещения по первому разрыву; γ — угол между пересекающимися разрывами.

Хотя непосредственной причиной образования свободного пространства в узле является смещение по второму разрыву, амплитуда его среди факторов, определяющих величину объема этого пространства, может иметь минимальное значение. Главную роль здесь играет протяженность узла, превышающая его поперечные размеры в сотни и тысячи раз. Более существенный вклад в величину объема свободного пространства может вносить и величина b , если она превышает A_{II} , что имеет место в большинстве наблюдавшихся узлов.

Из равенства (1) следует, что угол γ , при котором величина V будет максимальной при прочих равных условиях, составляет 90° . Из двух разрывных узлов с одинаковыми протяженностью и углом γ объем V узла с меньшей амплитудой A_{II} может оказаться больше объема V узла с большим ее значением, если A_1 у первого узла превосходит A_1 у второго настолько, что A_1A_{II} в первом больше A_1A_{II} во втором. Это примечание интересно тем, что при ложных смещениях по первым разрывам для образования большего объема V в первом узле требуется меньше энергии, чем для создания меньшего объема V — во втором.

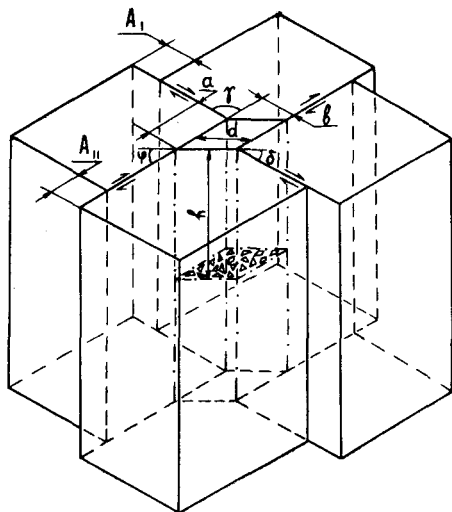
При уменьшении амплитуды смещения вдоль линии пересечения разрывов до нуля хотя бы по одному из них величина S будет также уменьшаться до нуля, т. е. ослабленная зона выклинится. Этим обстоятельством можно объяснить как выклинивание столбообразных тел с глубиной, так и наличие слепых тел.

Самой существенной чертой узлов третьего типа в отношении возможности образования в них столбообразных тел является увеличение объема (разрыхление) пород или дилатансия, поэтому в дальнейшем в знак отличия от других узлов пересечения разрывов будем называть их дилатантными разрывными узлами.

Для представления об объеме свободного пространства, образующегося в таких узлах, приведем следующий пример. При смещениях по пересекающимся вертикальным сдвигам, равных 20 и 5 см для первого и второго разрывов, соответственно, на каждые 100 м протяженности узла образуется 1 м^3 свободного пространства. Если пересекающиеся сдвиги протягиваются по вертикали на 1 км, объем свободного пространства составляет уже 10 м^3 . Каждый сантиметр смещения по второму разрыву создает в таком узле 2 м^3 свободного пространства. При увеличении амплитуды смещения по второму разрыву до 50 см объем свободного пространства в узле возрастет до 100 м^3 . Возникает своего рода эффект вертикали (или — для более общего случая — третьего измерения, вдоль узла), проявляющийся в освобождении от вмещающих пород довольно большого объема пространства при сравнительно малых смещениях по пересекающимся разрывам. Причина такого эффекта в том, что направления смещений по пересекающимся разрывам перпендикулярны линии их пересечения или имеют составляющую, перпендикулярную этой линии, и любое, даже ничтожно малое смещение проявляется одновременно по всей протяженности узла. Такой механизм образования столбообразных ослабленных зон предполагает, очевидно, минимальные затраты энергии. Еще меньшее ее количество требуется для образования таких зон в разрывных узлах с ложным смещением по первому разрыву (с первичным

Рис. 5. Объемная модель фрагмента дилатантного разрывного узла (относительно поздние стадии развития).

Верхняя часть области узла — трубовидная пустота, нижняя — заполнена обрушившимся обломочным материалом. Пояснения — в тексте.



кулисным расположением фрагментов второго разрыва). Образование дилатантного узла вместо разрастания концов фрагментов второго разрыва связано, вероятно, с концентрацией напряжений на этих концах, прежде всего растягивающих, сосредоточенных в области между концами.

Кроме тектонического дробления пород, связанного со смещением по второму разрыву, образование обломков в дилатантных узлах может происходить и после прекращения подвижек — за счет откалывания пород от стенок образующихся пустот в результате разрядки концентрирующихся вокруг них остаточных напряжений. Такое разрушение будет приводить к сглаживанию углов призматической зоны брекчирования (см. рис. 4), изменению формы ее поперечного сечения на эллипсообразную или овальную и некоторому увеличению его размеров. Дилатансия в области крутопогружающегося узла может привести к оседанию и обрушению обломков и образованию на земной или любой другой поверхности, пересекающей с узлом, изометричных в плане грабенообразных провалов — локальных лабигенных структур.

Для рассматриваемого выше узла протяженностью в 1 км при полном проседании раздробленных пород амплитуда их вертикального опускания составит десятки — сотни метров в зависимости от интенсивности дробления. Почти десятикратное различие между шириной трубовидных пустот, измеряемой вдоль второго разрыва, и истинной амплитудой смещения по нему (см. рис. 2, г) объясняется выпадением обломков пород из области дилатантного узла. Величина объема таких пустот, т. е. максимального объема свободного пространства (V_{\max}), возникающего в дилатантных узлах в результате смещения по второму разрыву и проседания раздробленных пород (рис. 5), определяется соотношением

$$V_{\max} = Ph = abh, \quad (2)$$

где P — площадь поперечного сечения трубовидных пустот; h — их протяженность; a — ширина пустот, измеряемая вдоль второго разрыва и кажущаяся амплитудой смещения по нему.

Поскольку величина a намного больше амплитуды A_{II} , то P превышает $S(1)$, а V_{\max} значительно превосходит $V(1)$ при $l = h$. Принимая, что оперяющие трещины, соединяющие концевые части фрагментов второго разрыва, возникают при значении A_{II} настолько малом, что им можно пренебречь, разности между сравниваемыми величинами можно рассматривать как первоначальные параметры столбовообразной ослабленной зоны: ширину вдоль второго разрыва (a_0), площадь поперечного сечения (P_0) и объем (V_0):

$$a - A_{II} = a_0; P - S = P_0; V_{\max} - V = V_0. \quad (3)$$

Тогда объем трубовидных пустот в дилатантных узлах представляется суммой из первоначального объема столбовообразных ослабленных зон и объема свободного пространства, возникающего в результате смещения по второму разрыву. Первоначальный объем столбовообразной ослаб-

ленной зоны определяется равенством

$$V_0 = A_I^2 h \sin \gamma \sin (\gamma + \varphi) / \sin \varphi = A_I^2 h \sin \gamma \sin \delta / \sin \varphi = A_I d h \sin \delta, \quad (4)$$

где φ — угол между вторым разрывом и оперяющими его крайними трещинами (см. рис. 5); δ — угол между первым разрывом и оперяющими второй разрыв крайними трещинами; d — их длина.

Очевидно, что величина V_0 при равных значениях h зависит от амплитуды A и величины углов γ и φ . Чем больше A_I и меньше φ , тем больше при прочих равных условиях объем V_0 . С уменьшением угла φ форма ослабленной зоны будет постепенно изменяться от столбообразной до жлобообразной. Аналитически или графически легко установить, что угол γ , при котором величина V_0 при прочих равных условиях будет максимальной, равен $90^\circ - \varphi/2$; при этом форма поперечного сечения первоначальной ослабленной зоны будет ромбической. Поскольку V_{\max} есть сумма V_0 и V , то угол γ , при котором значения V_{\max} будут наибольшими при прочих равных условиях, находится в пределах от 90° до $90^\circ - \varphi/2$. Суммируя $V_0(4)$ и $V(1)$ при $l = h$, получим:

$$\begin{aligned} V_{\max} &= A_I h \sin \gamma (A_I \sin (\gamma + \varphi) / \sin \varphi + A_{II}) = \\ &= A_I h \sin \gamma (A \sin \delta / \sin \varphi + A_{II}) = A_I h (d \sin \delta + A_{II} \sin \gamma). \end{aligned} \quad (5)$$

Таким образом, степень деформированности, разуплотнения и дезинтеграции пород в дилатантных разрывных узлах следует рассматривать как функцию величины смещения по пересекающимся разрывам (или второму из них). Прежде всего в таких узлах возникает повышенная трещиноватость, затем брекчиевидность и в последнюю очередь — брекчированность, обусловливаемая дилатансией и обрушением обломков пород. Возможность образования тектонических брекчий между концами кулисно расположенных простых сдвигов отмечалось ранее В. С. Буртманом и др. [1].

Образование ослабленных зон в дилатантных разрывных узлах делает их областями разгрузки как для флюидов, так и для магм. Поэтому приуроченные к таким узлам столбообразные зоны повышенной трещиноватости характеризуются метасоматической проработкой пород или жильным выполнением свободного пространства.

Характерная особенность дилатантных узлов — длительное формирование их структуры. В истории их развития по взаимоотношениям пересечения и смещения выделяется несколько стадий: 1) образование пересекающихся разрывов — изначально они могут быть как сопряженными, так и разноэтапными; 2) смещение одного разрыва другим, которое может быть продолжением первой стадии; 3) перемещение по дислоцированному на второй стадии разрыву, восстановление его непрерывности с возникновением в области узла столбообразной зоны расширения, дробления и обрушения пород. Эти три стадии в частном случае соответствуют трем типам узлов пересечения разрывов (см. рис. 1). При первично кулисном характере второго разрыва (см. рис. 2, в) столбообразная ослабленная зона возникает в результате смещения лишь по нему, т. е. без второй стадии. Одинаковый знак смещения по разрывам, пересекающимся почти под прямым углом (см. рис. 2, а, б, г), также свидетельствует о том, что подвижки по ним были связаны с различно ориентированными и, вероятно, одновременными усилиями. Однако в природе могут существовать условия, по крайней мере для разрывов, пересекающихся под острым углом (до первых десятков градусов), в которых одинаковые по знаку смещения происходят одновременно по обоим разрывам. Пример такой возможности — разрывные узлы с трубообразной пустотой (см. рис. 3, б), стенки которой являются продолжением пересекающихся разрывов, хотя в этих случаях не исключена возможность и одновременного смещения по разрывам.

Механизм формирования столбообразных ослабленных зон в небольших дилатантных разрывных узлах, логически выводимый из наблюдае-

ных взаимоотношений между пересекающимися разрывами, в силу геометрического подобия больших структурных форм малым [1] может объяснить особенности строения и формирования крупных столбообразных тел.

1. Оседание и обрушение пород, характерное для различных по составу трубчатых тел брекчированных пород, контролируемых узлами пересечения разрывных нарушений и относимых к трубкам взрыва [7, 8] или рудоносным взрывным сооружениям (флюидно-взрывным структурам) [12, 13], к которым относятся и Хинганское месторождение [2, 12, 13]. Признаки обрушения крупных блоков пород на Хинганском месторождении отмечались еще В. Л. Андрущук [3], связывавшим образование столбообразных тел брекчий с узлами пересечения тектонических нарушений; установленные позднее грабенообразные провалы в подошве силла гранит-порфиоров, фиксируемые их вклиниванием в ниже лежащие липарит-игнимбриты, также связывались с узлами скрещения нарушений двух направлений как наиболее ослабленными участками [3].

2. Многократность дробления в трубчатых телах брекчированных пород, приуроченных к узлам пересечения разрывных нарушений и относимых к трубкам взрыва [7, 8], как результат периодического повторения небольших тектонических подвижек по разрывам. Оно является более приемлемым по сравнению с неоднократными взрывами в одном и том же месте, залечиваемом после каждого из них гидротермальными или магматическими образованиями [7, 8], и вместе с тем не исключает возможность проявления взрывов (прорывов) газов и дополнительного брекчирования, но лишь после тектонических подвижек, сопровождавшихся дилатансией, которая и могла приводить к резкому падению литостатического давления как причине прорыва газов.

3. Поразительно сходный характер круговых диаграмм трещиноватости разных по составу трубчатых тел брекчированных пород [8]. Эти диаграммы характеризуются расположенным по их периферии прерывистым поясом из нескольких максимумов полюсов трещин единого вертикального и круглого падения, но самых различных простирааний. Сходные по строению диаграммы трещиноватости можно найти в работах [6, 11, 12]. Поясовое расположение трещин обычно объясняют их образованием в результате мгновенного действия вертикально ориентированных, направленных снизу вверх усилий, возникавших под воздействием давления магматических расплавов и неоднократных газовых взрывов [6, 14]. Однако, если узлы пересечения разрывных нарушений, контролирующие трубки взрыва, являются дилатантными, то пояса трещиноватости можно объяснить и структурой этих узлов. Из рис. 4 видно, что трещиноватость в области дилатантного разрывного узла будет представлена по меньшей мере тремя системами трещин, две из которых образуют трещины, параллельные пересекающимся разрывам, а третью — оперяющие трещины, соединяющие концы второго разрыва (см. рис. 2). Кроме этих трех систем в пояса трещиноватости трубчатых тел, приуроченных к дилатантным разрывным узлам, могут входить еще трещины, оперяющие первый разрыв, если по нему происходили повторные истинные перемещения второго разрыва. Таким образом, пояса вертикальных и крутопадающих трещин в трубчатых телах, контролируемых разрывными узлами, могут иметь не взрывную, а сдвиговую природу. Интересно отметить, что трещины во вмещающих трубчатые тела породах и В. А. Невский [7, 8], и А. А. Фролов [14] связывают с воздействием на них тангенциальных тектонических усилий, приводя геологические доказательства сдвиговых перемещений по крутопадающим трещинам и разрывам. Е. Я. Синяков первым пришел к выводу о сдвиговой природе поясов крутопадающих трещин в породах, вмещающих брекчиевые тела Хинганского месторождения, связав формирование его структуры с зоной растяжения, возникшей на конце левостороннего субширотного сдвига в фундаменте вулканогенного чехла и длительно развивавшейся снизу вверх с винтообразным разворотом брекчиевых зон против часовой стрелки [11].

Рассмотренный механизм не решает и не претендует на решение проблемы образования ни отдельных столбообразных брекчиевых тел месторождения, ни всей их совокупности в целом, однако может иметь определенное эвристическое значение при дальнейшем изучении как структуры месторождения, так и других столбообразных тел, контролируемых узлами пересечения разрывных нарушений. Существование такого контроля, наличие между концами крупных кулисно расположенных сдвигов тектонических брекчий с остроугольными обломками [1], с одной стороны, и выше изложенное — с другой, с учетом геометрического подобия больших структурных форм малым наводит на мысль о том, что крупные столбообразные штокверки и тела брекчий, контролируемые узлами пересечения крупных разрывных нарушений, могут возникать при однонаправленных смещениях по ним. Особенно интересен в этом отношении случай, соответствующий рис. 2, в, поскольку таким образом могли образовываться — при большом кратчайшем расстоянии между кулисами-сдвигами и очень небольших перемещениях (!) — крупные столбообразные тела.

Столбообразные ослабленные зоны в дилатантных разрывных узлах, выходящих на поверхность, являются хорошими проводниками грунтовых вод на большие глубины. В местах пересечения глубинных пологих зон частично расплавленных пород (предполагаемых по геофизическим данным) крупными дилатантными разрывными узлами в результате проникновения по ним вод и падения всестороннего давления могут возникать магматические очаги, а сами узлы — превращаться в жерла, что согласуется с приуроченностью последних к разрывным узлам [2]. Обрушение пород при образовании рудоносных палеовулканических кальдер, приуроченных к узлам пересечения разрывных нарушений [2], могло быть связано (по крайней мере, частично) с однонаправленными смещениями по пересекающимся разрывам.

Размерное, морфологическое и структурное разнообразие столбообразных ослабленных зон, возникающих в дилатантных разрывных узлах, определяется величиной и соотношением амплитуд смещения (истинного или ложного) по пересекающимся разрывам, а также величиной углов как между самими разрывами, так и между ними и оперяющими второй разрыв трещинами.

Связь столбообразных ослабленных зон с дилатантными разрывными узлами можно использовать как для прогнозирования местоположения столбообразных тел с оценкой их вероятных параметров — по кинематическим характеристикам пересекающихся разрывов, так и для определения этих характеристик — по структуре разрывных узлов. Представление о дилатантных разрывных узлах, благоприятных для образования и размещения столбообразных тел, может конкретизировать и объяснить давно установленную связь рудных столбов [4], трубчатых тел брекчированных пород [7—10, 15], вулканических жерл [2] с узлами пересечения разрывных нарушений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 5—33. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 80).
2. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Недра, 1985.
3. Ицкисон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана.— Л., 1959. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия; Т. 27).
4. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.
5. Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 34—112. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 80).
6. Милашев В. А. Трубки взрыва.— Л.: Недра, 1984.
7. Нееский В. А. Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля // Геология рудн. месторождений.— 1960.— № 2.— С. 83—93.

8. *Невский В. А.* Некоторые вопросы трещинной тектоники Актюзского рудного поля // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1960.— № 11.— С. 53—68.
9. *Невский В. А.* Структура постмагматических ториево-редкоземельных рудных полей и месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1961.— № 9.— С. 57—66.
10. *Невский В. А.* Трубочатые тела брекчированных пород Чаткарагайско-Курганского рудного узла // Геология рудн. месторождений.— 1966.— № 1.— С. 55—67.
11. *Синяков Е. Я.* Особенности структуры и перспективы рудоносности глубоких горизонтов Хинганского оловорудного месторождения. Автореф. канд. дис./ДВГИ.— Владивосток, 1986.
12. *Туговик Г. И.* Эксплозии и рудный процесс.— М.: Недра, 1974.
13. *Туговик Г. И.* Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность.— М.: Наука, 1984.
14. *Фролов А. А.* Трещинная тектоника в породах щелочно-ультраосновного комплекса и карбонатах // Геология рудн. месторождений.— 1962.— № 2.— С. 48—58.
15. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрывов // Сов. геология.— 1966.— № 10.— С. 13—25.
16. *Woodcock N. H., Fischer M.* Strike-slip duplexes // Journ. of Structural Geology.— 1986.— V. 8, N 7.— P. 725—735.

*ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
12 мая 1991 г.*

УДК 552.1 : 53

М. Ю. Носырев

ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ФУНДАМЕНТА КАМЕНУШИНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕПРЕССИИ

(Буреинский массив)

Приведены данные по плотности пород кристаллического фундамента под Каменушинской вулканотектонической структурой и на ее непосредственном обрамлении. Основное внимание уделено различным типам его разуплотнения. Показана сложная полигенная природа разуплотненных блоков фундамента, фиксируемых в гравиметрических полях главным образом в областях проявления мелового вулканизма.

Каменушинская вулканотектоническая структура (ВТС) расположена в области сочленения двух крупных блоков Буреинского массива: Туранского и Мало-Хинганского. Геологическое своеобразие этой части массива, помимо переходного характера от блока с существенно гранитоидным фундаментом к блоку с преимущественным развитием метаморфических образований, в значительной степени определяется проявленностью процессов позднемезозойской тектономагматической активизации и наличием крупных ВТС этого возраста. Помимо Каменушинской, здесь известны Хингано-Олонойская ВТС, Таладжиинская, Юринская и др. Гравитационное поле этого района характеризуется рядом интенсивных минимумов разного порядка, которые в общем случае наблюдаются как над вулканогенными структурами, так и над породами фундамента.

Глубинное моделирование по гравитационным данным выполнялось здесь главным образом для вулканоструктур и непосредственно прилегающих блоков фундамента, где развиты наиболее контрастные аномалии [1, 2, 4, 7]. Как справедливо отмечается в работе [7], результаты моделирования укладываются в рамки двух принципиальных подходов: а) объяснения гравитационных минимумов над ВТС за счет дефицита плотности вулканитов по отношению к фундаменту [4]; б) дополнительного введения разуплотнения в самом фундаменте. Во втором случае предлагались различные формы, размеры, плотности и геологическое истолкование тел разуплотнения [1, 2, 4, 7]. При этом, по мнению указанных авторов, плотность пород фундамента, в отличие от плотности вулканогенного чехла, нельзя признать достаточно изученной [1].

Полученные в последнее время бурением данные о плотности пород кристаллического фундамента на различных глубинах под Каменушинской ВТС, а также на ее непосредственном обрамлении позволяют несколько по-иному оценить геологическую природу элементов, создающих отрицательные гравитационные аномалии.

Фундамент Каменушинской ВТС характеризуется широким проявлением процессов метаморфической дифференциации, гранитизации и ультраметаморфизма. Основной объем занимают плагиограниты и гранодиориты раннепалеозойского возраста, являющиеся продуктом гранитизации блоков более древнего метаморфического субстрата, главным образом, сланцев Урильской свиты. Достаточно широким развитием пользуются мелкие интрузии позднего палеозоя и мезозоя, преимущественно

Плотностная характеристика кристаллического фундамента Каменушинской ВТС (по скважинам)

| Номер скважины | Глубина до фундамента, м | Длина интервала, пройденного по фундаменту, м | Количество изученных образцов | Среднее значение плотности на интервал, $\gamma \cdot 10^3$ кг/м ³ |
|----------------|--------------------------|---|-------------------------------|---|
| 9 | 437,6 | 20,4 | 4 | 2,68 |
| 14 | 568,5 | 153,5 | 30 | 2,71 |
| 16 | 624,4 | 338,6 | 68 | 2,72 |
| 17 | 921,7 | 19,3 | 13 | 2,80 |
| О-9 | 0 | 100,1 | 11 | 2,66 |
| О-31 | 113,9 | 51,1 | 7 | 2,67 |
| О-32 | 247 | 66,3 | 7 | 2,68 |
| О-38 | 182,8 | 263,4 | 27 | 2,62 |
| 101 | 949,6 | 73,4 | 15(22) | 2,60(2,57)* |
| 213а | 292,2 | 18,8 | 3 | 2,68 |
| 230 | 270,5 | 12,5 | 4 | 2,68 |
| 235 | 552,5 | 37,5 | 8 | 2,65 |
| 275 | 307 | 31,0 | 5 | 2,70 |
| 277 | 236,2 | 8,3 | 1 | 2,71 |
| 1062 | 0 | 86 | 8 | 2,70 |
| 1073 | 0 | 73 | 7 | 2,70 |
| 1154 | 221,6 | 36,2 | 12 | 2,66 |
| 1158 | 0 | 164,0 | 14 | 2,64 |
| 1159 | 269,3 | 51,7 | 11 | 2,69 |
| 1173 | 4 | 156 | 15 | 2,66 |
| 1191 | 9 | 91,8 | 8 | 2,61 |
| 1192 | 8 | 146 | 13 | 2,67 |
| 1274 | 224,3 | 25,8 | 2 | 2,74 |
| 1288 | 979,6 | 9 | 6 | 2,62 |
| 1296 | 392,2 | 18,2 | 6 | 2,61 |
| 1320 | 122,8 | 94,4 | 12 | 2,68 |
| 1322 | 433,6 | 34,1 | 5 | 2,68 |
| 1333 | 359,0 | 76 | 6 | 2,67 |
| 1335 | 423,0 | 105,3 | 10 | 2,63 |
| 1347 | 0 | 117 | 10 | 2,63 |

* В скобках — с учетом образцов из зоны краевого разлома.

кислого состава. Породы фундамента в той или иной степени охвачены метасоматическими процессами широкого интервала температур: кремнекалиевого метасоматоза, грейзенизации, пропилитизации, березитизации, аргиллизации и др.

В табл. 1 приведены данные о плотности пород фундамента Каменушинской ВТС, полученные в результате изучения керна скважин, расположение которых показано на рис. 1.

Поскольку в изученных разрезах наблюдаются участки с частой сменной различных пород, нами рассчитаны также плотности для каждой такой группы пород фундамента (табл. 2). Здесь же показаны плотности аналогичных геологических образований, изученных в обрамлении ВТС по образцам с поверхности. С тем, чтобы более полно охарактеризовать вещественный состав фундамента, табл. 2 дополнена данными по некоторым породам, которые не встречались в скважинах. Анализируя данные таблицы, можно выделить ряд плотностных границ разной контрастности. Это прежде всего известная граница между метаморфическими образованиями докембрийского субстрата и продуктами последующей его гранитизации (плагииграниты и гранодиориты): разница плотностей в среднем составляет $0,04 \times 10^3$ кг/м³. Следует учесть, что плотность $2,72 \times 10^3$ кг/м³ соответствует лишь кристаллическим сланцам, а в случае более полного набора метаморфических пород урильской и других свит эта разница составит величину около $0,1 \times 10^3$ кг/м³ [10].

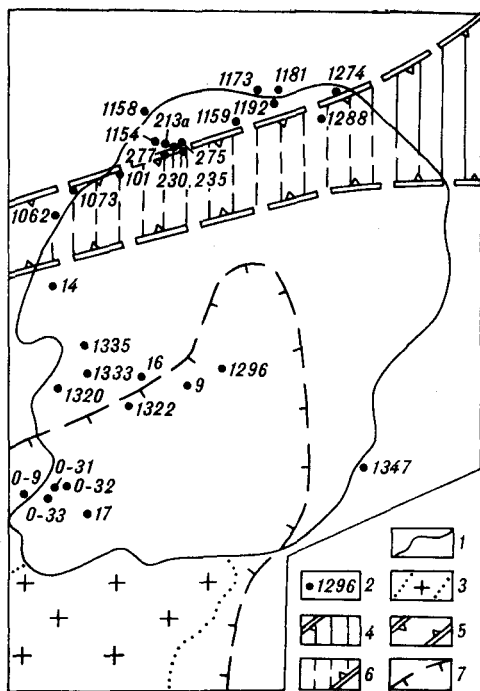
Существенным понижением плотности (от 0,06 до $0,012 \times 10^3$ кг/м³) характеризуются все гранитоидные интрузивные образования позднего палеозоя — мезозоя. Это, как правило, небольшие магматогенные тела.

Плотность пород фундамента района Каменушинской ВТС

| Породы | Возраст | Плотность пород под Каменушинской ВТС (по скважинам) | | | | Плотность пород в обрамлении Каменушинской ВТС (по поверхности) | | |
|---|-----------------------------------|--|-------------------------------|---|--|---|---|--|
| | | Номера скважин | Количество изученных образцов | Среднее, $\text{н} \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ | Стандартное отклонение, $\text{н} \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ | Количество изученных образцов | Среднее, $\text{н} \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ | Стандартное отклонение, $\text{н} \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ |
| Мелкозернистые биотитовые сланцы | PR | 1061, 1073, 14 | 29 | 2,72 | 0,03 | 80 | 2,65 | 0,05 |
| Биотитовые плагиограниты, гранодиориты | Pz | 1154, 1158, 1173, 1192, 1274, 1159 | | | | | | |
| а) за исключением северо-восточного обрамления ВТС | | 1333, 9, 14, 16, 0—5, 0—9, 0—32, 1159 | 138 | 2,68 | 0,04 | 68 | 2,62 | 0,06 |
| б) северо-восточное обрамление ВТС | | | — | — | — | 115 | 2,55 | 0,07 |
| Граниты амфибол-биотитовые | Pz ₁₋₂ | 1158, 0—32 | 13 | 2,68 | 0,03 | — | — | |
| Мелкозернистые лейкократовые граниты | Pz ₃ | 1347 | 10 | 2,63 | 0,025 | 97 | 2,56 | 0,06 |
| Диориты | Mz | 17 | 14 | 2,80 | 0,02 | 56 | 2,76 | 0,07 |
| Граниты лейкократовые | T | — | — | — | — | 96 | 2,53 | 0,06 |
| Микрограниты редковкрашенные | K ₂ | — | — | — | — | 39 | 2,54 | 0,07 |
| Гранит-порфиры (дайки и мелкие тела в фундаменте) | K ₂ | — | — | — | — | 45 | 2,51 | 0,07 |
| Кремнекалиевые метасоматиты по породам фундамента | Pz ₃ — Mz ₁ | 1154, 11, 58, 1191, 1296, 1288, 16, 0—5 | 52 | 2,61 | 0,045 | 194 | 2,57 | 0,07 |
| Кремнекалиевые метасоматиты по породам фундамента, грейзенизированные | — | — | — | — | — | 9 | 2,55 | 0,08 |
| То же осветленные каолинизированные | — | — | — | — | — | 16 | 2,51 | 0,10 |

Рис. 1. Схема расположения скважин, вскрывших фундамент, и областей его разуплотнения в обрамлении ВТС.

1 — граница Каменушинской ВТС; 2 — скважина, вскрывшая фундамент, и ее номер; 3 — область разуплотнения фундамента в связи с объемно проявленными кремнецеолочными метасоматитами на поверхности; 4 — область разуплотнения фундамента в связи с термоградиентным выщелачиванием, зафиксированная на поверхности; 5 — зона разломов, проявленная в фундаменте и вулканогенном разрезе; 6 — предполагаемая область разуплотнения по типу термовыщелачивания под ВТС; 7 — контур локального гравитационного минимума.



не создающие достаточно масштабных аномалий, которые фиксировались бы в региональном гравитационном поле. В случае же достаточно крупных интрузий или аномально высокой концентрации их в отдельных блоках возможно понижение результирующей плотности блоков до величины, значимо снижающей уровень гравитационного поля.

Резкое увеличение плотности характерно для диоритовых интрузий раннего мезозоя. Учитывая малую распространенность и небольшие размеры, не следует ожидать их влияние на региональное гравитационное поле. Однако при моделировании отдельных ВТС необходимо учитывать возможность создания диоритовыми интрузиями контрастных гравитационных аномалий.

Значительный интерес представляет уменьшение плотности кремнекалиевых метасоматитов ($0,07-0,11 \times 10^3 \text{ км/м}^3$), развитых по породам фундамента. Эти образования имеют весьма характерный облик: содержат до 60—90 % порфиробласт светло-серого полевого шпата (главным образом микроклина), погруженных в гнейсовидную средне-мелкозернистую основную массу. Они развиты к югу от Каменушинской ВТС на значительной (более 100 км^2) площади и изучены нами на площади около 60 км^2 . Эти породы известны под названием канхойских гранитоидов, чаще всего датируемых нижним палеозоем [5, 6]. Но их совместное изучение с продуктами мезозойской активизации позволяет предположить, что процесс кремнекалиевого метасоматоза в породах фундамента оторван во времени от собственно процессов гранитизации и характерен, видимо, для позднего палеозоя — раннего мезозоя. Этот широкомасштабный процесс фиксирует области аномального теплового потока, существовавшие на протяжении длительного времени, предшествовавшего мезозойской активизации. Собственно же вулканогенные процессы являются закономерным заключительным этапом длительного преобразования земной коры и пространственно тяготеют к областям подобной проработки фундамента. Принимая во внимание значительный масштаб рассмотренного процесса, приводящего к формированию крупных (в сотни квадратных километров) блоков преобразованных пород, их возможное распространение на достаточно большие (в несколько километров) глубины, следует учитывать влияние кремнекалиевых метасоматитов на уровень гравитационного поля.

Рассматривая непосредственно массив канхойских метасоматитов, расположенный к югу от ВТС (см. рис. 1), необходимо отметить, что ему довольно точно отвечает минимум гравитационного поля III порядка — Канхойский минимум [7]. Этот минимум с юга подходит непосредственно к Каменушинской ВТС и далее к северу охватывает ее южную часть.

Наряду с блоками объемно измененных пород фундамента в рассматриваемом районе отмечаются (в том числе и по скважинам) локальные зоны кремнекальевых метасоматитов мощностью в метры — десятки метров, для которых характерно не только аналогичное, но и более контрастное понижение плотности. В таком случае степень проработки блока фундамента процессами кремнекальевого метасоматоза, насыщенность разреза калишпатизированными образованиями и будут определять его результирующую плотность.

Еще одна группа образований, отличающихся ярко пониженной плотностью, — средне- и низкотемпературные метасоматиты, развитые по породам фундамента. Учитывая локальный характер их распространения и концентрацию в приповерхностной части разреза, вероятно не следует ожидать их самостоятельного проявления на мелко- и среднемасштабных гравиметрических картах.

При проведении работ в обрамлении Каменушинской ВТС выявлена еще одна группа пород с пониженной плотностью. Речь идет о плагиогранитах с плотностью $2,55 \times 10^3$ кг/м³ (см. табл. 2), тогда как «нормальные» плагиограниты имеют плотность в $2,62 \times 10^3$ кг/м³ (измерения на уровне поверхности). Эти разуплотненные породы слагают самостоятельный, довольно крупный блок линейной формы шириной в несколько километров, вытянутый в северо-восточном направлении. Блок расположен вблизи северо-восточного замыкания ВТС (см. рис. 1) и довольно четко укладывается в систему региональных разломов, проявленных как под Каменушинской ВТС, так и в фундаменте к западу и востоку от нее. По набору основных породообразующих минералов и их количеству плагиограниты указанных плотностных групп идентичны. Результаты геохимического изучения показывают для менее плотных плагиогранитов уменьшение содержания железа в 1,7 раза, титана в 1,8 раза, никеля, кобальта, ванадия в 2 раза, фтора, лития и бериллия в 1,5 раза. Причем, если дефицит элементов первой половины ряда для менее плотных пород представляется закономерным, то уменьшение содержания трех последних элементов — необычным. Вероятно, понижение плотности плагиогранитов в данном случае является следствием перераспределения вещества в термоградиентном поле, когда аномальный прогрев какого-либо участка в условиях его высокой проницаемости и интенсивной циркуляции вод является достаточным для таких трансформаций в верхней части земной коры. Подобные механизмы достаточно детально разобраны и смоделированы в лабораторных условиях [3, 8]. Таким образом, понижение плотности плагиогранитов в крупном тектоническом нарушенном блоке скорее всего связано с выносом определенных петрохимических компонент и увеличением пористости пород при их практически не измененном минеральном составе.

Можно предположить, что процессы теплового воздействия в рассматриваемом случае связаны непосредственно с проявлением вулканизма и синхронны ему во времени. Часть вынесенных элементов при этом обогащает гидротермальные растворы, преобразующие вещество ВТС: литий, бериллий и фтор присутствуют в вулканитах в аномальных количествах. Предельную глубину такого разуплотнения можно, видимо, оценить в первые километры. Подобные участки фундамента не должны находиться на большом удалении от ВТС и будут концентрироваться вблизи, в том числе и под самой вулканоструктурой. Две скважины (№ 101, 1288), вскрывшие фундамент в рассматриваемой зоне, но уже под вулканитами, показывают минимальное для ВТС значение его плотности. Разуплотнение фундамента рассмотренного типа может выступать в качестве реального аномалиеобразующего источника при гравитационном моделировании ВТС.

Рассмотренный перечень вариантов разуплотнения пород фундамента будет неполон, если не упомянуть еще один тип — дилатационное разуплотнение геологических образований в краевых частях ВТС [9]. Такое разуплотнение скорее обусловлено аномальной тектонической на-

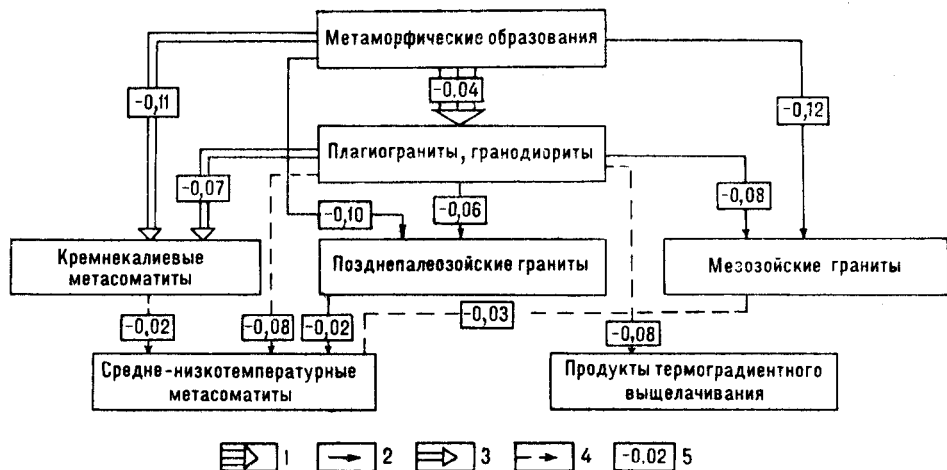


Рис. 2. Схема плотностной дифференциации кристаллического фундамента района Каменушинской ВТС.

Процессы, приводящие к разуплотнению пород фундамента: 1 — гранитизация; 2 — интрузивный магматизм; 3 — кремнекалийевый метасоматоз; 4 — процессы средне-низкотемпературного преобразования пород; 5 — величина уменьшения плотности пород в данном процессе по отношению к исходным или вмещающим породам.

рушенностью крупных блоков пород (макротрещиноватость) и может практически не фиксироваться на отдельных образцах в их пределах. Отметим, что для Каменушинской ВТС этот вопрос специально не рассматривался.

Разобранные типы плотностной дифференциации фундамента не одинаковы по своему вкладу в гравитационное поле как по причине различного дефицита плотностей, так и из-за различных размеров разуплотненных участков. Часть из них должна находить отображение уже в региональных гравиметрических полях, другие — только при рассмотрении более детальных карт на уровне изучения конкретных ВТС. Вместе с тем, концентрируясь в определенных блоках, они в совокупности способны эффективно влиять и на региональное гравитационное поле.

Предлагаемая схема типов разуплотнения пород фундамента (рис. 2), очевидно, будет применима и к другим ВТС описываемого региона.

Таким образом, при интерпретации гравиметрических аномалий над вулканоструктурами и в их непосредственном обрамлении необходимо учитывать плотностную неоднородность кристаллического фундамента. Возвращаясь к табл. 1, представим распределение плотностей по скважинам графически (рис. 3). Из рисунка видно, что при среднем значении плотности в $2,68 \times 10^3$ кг/м³ можно выделить четыре обособленных интервала, в общем случае отвечающих четырем главным типам фундамента:

- а) $2,65 - 2,68 \times 10^3$ кг/м³ — петроплотностной фон фундамента ВТС, соответствующий плагиогранитам и гранодиоритам;
- б) $2,69 - 2,72 \times 10^3$ кг/м³ — кристаллические сланцы, мигматиты;
- в) $2,60 - 2,64 \times 10^3$ кг/м³ — интервал соответствует разуплотненному фундаменту двух главных типов — кремнекалийевых метасоматитов и

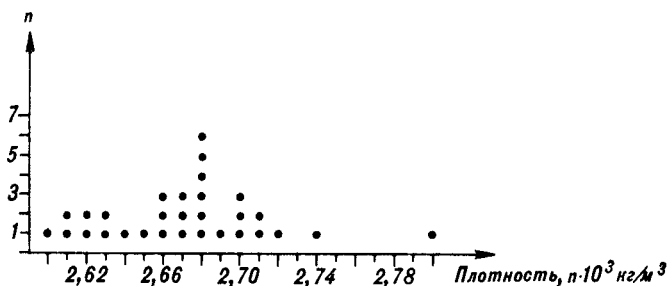


Рис. 3. Распределение средних плотностей по скважинам.

продуктов термоградиентного выщелачивания. В этот же интервал укладываются интрузии позднего палеозоя и мезозоя;

г) плотность $2,8 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ — соответствует диоритовым интрузиям в фундаменте.

Рассматривая существующие представления о зонах разуплотнения фундамента в районах вулканоструктур, выделяемых по гравиметрическим данным [1, 2, 7], отметим, что подобные модели в большей степени отвечают фактическому петрофизическому материалу, нежели представлениям об однородном по плотности фундаменте. Более того, вблизи ВТС, как правило, плотностная дифференциация фундамента значительно повышается при общей тенденции к его разуплотнению. По-видимому, несколько упрощенно связывать существующие отрицательные аномалии гравитационного поля, не объясняемые вулканитами, только с гипотетическими интрузиями кислого состава на глубине — периферическими магматическими очагами, как это делается рядом авторов [7], хотя и нет оснований отрицать их возможное влияние на гравитационное поле. Видимо, наиболее обоснованным будет гравитационное моделирование на основе представлений об очаговых структурах разуплотнения [1], включающих и собственно ВТС. В этом случае разуплотненные участки фундамента, сформированные за счет рассмотренных процессов и концентрирующиеся вблизи ВТС, выступают как отдельные части такой полигенной «структуры» разуплотнения, обуславливая общее понижение гравитационного поля. Определенные части таких блоков, где процессы разуплотнения проявились максимальным образом, отмечаются локальными гравиметрическими минимумами.

Автор надеется, что приведенные фактические данные и сделанные выводы позволят более обоснованно подходить к проблеме изучения гравитационными методами ВТС не только Буреинского массива, но и других, близких ему по строению геологических структур, тем более, что Каменушинская ВТС является едва ли не единственной на юге Дальнего Востока, где плотность пород кристаллического фундамента изучена с такой детальностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И. Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 38—45.
2. Манилов Ф. И., Саксин Б. Г. Объемное геолого-геофизическое картирование/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.
3. Овчинников А. Н. Образование рудных месторождений.— М.: Недра, 1988.
4. Павлов Г. А., Романовский Н. П. Особенности строения и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба по геофизическим данным // Геология Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 102—109.
5. Ромашкин А. И. К вопросу о генезисе гранитоидов юга Малого Хингана // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР.— Хабаровск, 1967.— С. 36—42.
6. Ромашкин А. И. Петрография и геохимия метаморфических пород амурской серии Буреинского массива: Автореферат дис... канд. геол.-мин. наук/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1974.
7. Саксин Б. Г., Маловицкая Н. Л., Борисенко С. С. Глубинное строение и связь с ним оловянного оруденения в Хингано-Олонойском районе // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 2.— С. 52—57.
8. Сотников В. И., Дударев А. Н. Перераспределение компонентов гранита в термоградиентном поле в эксперименте с гранитными монолитами // Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 42—54.
9. Шередко В. А. Гравитационный эффект дилатационного разуплотнения геологических тел при крупномасштабном глубинном картировании (на примере Юго-Западного Синегорья — Ханкайский массив): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук/ИТИГ ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1986.
10. Физические свойства горных пород Дальнего Востока: (Справочник в двух частях)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.

УДК 550.382.3

А. В. Климова, Ю. С. Бретштейн

МАГНЕТИЗМ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Изучены и сопоставлены петро-, палеомагнитные характеристики базальтоидов Мало-Хинганского и Западно-Сихотэ-Алинского ареалов кайнозойского вулканизма. Определен фазовый состав ферримагнитных минералов — носителей естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и стабильность последней к различным размагничивающим воздействиям. Выявлены статистически значимые отклонения средних направлений ЕОН от магнитного меридиана: западные — для андезитобазальтов междуречья Бурей — Тырма и восточные — для базальтов междуречья Амур — Горин. Причиной подобных различий могли явиться развороты отдельных геоблоков против и по часовой стрелке в результате лево- и правосторонних смещений в неогене — квартере вдоль зон долгоживущих разломов соответственно Хинганского и Курского (Танлу). Не исключается возможное частичное влияние простых наклонов лавовых потоков вследствие неотектонических дислокаций, а также неучтенных вековых вариаций геомагнитного поля.

Неоген-четвертичные базальтоиды широко распространены в бассейне среднего течения р. Амур и его левых притоков — рек Бурей, Амгунь, Горин, где они образуют отдельные разрозненные ареалы очагового и поясового типа. По сравнению с близкими по составу и возрасту эффузивами Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, исследованными ранее [3], базальтоиды рассматриваемого района в петро- и палеомагнитном отношении совсем не изучены. Поэтому представляет интерес рассмотреть результаты определения их магнитных характеристик для оценки природы намагниченности и палеомагнитной стабильности.

Описываемые базальтоиды отобраны на пяти объектах, каждый из которых включает от одного до нескольких обнажений. Это (с запада на восток) останец в районе станции Домикан (сопка Змеиная) на левобережье р. Бурей, серия лавовых потоков, образующих покров к северо-западу от пос. Хинганск, экструзия (некк) в пос. Тырма, потоки на левобережье р. Горин (левого притока р. Амур) в его среднем течении и разрозненные останцы покрова в окрестностях пос. Солнечный к западу от г. Комсомольск-на-Амуре (рис. 1).

В структурном отношении домиканские, хинганские и тырминские базальтоиды приурочены к восточной окраине Буреинского массива, образуя в пределах Мало-Хинганского вулканического пояса наложенную вулканотектоническую структуру, сопряженную с системой разломов северо-восточного простирания — Хинганского и др. [4, 10]. Лавовые потоки Горина и Солнечного расположены в зоне Южно-Баджальского разлома на продолжении Курского линейamenta, вероятно, трассирующего северное окончание зоны Танлу [8].

По своему составу изучавшиеся породы относятся к типичным высокотитанистым щелочным оливиновым базальтам и долеритобазальтам (Тырма, Горин, Солнечный), а также андезитобазальтам (Домикан, Хинганск). Для первых характерны хорошо раскристаллизованные разновидности с диабазовой, долеритовой, реже офитовой и пойкилоофитовой структурой. В составе вкрапленников преобладают плагиоклазы, оливин и моноклинный пироксен. Оливин часто замещается по краям зерен иддингситом. В отдельных разновидностях лав существенную роль играет стекло. Ферримагнитная фаза тырминских долеритов представлена гомо-

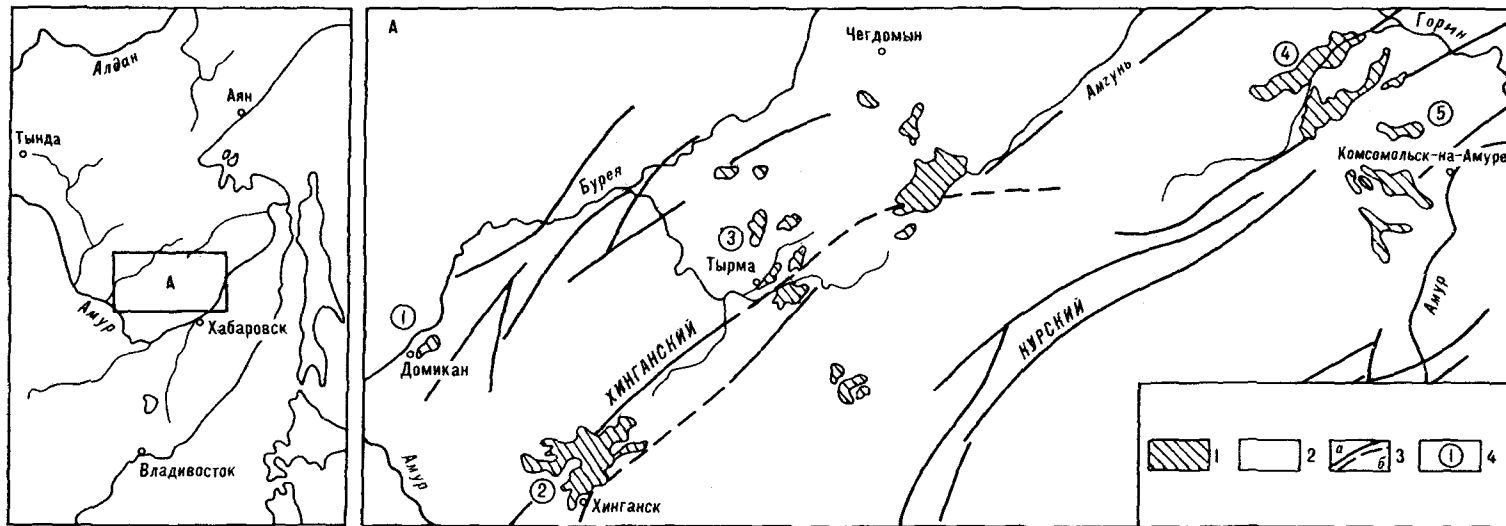


Рис. 1. Взаимоотношения ареалов распространения кайнозойских базальтоидов и зон основных тектонических нарушений.

1 — плиоцен-четвертичные базальты; 2 — донеогеновые комплексы пород; 3 — разломы (а — прослеженные, б — предполагаемые); 4 — объекты отбора образцов.

Средние содержания основных породообразующих окислов в базальтах Среднего Приамурья и состав титаномагнетитов Тырминских долеритобазальтов, мас. %

| Районы отбора образцов | Количество анализов | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|------------------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Домикан | 1 | 58,35 | 1,73 | 15,57 | 2,41 | 5,63 | 0,10 | 3,85 | 5,49 | 3,56 | 2,89 | 0,41 |
| Хинганск | 1 | 57,26 | 1,71 | 16,13 | 1,97 | 5,75 | 0,13 | 4,50 | 6,98 | 3,24 | 1,95 | 0,36 |
| Тырма | 5 | 46,93 | 3,10 | 16,92 | 3,25 | 10,43 | 0,17 | 5,47 | 7,33 | 3,71 | 2,04 | 0,65 |
| Горин | 5 | 50,23 | 1,94 | 16,17 | 4,91 | 6,62 | 0,16 | 8,21 | 6,49 | 2,73 | 2,05 | 0,42 |
| Солнечный | 2 | 50,94 | 1,77 | 17,00 | 5,90 | 5,53 | 0,10 | 6,20 | 7,42 | 3,06 | 2,06 | — |

Примечание. Все суммы окислов приведены к сухому остатку. Образец титаномагнетитов тырминских долеритобазальтов С-141 (данные микрорентгеноспектрального анализа по среднему из 22 зерен): FeO* (суммарное содержание железа в закисной форме) — 64,58 мас. %, TiO₂ — 25,54, Al₂O₃ — 2,40, MgO — 3,20, MnO — 0,62, Cr₂O₃ — 0,06 мас. %, размер зерен — 50–200 мкм, атомная доля титана, вычисленная по измеренному соотношению TiO₂/FeO — 0,795, расчетная температура Кюри — 20°, измеренная температура Кюри — 206°, разница между ними — 186, параметр окисления по [13] — ≥ 0,55. Аналитики: З. М. Меркурьева (ИГО Таежгеология), Ю. С. Бретштейн, Н. В. Лескова (ИГ ЯФ СО АН СССР).

генными хорошо раскристаллизованными титаномагнетитами. В составе базальтов Горина и Солнечного отмечаются титаномагнетиты, различающиеся по составу и структуре — как сохранившие гомогенность, так и с распавшимися ламеллами ильменита. Выделяются две генерации рудных минералов — идиоморфные многодоменные включения размером до нескольких сотен микрон и вторичные — в виде сыпи и кайм вокруг темноцветных минералов. Хинганские и домиканские андезитобазальты представлены мелкокристаллическими и афировыми разностями, часто с микролитовой структурой. Основная масса сложена плагиоклазом (преобладает), моноклинным пироксеном и стеклом. Ферримангнитные минералы характеризуются идиоморфизмом и мелкозернистостью и образуют вторичные выделения в виде тонкой сыпи на периферии других минералов. Средний химический состав базальтов приведен в табл. 1.

Комплекс проведенных нами исследований, результаты которых использованы в данной работе, включал: а) изучение векторных и скалярных значений естественной остаточной намагниченности I_n , магнитной восприимчивости χ , фактора Кенигсбергера Q (отношения I_n к I_i), где I_i намагниченность, индуцированная современным геомагнитным полем; б) определение термомангнитных характеристик — удельной и остаточной удельной намагниченности насыщения σ_s и σ_{rs} (поле насыщения до 6 кЭ); коэрцитивной силы H_c и остаточной коэрцитивной силы H'_{cs} , а также значения медианного разрушающего поля \tilde{H}_m , при котором величина I_n уменьшается наполовину; в) оценку температур Кюри T_c . Также изучалось изменение магнитных параметров в зависимости от температуры — отношение соответствующих величин, измеренных после нагрева образца до 600 °С (индекс t) к их первоначальным значениям (индекс 20°). Для выделения характерной компоненты намагниченности образцы (не менее трех из каждого места отбора) подвергались ступенчатому размагничиванию в переменном магнитном поле \tilde{H} до 800 Э и терморазмагничиванию в скомпенсированном геомагнитном поле до 600 °С. Для магнитонестабильных образцов применялась магнитная чистка в переменном магнитном поле от 100 до 400 Э, оказавшаяся успешной и вполне достаточной. На отдельных образцах с помощью микрорентгеноспектрального и химического анализов исследовался состав базальтов, состав и степень окисления ферримангнитных минералов — носителей намагниченности в вулканитах. Проведено минералогическое изучение шлифов. Все результаты измерения статистически обработаны. Всего исследовано около 200 образцов, в подсчет и анализ результатов включено 182 образца (от 23 до 41 для каждого объекта отбора).

На рис. 2 показаны области распределения изученных базальтов в координатах χ — I_n . В зависимости от состава, структуры, размера зерен

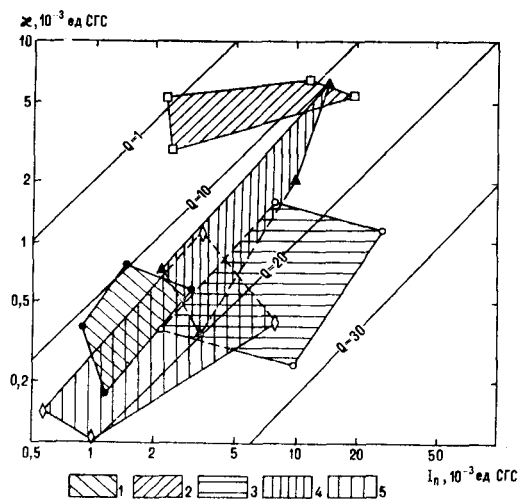


Рис. 2. Номограмма распределения базальтоидов по средним значениям естественной остаточной намагниченности I_n , магнитной восприимчивости χ и фактора Кенгсбергера Q .

Районы: 1 — Домикан, 2 — Тырма, 3 — Горин, 4 — Солнечный, 5 — Хинганск.

и степени окисления ферримагнитных минералов они попадают в разные части диаграммы, а иногда перекрываются. Для базальтов отдельных районов отмечается общая тенденция: значения параметра χ охватывают более широкий диапазон, чем значения I_n , что отражает большее влияние

вторичного окисления на колебания в составе и концентрации ферримагнитных минералов, нежели на естественную остаточную намагниченность. Тырминские долеритобазальты занимают на диаграмме несколько обособленную позицию, отличаясь высокими значениями χ ($3-6 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС), сконцентрированными в достаточно узком диапазоне, тогда как скалярные величины I_n имеют больший разброс при относительно невысоких значениях параметра Q . Свежие домиканские андезитобазальты характеризуются невысокой дисперсией значений I_n , χ , Q , отличаясь от встречающихся среди них нетипичных выветрелых разновидностей, которые при маггемитизации, а возможно, и вследствие намагничивания молнией приобрели ураганную намагниченность свыше 10^{-1} ед. СГС (на рисунке не показаны).

По данным термомагнитного анализа, носителями намагниченности в исследованных базальтоидах являются титаномагнетиты с различными степенью однофазного окисления и содержанием титана, реже маггемитизированные магнетиты. Для тырминских долеритов характерны температуры Кюри в диапазоне $150-215^\circ\text{C}$, расчетные значения T_c по данным микронзондирования существенно ниже (см. табл. 1). Концентрация Ti в титаномагнетитах, рассчитанная по известной зависимости σ_s и T_c от состава, колеблется от 3,5 до 5,7 %. Для хинганских и домиканских андезитобазальтов состав (но не размер и структура зерен) ферримагнитных минералов, в целом, близок тырминским — измеренные значения T_c обычно не превышают $200-240^\circ\text{C}$ (рис. 3, а, б). Исключение составляет группа образцов сильно окисленных, хаотически либо даже обратно намагниченных, отобранных с вершины сопки Змеиная из зоны гипергенеза, где термомагнитный анализ фиксирует присутствие маггемитизированного магнетита [2] (рис. 3, в).

Сложный состав ферримагнитных минералов выявлен у солнечных и горинских базальтов. У большинства из них носители I_n представлены малотитанистыми титаномагнетитами с T_c , близкой магнетитовой. Они несут следы явного высокотемпературного окисления (в аншлифах наблюдаются структуры распада — ильменитовые ламеллы в магнетитовой матрице), характер кривых $I_n(T)$ свидетельствует о преимущественно термоостаточной природе I_n [5]. Вместе с тем у многих образцов сохранились «реликты» титаномагнетитов с относительно низкими значениями T_c . Часть из них дает термокривые с положительным температурным гистерезисом, магнитный момент насыщения после нагрева таких образцов растет — т. е. наблюдаются явные признаки сохранения в составе ферримагнитной фазы титансодержащих однофазно окисленных магнетитов. На кривых терморазмагничивания $M_s(T)$ таких образцов наблюдаются двойные перегибы (первый в интервале $300-350^\circ\text{C}$, отвечающий катиондефицитному титаномагнетиту, второй соответствует магнетитовой T_c —

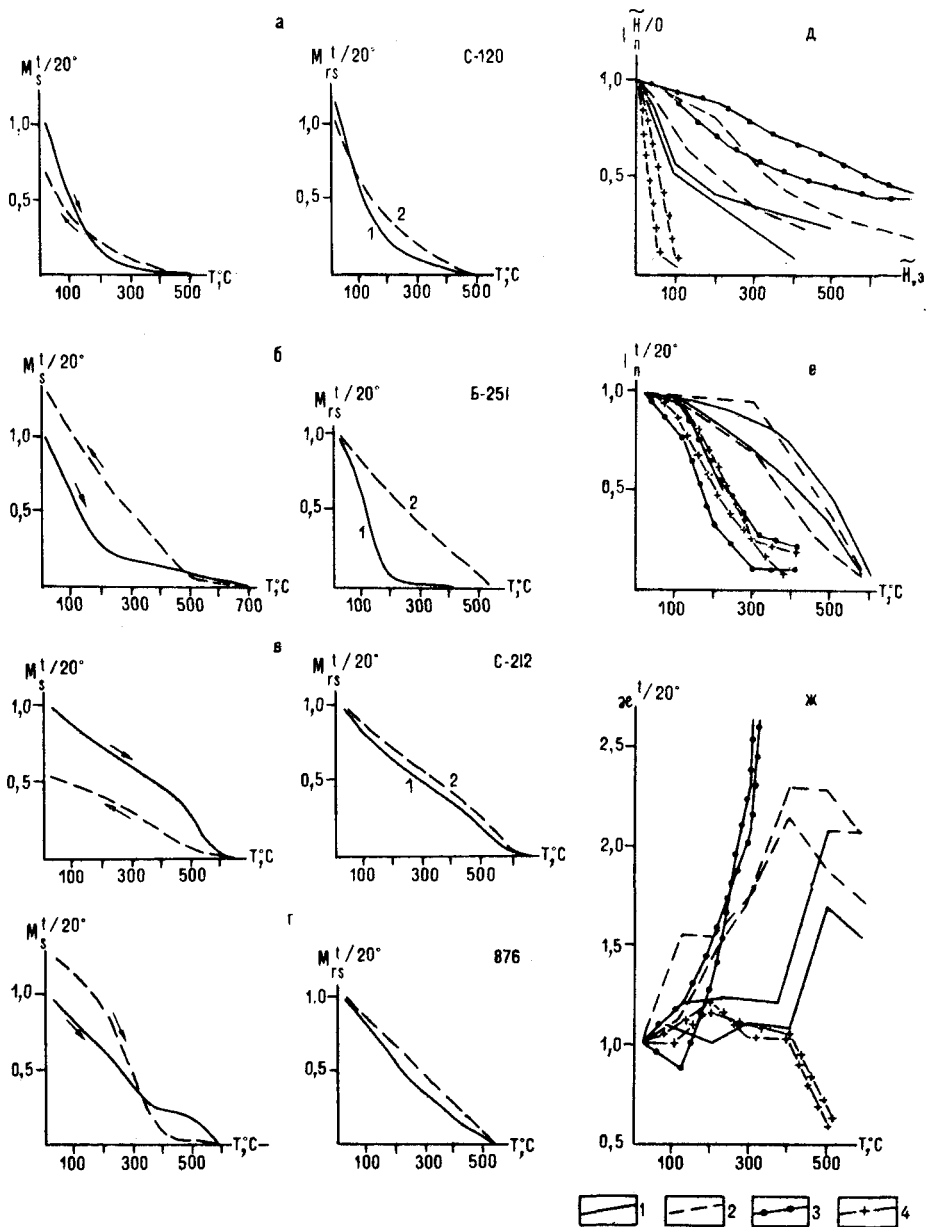
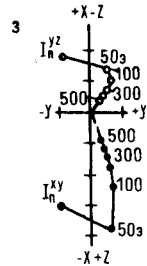
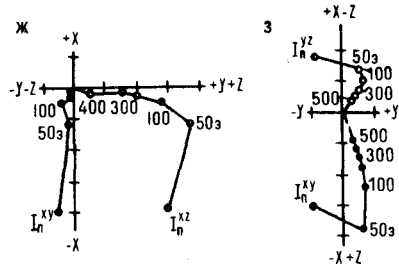
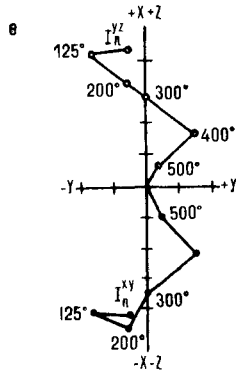
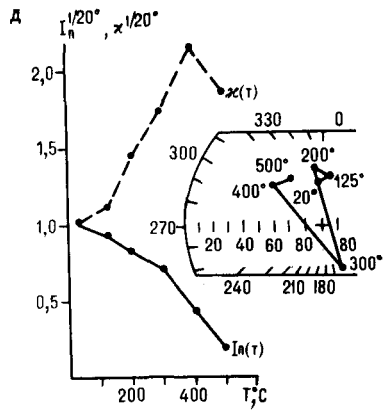
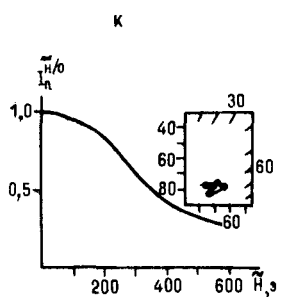
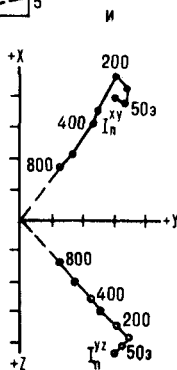
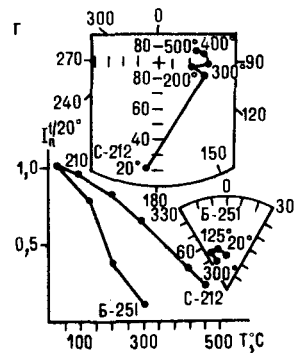
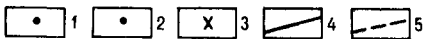
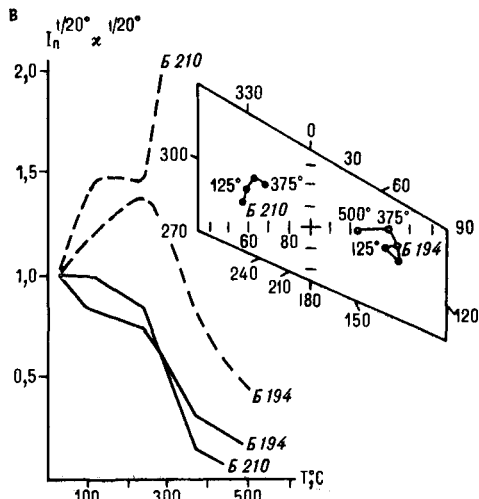
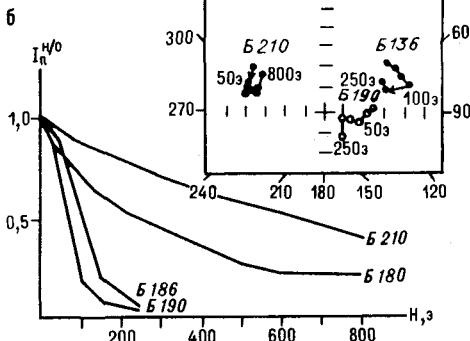
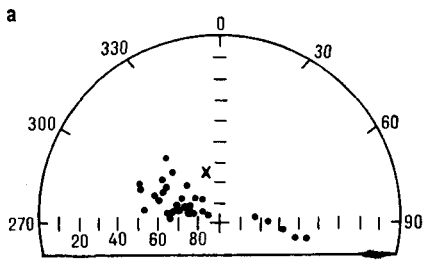


Рис. 3. Графики размагничивания $M_s(T)$, $M_{rs}(T)$, $I_n(\tilde{H}, T)$, $k(T)$.

Сплошными и пунктирными линиями на графиках $M_s(T)$ показаны кривые соответственно нагрева и охлаждения. На графиках $M_{rs}(T)$ индексы 1, 2 — первый и второй нагрев. На графиках д—ж кривые 1—4 соответствуют районам отбора образцов: 1 — Горин, 2 — Солнечный, 3 — Хинганск, 4 — Тырма. С-120 — номера образцов; а—ж — см. объяснения в тексте.

рис. 3, г). В аншлифах под микроскопом это выражается в наличии зерен промежуточного состава и структуры от сравнительно гомогенных до полностью распавшихся. Все это характеризует неоднородный характер вторичного окисления указанных пород.

Кривые размагничивания $I_n(T)$, $I_n(\tilde{H})$ и $k(T)$ на рис. 3, д—ж иллюстрируют различную стабильность базальтов к размагничивающим факторам в зависимости от состава, структуры и степени изменения содержащихся в них ферромагнитных минералов, а также от условий формирования естественной остаточной намагниченности. Различия в форме кривых $I_n(\tilde{H})$ и величине разрушающего переменного магнитного поля определяются размером и степенью магнитной жесткости магнитных зерен.



В этом плане наименьшей коэрцитивностью и величиной медианного поля выделяются крупнозернистые титаномagnetиты тырминских долеритобазальтов. Самыми магнито жесткими оказались хинганские андезитобазальты, чья ферритмагнитная фаза представлена мелкозернистыми титаномagnetитами, среди которых, судя по ряду магнитных параметров, вероятно, присутствуют однодоменные или псевдооднодоменные зерна (табл. 2). По магнитной жесткости горинские и солнечные базальты занимают промежуточное положение (см. рис. 3, д). Домиканские андезитобазальты по этому параметру в основной своей массе сходны с хинганскими (рис. 4, б, обр. B180, B210). Исключение составляют маггемитизированные обратно намагниченные разности из зоны выветривания, которые показывают весьма малую коэрцитивность и в указанном отношении приближаются к тырминским долеритам, хотя причина этого, очевидно, иная.

На графиках терморазмагничивания $I_n(T)$ различаются два типа кривых (см. рис. 3, е): выпуклые (горинские, солнечные базальты) и коленообразные вогнутые (хинганские, тырминские). Морфология графиков отражает неодинаковый вклад в I_n термоостаточной компоненты и различия в составе (T_c) носителей намагниченности. Поведение магнитной восприимчивости при терморазмагничивании рассматриваемых базальтоидов соответствует вышеупомянутым различиям и особенностям состава и структуры ферритмагнитных минералов. По возрастанию степени изменения этого параметра они образуют непрерывный ряд от тырминских долеритов до хинганских андезитобазальтов (см. рис. 3, ж). С последними в этом отношении сходны домиканские андезитобазальты.

На рис. 4 показано поведение векторов и скалярных величин I_n некоторых образцов при различных видах размагничивания. Для всех базальтов, в основном, характерно наличие одной стабильной компоненты I_n , на которую может быть наложена вторичная составляющая, по-видимому, вязкой природы. Последняя обычно легко уничтожается в переменном магнитном поле величиной 50—150 Э или температурой до 150 °С (см. рис. 4, г, ж—к). Для некоторых образцов базальтов Солнечного и Горина, где носителями I_n часто являются титаномagnetиты различного состава, поведение векторов I_n при размагничивании сложнее. Здесь более явно выражен их разброс, иногда проявлены две компоненты, имеющие разные направления до 300—400 °С и выше этой температуры (см. рис. 4, д, е).

Среди домиканских андезитобазальтов наиболее устойчивы к терморазмагничиванию и размагничиванию в переменном магнитном поле образцы с прямой полярностью, где носителями I_n являются магнито жесткие титаномagnetиты и титаномagnetиты с относительно невысокими значениями температуры Кюри (рис. 4, в). Основная доля естественной остаточной намагниченности прямо (N) и обратно (R) хаотически намагниченных андезитобазальтов из зоны выветривания, содержащих маггемитизированные magnetиты, размагничивается уже в поле до 100—150 Э (рис. 4, б, обр. B186, B190). При температурном размагничивании обеих разновидностей вулканитов величина их I_n при 375 °С уменьшается до 15—20 %. Если для свежих эффузивов эта величина в абсолютном исчислении составляет первые десятки единиц (10^{-6} СГС), то для выветрелых разностей этот «остаток» I_n достигает нескольких десятков тысяч единиц (10^{-6} СГС). Очевидно, что в первом случае происходит размагничивание единственной ферритмагнитной фазы с относительно низкой величиной T_c . Во втором же случае, вероятно, прежде всего размагничивается преобладающая доля относительно магнитомягкой маггемитовой

Рис. 4. Распределение направлений I_n домиканских андезитобазальтов на равнопромежуточной полярной проекции (а), и типовые примеры графиков T -, H -размагничивания с фрагментами стереограмм (б—д, к) и диаграмм Зийдервельда (е—и). 1, 2 — проекции векторов I_n на верхнюю и нижнюю полушеры соответственно; 3 — положение современного геомагнитного полюса; 4 — графики размагничивания $I_n(T)$ и $I_n(\tilde{H})$; 5 — графики изменения $\chi(T)$. Залитые и полые кружки на диаграммах Зийдервельда — проекции конца вектора I_n на горизонтальную и вертикальную плоскость.

Таблица 2

Петромагнитные характеристики базальтоидов Среднего Приамурья

| Район | I_n | κ | Q | σ_s | σ_{rs} | q | H_c | H_{cs} | \tilde{h}_m | C | $M_s^{t/20^\circ}$ | $M_{rs}^{t/20^\circ}$ | $H_c^{t/20^\circ}$ | $H_{cs}^{t/20^\circ}$ | T_c° |
|---|--------|----------|-------|------------|---------------|-------|-------|----------|---------------|-------|--------------------|-----------------------|--------------------|-----------------------|-------------|
| Домикан, свежие <i>N</i> -базальты | 1603 | 480 | 11,33 | 0,749 | 0,125 | 0,258 | 150 | 242 | 345 | 1,364 | 3,002 | 2,756 | 1,201 | 1,515 | 237 |
| | 482 | 160 | 3,82 | 0,139 | 0,043 | 0,022 | 28 | 64 | 273 | 0,460 | 0,548 | 0,430 | 0,191 | 0,450 | 15 |
| Домикан, выветрелые <i>NR</i> -базальты | 115085 | 6046 | 99,02 | 1,947 | 0,189 | 0,097 | 67 | 142 | 60 | 2,207 | 0,703 | 0,972 | 2,139 | 2,534 | 561 |
| | 6448 | 5555 | 56,12 | 0,113 | 0,004 | 0,006 | 4 | 20 | 7 | 0,144 | 0,174 | 0,049 | 0,186 | 0,285 | 12 |
| Хинганск | 1894 | 331 | 20,23 | 0,135 | 0,040 | 0,294 | 230 | 388 | 438 | 0,432 | 2,993 | 3,134 | 0,793 | 0,909 | 195 |
| | 1387 | 206 | 12,32 | 0,031 | 0,014 | 0,047 | 78 | 112 | — | 0,013 | 0,389 | 0,788 | 0,405 | 0,498 | 57 |
| Тырма | 5549 | 4989 | 3,46 | 1,776 | 0,102 | 0,059 | 22 | 78 | 60 | 5,720 | 0,605 | 1,447 | 2,085 | 2,941 | 212 |
| | 3560 | 858 | 1,98 | 0,328 | 0,036 | 0,024 | 11 | 32 | — | 1,814 | 0,176 | 0,523 | 0,396 | 1,422 | 46 |
| Горин | 6134 | 781 | 25,76 | 0,420 | 0,112 | 0,268 | 206 | 331 | 216 | 0,572 | 1,081 | 1,207 | 1,340 | 1,205 | 572 |
| | 4359 | 361 | 13,40 | 0,166 | 0,050 | 0,080 | 104 | 161 | — | 0,281 | 0,345 | 0,565 | 0,679 | 0,241 | 15 |
| Солнечный | 5938 | 1907 | 13,30 | 0,695 | 0,164 | 0,243 | 171 | 322 | 272 | 0,766 | 1,405 | 1,649 | 1,291 | 1,176 | 569 |
| | 4017 | 2840 | 6,86 | 0,261 | 0,060 | 0,040 | 72 | 145 | — | 0,284 | 0,772 | 1,142 | 0,503 | 0,376 | 9 |

Примечание. I_n — естественная остаточная намагниченность, $\cdot 10^{-6}$ ед. СГС; κ — магнитная восприимчивость, $\cdot 10^{-6}$ ед. СГС; Q — фактор Кенигсбергера; σ_s и σ_{rs} — удельная и остаточная удельная намагниченность насыщения, гс·см³/г; H_c , H_{cs} — коэрцитивная и остаточная коэрцитивная сила, Э; $q = M_{rs}/M_s$, где M_s и M_{rs} — магнитный и остаточный магнитный моменты насыщения в постоянном магнитном поле $H = 3,3$ кЭ; C — содержание ферромагнитных минералов в породе, определенное по σ_s и T_c , %; \tilde{h}_m — амплитуда переменного магнитного поля, разрушающего половину величины I_n ; $t/20^\circ$ означает отношение величин соответствующих магнитных характеристик, измеренных после нагрева до 600 °С, к первоначальным значениям до нагрева. Числа в числителе — средние значения величин, в знаменателе — стандартные отклонения от среднего.

Палеомагнитные характеристики базальтоидов

| Район | λ° | φ° | Кол- во обр. | D° | I° | φ_n° | Δ° | K | α_{95}° | Λ° | Φ° | θ_1° | θ_2° |
|-----------|-------------------|-------------------|--------------------|-------------|-------------|---------------------|------------------|-------|-----------------------|-------------------|----------------|--------------------|--------------------|
| Домикан | 129,88 | 49,69 | 23 | 301 | 64 | 45,6 | -59 | 49,37 | 4,35 | 57,78 | 50,49 | 6,92 | 5,51 |
| Хинганск | 131,00 | 49,00 | 38 | 334 | 63 | 46,6 | -26 | 58,29 | 3,07 | 36,41 | 71,57 | 4,82 | 3,78 |
| Тырма | 131,00 | 50,40 | 23 | 355 | 70 | 54,0 | -5 | 29,49 | 5,66 | 89,89 | 85,05 | 9,75 | 8,39 |
| Горин | 136,00 | 51,00 | 32 | 20 | 70 | 54,0 | +20 | 66,14 | 3,15 | 208,00 | 77,39 | 5,38 | 4,60 |
| Солнечный | 136,52 | 50,90 | 48 | 28 | 62 | 43,2 | +28 | 55,64 | 2,75 | 238,34 | 69,78 | 4,26 | 3,30 |

Примечание. λ° , φ° — средние значения широты и долготы места отбора образцов; D° , I° — склонение и наклонение среднего вектора I_n в современной системе координат; φ_n° — древняя геомагнитная широта; Δ° — отклонение среднего направления I_n от географического меридиана; K — кучность распределения векторов I_n ; α_{95}° — радиус круга доверия для уровня вероятности $1 - p = 0,95$; Λ° , Φ° — долгота и широта северного геомагнитного полюса эпохи образования I_n в современных географических координатах; θ_1° , θ_2° — полуоси овала погрешности в определении положения полюса.

фазы, а также, возможно, присутствующая нормальная намагниченность молниегенной природы. Оставшаяся часть I_n , хорошо проявленная на графиках $I_n(\tilde{N})$ в виде магнитожегстой ветви, отражающей ход размагничивания неизмененных базальтов, обусловлена сохранившейся частью свежих зерен титаномагнетита и малотитанистого магнетита, ответственных за оставшуюся I_n . Судя по относительно небольшому изменению при размагничивании направления вектора I_n этих пород, обратномагнитная компонента также достаточно жестко стабилизирована. Представляет интерес проверить эти образцы для выявления эффекта самообращения I_n .

Представления о распределении направлений векторов I_n изученных вулканитов дают рис. 5 и табл. 3. Определение средних направлений I_n по каждому району выполнено с учетом результатов всех видов чисток и ступенчатого размагничивания. Массовая чистка понадобилась только для тырминских и горинских базальтов. В результате ее проведения кучность распределения векторов I_n улучшилась (см. рис. 5). По данным выборочного термо- и \tilde{N} -размагничивания для вулканитов других районов, общий характер такого распределения на сфере при всех видах воздействий практически не меняется.

Рассчитанные средние положения векторов I_n для каждой группы базальтов (рис. 6, А), за исключением тырминских, отклоняются от позиции современного геомагнитного полюса как к западу (домиканские, хинганские), так и к востоку (горинские, солнечные). Наблюдается последовательное смещение среднего вектора I_n от западных румбов до восточных в направлении от домиканских андезитобазальтов к солнечным базальтам. Причина подобного синхронно направленного дрейфа склонения неясна. Средние отклонения вектора I_n по группам также колеблются, давая значения палеошироты, отличающиеся от современной на 3—9°.

Указанные флуктуации величин склонения и наклонения могут быть объяснены как чисто тектоническими, так и общими геофизическими причинами. Учитывая своеобразную позицию изученных вулканитов в структурных комплексах Приамурья, их приуроченность к зонам ряда долгоживущих разломов (Хинганского, Курского и др.), нельзя исключить влияния возможных право- и левосторонних сдвиговых дислокаций, в которые могли быть вовлечены отдельные блоки эффузивов. Если допустить именно такое предположение, то базальтоиды в зоне Хинганского разлома и западнее его испытали левостороннее вращение против часовой стрелки, а вулканиты Горинского грабена, тяготеющие к северовосточным зонам тектонических нарушений на продолжении Курской

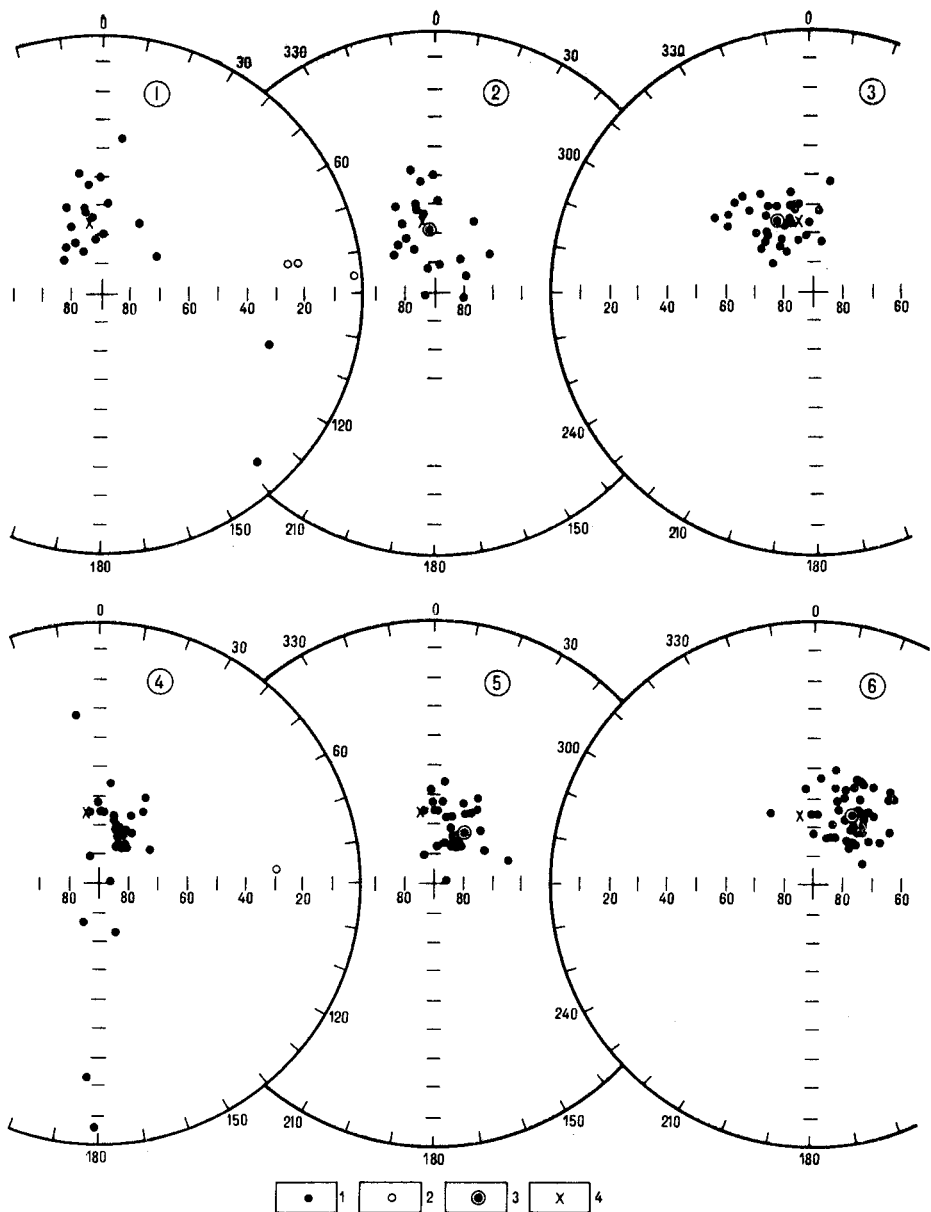


Рис. 5. Распределение направлений I_n кайнозойских базальтоидов на равнопромежуточной полярной проекции.

1, 2 — проекции векторов I_n на нижнюю и верхнюю полусферы соответственно; 3 — среднее направление I_n ; 4 — положение современного геомагнитного полюса. Цифры в кружках — базальтоиды: 1, 2 — тырминские, до и после чистки; 3 — Хинганские; 4, 5 — горинские до и после чистки; 6 — солнечные.

системы разломов, подверглись правосторонним разворотам по часовой стрелке. Правосторонний характер сдвиговых дислокаций в пределах зоны Танлу отмечен в работе [11]. Вместе с тем вполне вероятно, что наблюдаемые различия в величине наклонов средних векторов I_n могут отражать и простые наклоны потоков или отдельных блоков вокруг горизонтальной оси. Последнее характерно для молодых эффузивов и неоднократно отмечалось для многих регионов [12]. Скорее всего, к такому результату могло привести комбинированное воздействие неотектонических дислокаций при разнонаправленных движениях различных геоблоков. В частности, для горинского и солнечного покровов, расположенных на периферии большой кольцевой структуры (Мяо-Чанского грани-

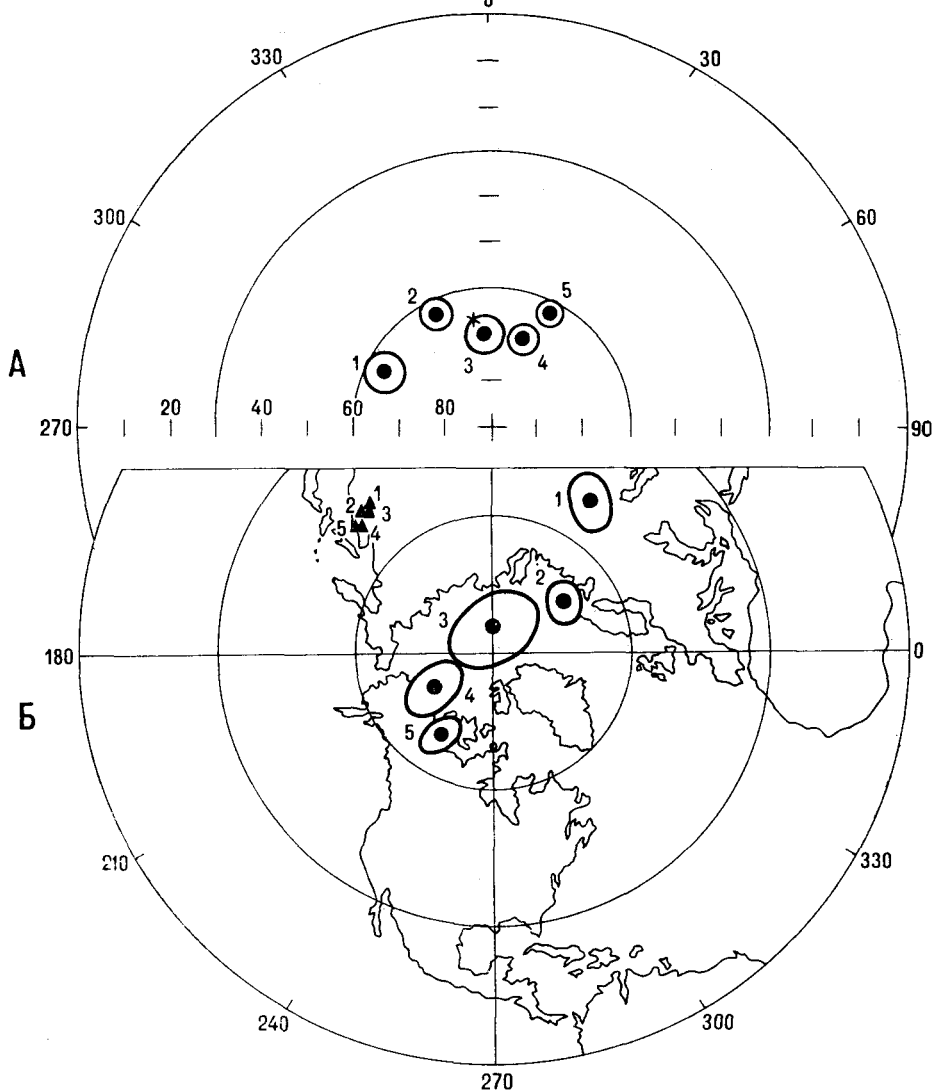


Рис. 6. Средние направления векторов I_n исследованных групп базальтоидов с кругами доверия (А) и соответствующие положения палеомагнитного полюса с овалами доверия (Б).

1—5 — объекты отбора образцов (см. рис. 1).

тоидного купола), это могло происходить при реакции на активное воздымание последнего. В свою очередь дисперсия направлений естественной остаточной намагниченности могла также явиться следствием сейсмической активности, поскольку в рассматриваемом районе широко проявлены неотектонические нарушения сбросового характера [6].

Наконец, другой вероятной причиной отмечаемого отклонения векторов I_n могли явиться вековые вариации геомагнитного поля, зафиксированные в различных направлениях намагниченности отдельных серий потоков молодых четвертичных лав. По данным ряда работ [1, 9], блуждания виртуального геомагнитного полюса только за историческое время достигали десятков градусов как по долготе, так и по широте.

На рис. 6, Б показаны средние положения палеомагнитного полюса и его усредненные координаты для всего региона, рассчитанные по средним значениям I_n базальтов соответствующих объектов. В пределах погрешности изменений они соответствуют позиции неоген-четвертичного полюса для Дальнего Востока и других регионов [3, 9].

Расчет вероятных глубин магматических очагов по магнитным и петрохимическим данным

| Район | Ср. состав базальтов в мол. долях | | | | ω | T_c , ° | H_{II} , км | H_M , км | H_{CP} , км |
|-----------|-----------------------------------|-------|-------------------|------------------|----------|-----------|---------------|------------|---------------|
| | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | | | | | |
| Домикан | 0,096 | 0,098 | 0,057 | 0,031 | 0,516 | 237 | 36,0 | 49,0 | 42,5 |
| Хинганск | 0,112 | 0,125 | 0,052 | 0,021 | 0,566 | 195 | 37,0 | 55,0 | 46,0 |
| Тырма | 0,136 | 0,131 | 0,060 | 0,022 | 0,638 | 212 | 38,0 | 52,0 | 45,0 |
| Горин | 0,204 | 0,116 | 0,044 | 0,022 | 1,121 | — | 49,0 | — | 49,0 |
| Солнечный | 0,154 | 0,132 | 0,049 | 0,022 | 0,759 | — | 41,0 | — | 41,0 |
| Среднее | — | — | — | — | — | — | 40,2 | 52,0 | 44,7 |

Примечание. $\omega = \text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. %; $H_{II} = 24,17 + 22,28 \omega$; $H_M = 82 - 0,14 T_c$ [7].

Кроме палеомагнитного аспекта изучения магнитных свойств указанных базальтоидов представляет интерес их использование для косвенной оценки глубины формирования магматического очага. По данным работы [7] на основе определения состава (T_c) носителей ферримagnetизма в базальтах можно установить вероятную глубину (перед излиянием на поверхность) равновесного состояния расплава в очаге. Используя даже только измеренные значения T_c , которые вследствие катиондефицитности титаномагнетитов (результат низкотемпературного однофазного окисления) всегда завышены по сравнению с расчетными, получаем минимально возможные глубины (H_M), которые вполне сопоставимы с величинами (H_{II}), рассчитанными на основе петрохимических данных (табл. 4). Эти глубины будут еще большими, если использовать расчетные значения T_c , полученные путем определения состава титаномагнетитов на микрозонде (см. табл. 1). Но, в целом, это не меняет общего вывода, подтверждающего известные петрологические данные о формировании ферримagnetитных минералов базальтоидов в подкоровых (мантийных) очагах.

Авторы выражают признательность И. П. Войновой за изучение прозрачных шлифов, а также В. С. Чуйко за помощь в отборе части образцов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахмутов В. Г., Загий Г. Ф. Вековые вариации геомагнитного поля (исследование ленточных глин Карелии) // Геофизич. журнал. — 1989. — Т. II, № 6. — С. 47—61.
2. Бретштейн Ю. С. Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 6. — С. 36—45.
3. Бретштейн Ю. С. Петромагнетизм позднемиоценовых — кайнозойских вулканитов юга Дальнего Востока СССР // Геодинамические исследования. № 10: Геофизические поля окраинных морей и их геологическая природа/МГК АН СССР. — М., 1988. — С. 20—34.
4. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. — М.: Наука, 1984.
5. Главаская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. — Киев: Наук. думка, 1983.
6. Иващенко Ю. К., Онухов Ф. С., Сазыкин А. М., Ставров В. Н. Сейсмологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Бурейского массива // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 4. — С. 42—49.
7. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. — М.: Наука, 1975.
8. Николаев В. В. Разлом Танлу-Курский: Структура фундамента и сейсмичность: Тез. докл. междунар. симп. Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики. Т. I. — Хабаровск, 1989. — С. 45.
9. Палеомагнитология. — Л.: Недра, 1982.

10. *Сухов В. И.* Вулканогенные формации Юга Дальнего Востока.— М.: Недра, 1975.
11. *Jovlet L., Davy P., Cobbold P.* Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // *Tectonics*.— 1990.— V. 9, N 6.— P. 1409—1419.
12. *Kikawa E., Koyama M., Kinoshita H.* Paleomagnetism of quarternary volcanics in the Izu peninsula and adjacent areas, Japan, and its tectonic significance // *J. Geomagn. Geoelectr.*— 1989.— V. 41.— P. 175—201.
13. *O'Reilly W.* The identification of titanomagemites: model mechanisms for the maghemitization and inversion processes and their magnetic consequences // *Physics of the Earth and Planet. Inter.*— 1983.— V. 31, N 1.— P. 65—76.

*ИТГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
24 апреля 1991 г.*



УДК 551.248.2:551.432(571.61/62)

Ф. С. Онухов, Ф. Г. Корчагин

НЕОТЕКТЕНИКА ЭВОРОН-ЧУКЧАГИРСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ (Нижнее Приамурье)

Проведено неотектоническое районирование Нижнего Приамурья. В качестве структурных единиц первого ранга выделены Буреинский и Нижнеприамурский блоки, различающиеся по мощности земной коры и типу неотектонических дислокаций. Пограничным структурным элементом между этими блоками является Эворон-Чукчагирская зона поднятий и впадин. Дана характеристика этой зоны, отражающей неотектоническую перестройку структурного плана Нижнего Приамурья. Приведен анализ ее основных неотектонических нарушений, их динамики, геоморфологической выраженности и внутреннего строения.

Эворон-Чукчагирская структурная зона выделяется в области молодого горообразования Нижнего Приамурья [9]. Она разделяет в субмеридиональном направлении два крупных блока земной коры, различающихся по стилю неотектонических дислокаций (рис. 1). К западу от нее располагается Буреинский блок, характеризующийся преимущественно сводовым и сводово-глыбовым типами неотектонических деформаций [5, 10]. Восточнее этой зоны выделяется Нижнеприамурский блок с характерным чередованием линейных горстовых поднятий, разделенных приразломными и грабеновыми впадинами.

Эворон-Чукчагирская зона геоморфологически выражена системой межгорных впадин между побережьем Охотского моря (Тугурский залив) и долиной Амура в окрестностях Комсомольска-на-Амуре. Она включает ряд сравнительно крупных (шириной до 45 км) депрессий, таких как Тугурская, Тугуро-Нимеленская, Нимелено-Чукчагирская, Эворонская, и ряд менее обширных впадин. В плане отдельные звенья этой системы кулисообразно смещаются влево и образуют входящие углы на фланге Нижнеприамурского блока. Днища впадин располагаются на абсолютных высотах от первых метров (на побережье Охотского моря) до 100 м (в районе озер Чукчагир и Эворон). Впадины отделены друг от друга возвышениями или низкогорными массивами, изолированными от горного обрамления.

Изучение новейшей тектоники зоны осуществлено на трех уровнях [7]. Региональные исследования базируются на данных преимущественно дистанционных наблюдений — дешифрировании мелкомасштабных космических снимков и топокарт. Особенности использования этих методик в условиях данного региона рассмотрены в ряде работ [6—8, 12]. Дистанционные исследования наиболее информативны при выделении каркасных элементов структуры — разрывных нарушений и их зон. Блоковую структуру более полно характеризует анализ вершинной поверхности, реконструированной на базе мелкомасштабных топокарт (1 : 2 500 000, 1 : 1 000 000) [1, 10, 11]. На основании этих данных проведено неотектоническое районирование Нижнего Приамурья (см. рис. 1), позволившее выделить в качестве одного из структурных элементов первого ранга (для данного региона) Эворон-Чукчагирскую зону [9].

Второй уровень исследований заключается в выяснении региональных особенностей структуры вышеупомянутой зоны. Наряду с анализом

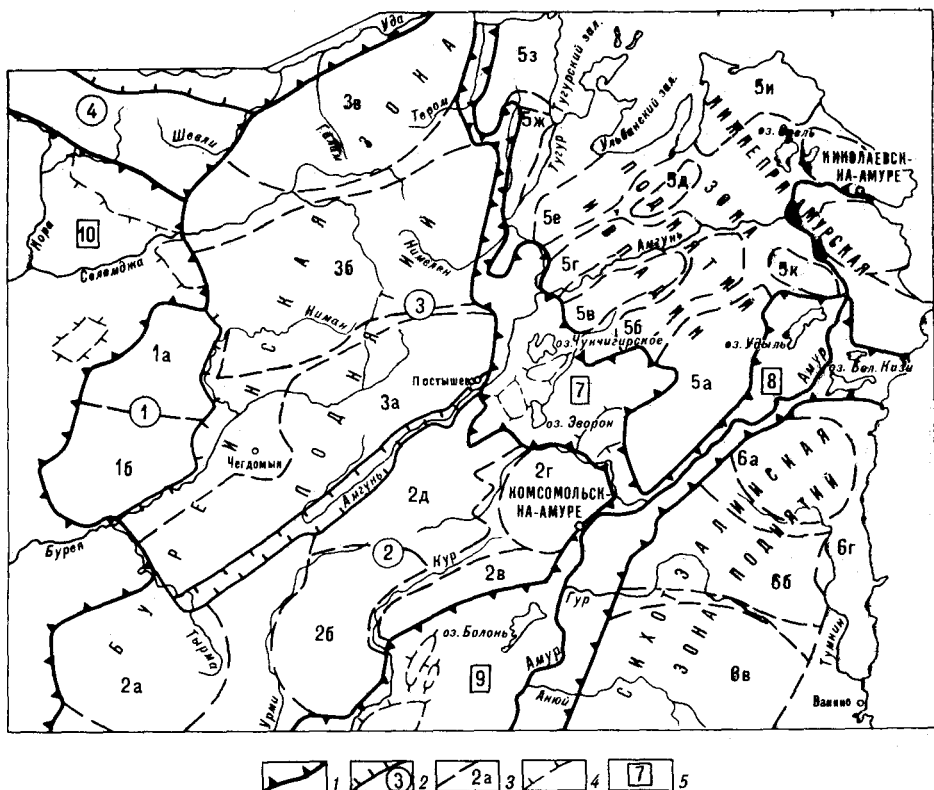


Рис. 1. Схема неотектонического районирования Нижнего Приамурья и Северного Сихотэ-Алия.

1 — границы неотектонических зон; 2 — границы поднятий первого ранга и их нумерация (1 — Туранское, 2 — Кукуно-Ваджалское, 3 — Буреинско-Ямалское, 4 — Тукурингра-Джагдинское, 5 — Нижнеамурское, 6 — Сихотэ-Алинское); 3 — границы поднятий второго и третьего рангов (1а — Северотуранское, 1б — Южнотуранское, 2а — Верхнегирминское, 2б — Кукуанское, 2в — Джаки-Унахта-Якбынское, 2г — Млячанское, 2д — Баджалское, 3а — Приамурское, 3б — Ямалское, 3в — Тайканское, 5а — Лимурийское, 5б — Чаятинское, 5в — Омельдинское, 5г — Омальское, 5д — Кивун, 5е — Магу, 5ж — Тугурское, 5з — Альское, 5и — Мевачанское, 5к — Шур, 6а — Тумнинское, 6б — Гурское, 6в — Анойское, 6г — Приморская горст-грабенная подзона); 4 — горсты в пределах впадин; 5 — зоны впадин (7 — Эворон-Чукчагирская, 8 — Удиль-Кизинская, 9 — Среднеамурская, 10 — Зейско-Буреинская).

вершинной поверхности, реконструированной на базе среднemasштабных топокарт (1 : 500 000, 1 : 200 000), большое внимание уделяется структурно-геоморфологическим наблюдениям. Последние заключаются прежде всего в анализе граней рельефа — характера уступов и поверхностей, ограничивающих блоковую структуру, их региональных деформаций, направленности рельефообразующих процессов. Принимается во внимание влияние геологического строения региона. На этом уровне выделяются неотектонические структурные элементы второго и последующих рангов, решаются вопросы их динамики и унаследованности [8].

Детальные наблюдения отвечают третьему уровню исследований. В качестве дистанционных материалов главное значение здесь имеют данные дешифрирования крупномасштабных аэрофотоснимков, позволяющие уточнить местоположение разрывных нарушений, особенности строения их зон и выраженности определенными геоморфологическими аномалиями. Наземные наблюдения осуществляются непосредственно на геологических разрезах, при этом главное внимание уделяется характеристике разрывных дислокаций, направленности и величине смещений по ним. Помимо геологических реперов, которые не так уж часто с достаточной надежностью распознаются в сравнительно небольших обнажениях, принимаются в расчет деформации реперных, чаще всего разновозрастных геоморфологических поверхностей (например, террасовых уровней).

Использование перечисленных методических приемов позволяет рассматривать как региональные особенности неотектоники Эворон-Чукча-

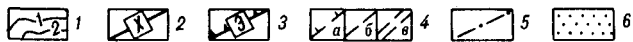
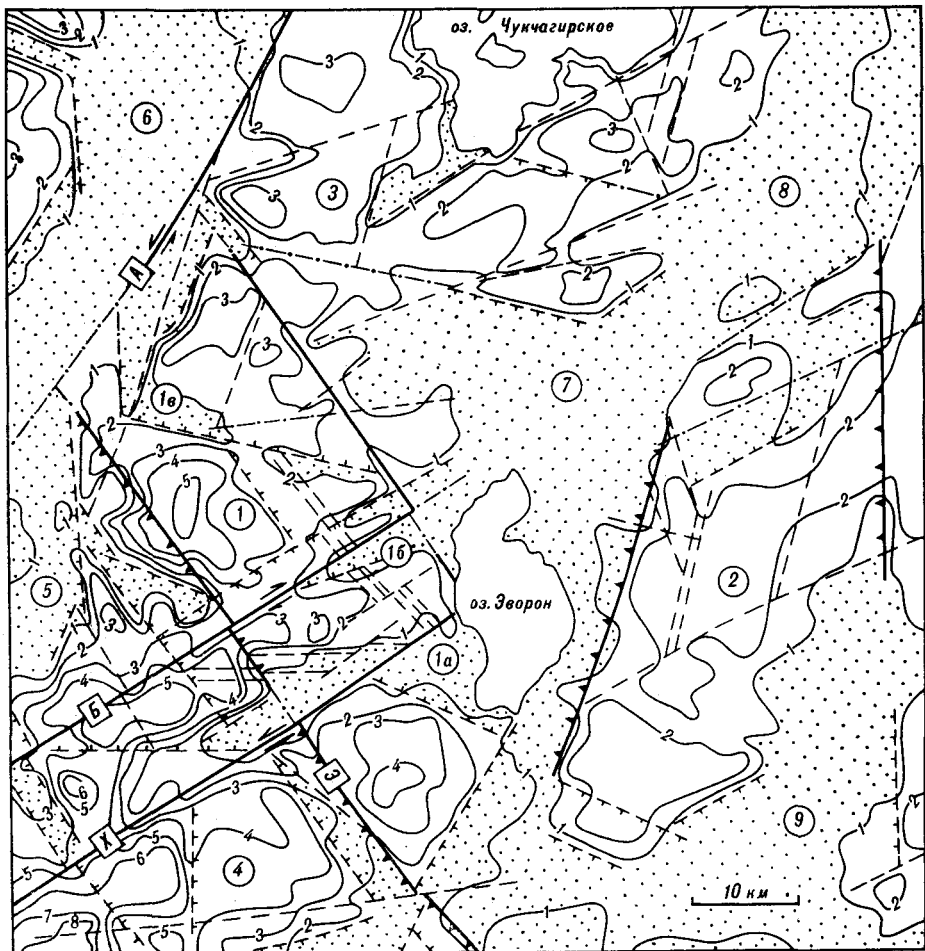


Рис. 2. Схема неотектоники центрального участка Эворон-Чукчагирской зоны впадин. 1 — изогипсы вершинной поверхности; 2 — основные зоны сбрососдвигов (А — Амгунская, Б — Баджалская, Х — Хинганская); 3 — основные сбросы и их зоны (Э — Эльбан-Дукинская зона); 4 — второстепенные нарушения (а — сбросы, б — неустановленной кинематики, в — зоны трещиноватости); 5 — участки нарушений, выделенные преимущественно по ландшафтным признакам; 6 — участки погружения, в том числе межгорные впадины, долинные и приразломные грабены. Цифрами в кружках обозначены: 1—3 — поднятия в зоне общего погружения (1 — Ольгаканское, в его пределах долинные грабены: 1а — Сирокский, 1б — Ольгаканский, 1в — Черный Ключ; 2 — Восточноэворонское; 3 — Чукчагирское); 4 — фланг Баджалского полуострова; 5—9 — межгорные впадины (5 — Дукинская, 6 — Среднеамгунская, 7 — Эворонская, 8 — Эвурская, 9 — Харпинская).

гирской зоны, так и взаимодействие отдельных структурных элементов в ее пределах.

Занимая в целом субмеридиональное положение, эта зона характеризуется левосторонней кулисностью ее составных элементов — узких или изометричных грабеновых впадин, отделенных друг от друга сравнительно небольшими поднятиями (см. рис. 1). Грабеновая природа этих впадин определяется разрывными нарушениями, среди которых основная рельефообразующая роль принадлежит северо-восточным субмеридиональным и северо-западным дизъюнктивам (рис. 2). Наиболее хорошо дешифрируются по дистанционным материалам северо-восточные разломы [9]. Они прослеживаются на сотни километров и занимают трансрегиональное положение по отношению к зоне в целом. Субмеридиональные разломы наиболее контрастно выражены в западном ограничении зоны при ее сочленении с Буреинским мегаблоком [5]. Чаще всего они имеют секционный характер по простиранию, т. е. при региональных дистанционных исследованиях группируются в протяженные зоны, хотя отдель-

ные разрывы прерывисты и с различной степенью надежности выделяются по структурно-геоморфологическим признакам.

Большинство межгорных впадин, входящих в зону, еще слабо изучено бурением и геофизическими методами. Краткая характеристика основных из них, к которым относится Хогду-Горинская, Харпинская, Харпичиканская, Эворонская, Среднеамгунская, Тугуро-Нимеленская, Тугурская, приведена ранее [9]. Выполнены впадины озерно-аллювиальными угленосными отложениями олигоцен-четвертичного возраста. Эоценовые образования малой мощности установлены бурением в низах разреза Тугуро-Нимеленской впадины [2]. Максимальные мощности кайнозойских отложений обнаружены в северном звене зоны, где в наиболее погруженных грабенах они превышают 1000 м (например в Тугуро-Нимеленской впадине, по данным ВЭЗ, мощность рыхлой толщи достигает 1340 м).

В центральном и южном звеньях Эворон-Чукчагирской зоны глубина погружения фундамента впадин колеблется в пределах 300—500 м. Здесь, особенно в центральном звене, наиболее четко проявляется взаимодействие разнонаправленных структурных элементов, определяющих положение в новейшей структуре зоны поперечных поднятий и межгорных впадин (см. рис. 2). Для выяснения их характерных особенностей нами проведены детальные исследования в обрамлении Эворонской впадины. Поперечные поднятия, отграничивающие эту впадину от других звеньев зоны, в значительной степени еще не утратили связи со структурными элементами обрамления. Это позволяет рассмотреть тенденции неотектонических движений внутри зоны и степень их зависимости от докайнозойского структурного плана.

Эворонская межгорная впадина имеет в плане клиновидную форму, сужаясь от 30 км в северной части до 15 км на южной оконечности (см. рис. 2). В ее южном углу располагается обширное, но мелководное оз. Эворон. Абрис его берегов непостоянен, в значительной степени зависит от сезонных колебаний уровня воды в озере и в малой степени контролируется положением неотектонических нарушений. Последние или располагаются на некотором удалении от озерной ванны на крыльях поперечных поднятий, обрамляющих впадину с востока и запада, или секут ее в северо-восточном направлении. Однако озерная акватория тяготеет к наиболее погруженной части впадины с мощностью рыхлых отложений до 600 м.

По морфометрическим признакам, в северном направлении происходит воздымание фундамента впадины. В северной части относительно опущенный грабен дренируется нижним течением р. Эвор и мощность рыхлых отложений составляет 300—400 м [9]. В целом днище впадины здесь наклонено к востоку.

Эворонская впадина занимает поперечное положение по отношению к Баджальскому полусводу [10]. Зона перехода от него к Эворон-Чукчагирской системе впадин представляет собой сочетание небольших сводовых и полусводовых поднятий, осложненных дифференцированными блоковыми перемещениями. Эти элементы новейшей структуры отклоняются от Баджальского полусвода сравнительно узкими (3—4 км) зонами опускания, имеющими вид относительных грабенов, т. е. днища которых опущены относительно пограничных поднятий, но возвышаются над днищами прилегающих межгорных впадин. Эти линейные зоны опускания чаще всего подвержены эрозионной проработке вдоль разломов и представляют собой односторонние или нормальные грабены. В структурно-геоморфологическом отношении они носят название долинных грабенов или долин-грабенов.

Отклоненные таким образом небольшие поднятия структурно принадлежат зоне впадин и представляют поперечные выступы в пределах последних. Их неотектоническое развитие в значительной степени подчинено общей тенденции движений Эворон-Чукчагирской зоны впадин, характеризующейся опусканием.

Одним из таких структурных элементов является Ольгаканское сводово-блоковое поднятие, располагающееся между Баджальским полусводом и Эворонской впадиной (см. рис. 2). Сложено оно в основном довольно однообразным комплексом мезозойских пород (Т — J), представленных переслаиванием песчаников и алевролитов, что облегчает выделение разноуровневых геоморфологических поверхностей, обусловленных блоковыми перемещениями. В тектоническом отношении район принадлежит к Горинскому антиклинорию, поэтому породы характеризуются крутым залеганием.

Ольгаканское поперечное поднятие выражено в рельефе низкогорным массивом. Максимальные отметки абсолютной высоты в его пределах не превышают 500 м. По большей части своего периметра оно обрамлено грабеновыми впадинами, выполненными рыхлыми кайнозойскими угленосными отложениями мощностью от десятков до первых сотен метров.

Западным ограничением поднятия служит система грабенов, дренируемых речной сетью Дуки в ее верхнем течении. Отдельные обширные грабены, имеющие субмеридиональную и северо-восточную ориентировку, сочленяются сравнительно узкими долинными приразломными грабенами в единую систему, контролируемую Эльбан-Дукинской разломной зоной.

С северо-запада Ольгаканское поднятие ограничено Среднеамгунской системой долинных грабенов, располагающихся в протяженной зоне разломов, наиболее контрастно выраженной в обрамлении Верхнеамгунского грабена [9]. Здесь с разломами, принадлежащими Амгунской зоне, связаны сейсмогравитационные структуры типа обвалов скальных масс и молодых тектонических рвов, указывающие на современную активность этих нарушений [9]. Нами выявлены на северо-западном фланге Ольгаканского поднятия (в устье Черного Ключа — правого притока р. Амгунь) сходные формы в виде глыбовых валов и рвов, сопряженных с тектоническими сбросовыми уступами. Они указывают, что Амгунская разломная зона сохраняет признаки молодых сейсмогенных движений и в пределах Эворон-Чукчагирской системы впадин.

Юго-восточный фланг Ольгаканского поднятия отчленяется от Баджальского полусвода долинным грабеном р. Сироки, впадающей в оз. Эворон. Этот грабен контролируется зоной Хинганского разлома, имеющего также северо-восточное простирание. Указанный разлом как левосторонний сдвиг проявляется в мезозойском структурном плане [9]. Вместе с тем он хорошо отражен в современном рельефе за счет унаследованного развития. Крупные сбросовые уступы с амплитудой смещения до 1000 м наблюдаются вдоль левобережья р. Дуки в ее верхнем и среднем течениях. Высота уступов и их контрастность снижаются к Сироковскому долинному грабену за счет процессов педиментизации рельефа. Вблизи побережья оз. Эворон разрывные элементы Хинганской зоны нечетко выражены структурно-геоморфологическими признаками. Здесь наблюдаются невысокие (в несколько метров) каскадно расположенные уступы, отвечающие преимущественно межслоевым срывам.

Структурно-геоморфологические наблюдения в узле пересечения Хинганской и Эльбан-Дукинской разломных зон показывают, что и в новейшее время по Хинганскому разлому происходили унаследованные левосторонние перемещения. Свидетельством этого является, например, то, что нарушения Эльбан-Дукинской зоны, контролирующей прямолинейные долины ключей Западный, Прямой и др. (левые притоки р. Сироки), в северном борту Сироковского грабена левосторонне смещены по отношению к сопряженным с ними по простиранию уступам и водораздельным понижениям приразломного типа на южном борту этого грабена. По инструментальным наблюдениям в этой зоне отмечаются правосторонние современные смещения.

Касаясь структуры Ольгаканского поперечного поднятия, отметим, что сводовый изгиб, видоизмененный блоковыми деформациями, слабо проявлен на его северо-западном фланге. В основном же это поднятие имеет четко выраженную горст-грабеновую структуру. Такая структура

обусловлена преимущественно северо-восточными разломами и их зонами.

Помимо выше упомянутых региональных нарушений, обрамляющих Ольгаканское поднятие, выделяется северо-восточная Баджалская зона, пересекающая это поднятие и контролирующая Ольгаканский долинный грабен (см. рис. 2). По ней наблюдаются наряду с вертикальными, правосторонние перемещения.

Долинные грабены открываются в сторону Эворонской межгорной впадины. Характерной особенностью грабеновых структур является их некоторая асимметрия с наклоном днищ к основному, наиболее четко проявленному в рельефе разлому, в то время как противоположный борт контролируется либо второстепенными нарушениями, либо ответвлениями от основного. Борт, осложненный второстепенными нарушениями, как правило, подвержен процессам педиментации. Долинные педименты сопровождают все грабены восточного фланга Ольгаканского поднятия, еще более подчеркивая асимметрию этих структурных форм.

Второй особенностью долинных грабенов является маломощность выполняющих их рыхлых четвертичных отложений, представленных аллювиально-делювиальными разностями, а также чередованием относительно погруженных и приподнятых блоков. Это хорошо наблюдается на примере Ольгаканского грабена, дренируемого р. Ольгакан. Здесь бурением в приустевой части грабена вскрыты четвертичные отложения мощностью свыше 60 м. В средней части грабена они сокращаются до 8—6 м, а над выступами фундамента не превышают 1—2 м. Резкие колебания мощности связаны с поперечными, преимущественно северо-западными нарушениями, которые в пределах грабенов хотя и слабо проявлены, но имеют рельефообразующее значение в прилегающих к грабенам горстах, определяя их поперечную ступенчатость.

Такие ступенчатые горсты отвечают водораздельным пространствам между долинными грабенами рек Сироки, Ольгакан, Денкукан, Годча. В их пределах развита денудационная поверхность выравнивания, имеющая региональный наклон к Эворонской впадине. В пределах отдельных горстов эта поверхность выведена на различную высоту и отвечает неотектоническим ступеням 400, 360, 300—200 м. В свою очередь эти ступени осложнены уже упоминавшейся поперечной к удлинению горстов ступенчатостью второго порядка. Так как удлинение горстов в значительной степени согласуется с простираем мезозойских пород, а фланговые ограничения горстов характеризуются межслоевыми срывами, то поперечные, даже малоамплитудные сбросовые нарушения находят отражение в рельефе в виде невысоких тектонических уступов, в той или иной мере подверженных эрозионной проработке.

Изучение внутреннего строения разрывных нарушений, проведенное в основном в карьерах (ввиду плохой естественной обнаженности), показывает, что северо-восточные разломы состоят из частных каскадно расположенных зон разлинзования (рис. 3). Разлинзованию подвергаются породы типа песчаников, которые образуют факоиды с облинзованной поверхностью. Между факоидами заключен перетертый и рассланцованный материал, заполняющий также полости трещин. При тонком переслаивании песчаников и алевролитов рассланцеванию подвержены прежде всего последние. Это характерно для многих срывов Хинганской зоны, но не только для них. Нарушения, которые располагаются под небольшими углами по отношению к простираению слоев, также имеют аналогичное внутреннее строение. Нередко они секут песчаники, а входя в алевролиты, на некотором продолжении изменяют простираение и имеют вид типичных срывов.

На облинзованных поверхностях факоидов в ряде случаев наблюдаются штрихи и борозды скольжения, развитые по коркам гидроокислов железа. Наблюдения по этим признакам позволяют относить разрывы, входящие в северо-восточные зоны, к типу сбрососдвигов. При этом амплитуды как вертикальных, так и горизонтальных перемещений, составляющие сотни метров, являются суммарным эффектом деформаций по

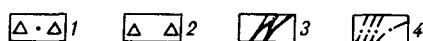
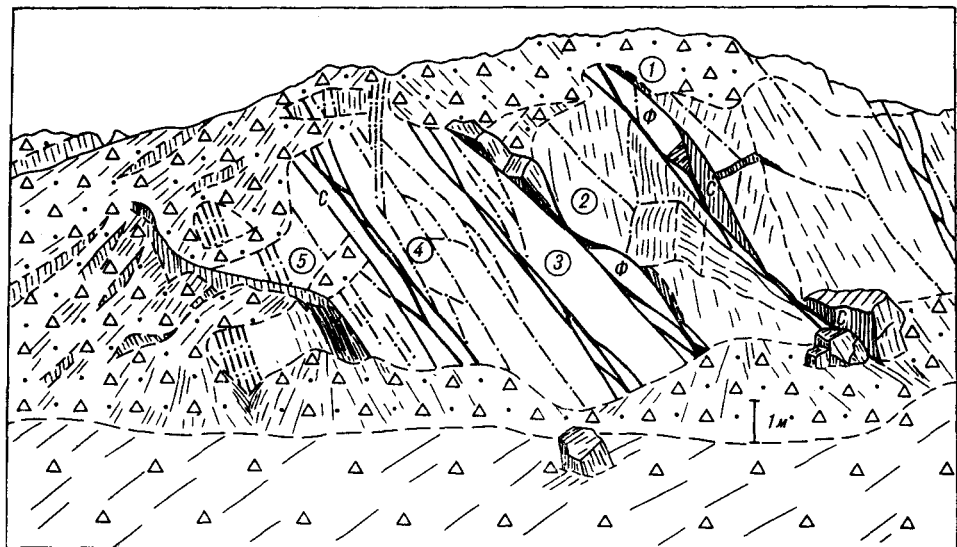


Рис. 3. Разрывные нарушения типа межслоевых срывов в зоне Хинганского разлома на южном борту Сирокского грабена (карьер вблизи пос. Эворон).

1 — техногенные осыпи; 2 — днище карьера; 3 — частные зоны нарушений (цифры в кружках: 1—4 — преимущественного разлинования песчаника и катаклаза по трещинам, 5 — рассланцевания и перетиранья алевролита); 4 — трещинные зоны и отдельные трещины в песчанике. Буквами обозначены: Ф — крупные факонды песчаника, С — зеркала скольжения на стенках трещин, указывающие на сбрососдвиговые перемещения. Рисунок экспонирован на юго-запад.

близко расположенным частным зонам разлинования мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Как латеральные, так и вертикальные смещения по ним составляют 10—50 см, реже более. При мощности зоны разрывного нарушения в сотни метров такие, в общем небольшие, смещения приводят к значительным блоковым деформациям. Исходя из того, что вертикальные амплитуды движений, например, по Хинганской зоне достигают 1000 м, можно считать, что и амплитуда горизонтальных движений в целом по зоне соразмерна этой величине, что подтверждается детальными замерами по мелким разрывам.

О направлении латеральных перемещений по зоне трудно судить, исходя из наблюдений только по частным нарушениям, так как внутренняя кинематика породных призм в ее пределах зависит и от пересечения с разломами других простираний. Так, в зоне Хинганского разлома в карьерах наблюдаются как левосторонние, так и правосторонние смещения, хотя последние встречаются реже. Структурно-геоморфологические исследования в узле ее пересечения с Эльбан-Дукинской зоной, о чем уже упоминалось выше, наряду с наблюдениями в карьере свидетельствуют в пользу продолжения левосторонних смещений в новейшее время по Хинганской зоне, которые, вероятно, в четвертичное время сменились правосторонними движениями.

Среди северо-западных разломов преобладают сбросы. Разрывы в верхней части, вблизи дневной поверхности, ветвятся и огибают линзовидные и клинообразные обломки пород, удлиненные по падению. По отдельным трещинам вертикальные перемещения небольшие, чаще всего не превышают первых сантиметров. Более значительные, в десятки сантиметров, деформации происходят по маломощным подзонам тонко раздробленных или рассланцованных пород, приуроченным к лежащему крылу сброса или к центральной части зоны (рис. 4).

На восточном фланге Ольгаканского поднятия выделяются две северо-западные зоны трещиноватости вдоль борта Эворонской впадины (см. рис. 2). Зона, отделяющая поднятие от впадины, представлена малоамплитудными сбросами. По структурно-геоморфологическим признакам от-

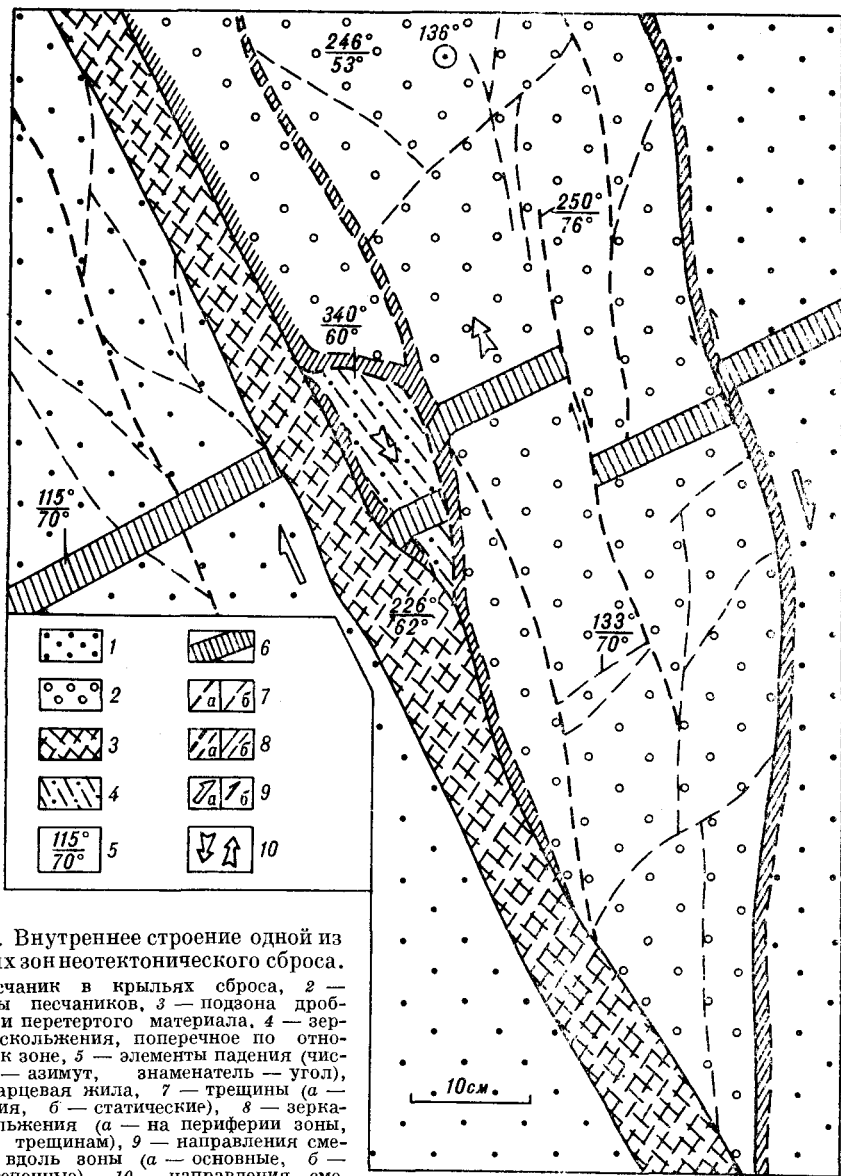


Рис. 4. Внутреннее строение одной из частных зон неотектонического сброса. 1 — песчаник в крыльях сброса, 2 — факоиды песчаников, 3 — подзона дробленого и перетертого материала, 4 — зеркало скольжения, поперечное по отношению к зоне, 5 — элементы падения (числитель — азимут, знаменатель — угол), 6 — кварцевая жила, 7 — трещины (а — смещения, б — статические), 8 — зеркало скольжения (а — на периферии зоны, б — по трещинам), 9 — направления смещения вдоль зоны (а — основные, б — второстепенные), 10 — направлений смещения поперечно зоне.

дельные нарушения этой зоны имеют листрический характер. На это указывает обратная ступенчатость поверхностей, разделенных частными сбросами, т. е. отдельные ступени имеют наклон от впадины к подножию частных тектонических уступов.

В осевой зоне Ольгаканского поднятия при дешифрировании аэрофотоснимков выделяется зона субпараллельных трещин мощностью до 100 м, имеющая характерное кулисное смещение отдельных секций по ее простираию. Наблюдается левостороннее латеральное перемещение секций относительно друг друга на 30—60 м по северо-восточным срывам. Вертикальные деформации ступеней рельефа по этой зоне незначительные. Чаще ее местоположение подчеркивается в рельефе понижениями и перевальными педиментами, что указывает на процесс растяжения в ней.

Помимо рассмотренных двух систем разрывных нарушений, имеющих основное рельефообразующее значение в новейшей структуре как поперечного поднятия, так и впадины, следует упомянуть о субширотных нарушениях. Они наблюдаются в основном в северной части Эворонского участка и пространственно связаны с зоной влияния донеотектонического

Пауканского надвига. Несмотря на пространственную близость, неотектонические нарушения развивались здесь в значительной степени автономно в виде сбросов между Чукчагирским и Ольгаканским поперечными поднятиями.

Субмеридиональные разломы развиты фрагментарно в обрамлении Дукинской и на восточном фланге Эворонской впадин. В последнем случае (по данным дешифрирования космоснимков) они представляют частные нарушения сбросового и раздвигового типа, входящие в прерывистую зону большой протяженности — от залива Николая на севере до Средне-амурской впадины на юге. В рельефе они выражены тектоническими уступами и долинными грабенами, связанными с зонами трещиноватости.

Рассмотренные особенности неотектоники Ольгаканского поднятия характерны и для других внутривпадинных поднятий Эворон-Чукчагирской зоны. Общая черта последних — обособление почти по всему периметру участками погружения в виде систем впадин и приразломных грабенов. В той или иной мере в пределах поднятий наблюдаются реликты сводовой поверхности, усложненной последующей блоковой дифференциацией. Это обстоятельство, наряду с частичной конформностью поднятий и разделяющих их впадин с простираемием мезозойских, а в северной части зоны — с ориентировкой палеозойских складчатых структур, позволяет считать, что сводовое коробление земной коры имеет унаследованный характер. На неотектоническом этапе оно все в большей мере сменялось блоковой дифференциацией в условиях растяжения. На растяжение указывают многочисленные внутривпадинные долины-грабены и «заливы» впадин, членившие поднятия на горсты и отдельные блоки. Относительно поднятые блоки приурочены к осевым частям горстов, где сводовый изгиб теряет свою выразительность или исчезает вовсе. При этом структуры растяжения в ряде случаев развиваются поперечно по отношению к элементам мезозойской тектоники.

Можно с достаточным основанием считать, что внутривпадинные поднятия Эворон-Чукчагирской зоны проявляют некоторый «консерватизм» по отношению к ее общему погружению. То есть они отстают в общем темпе прогибания от темпа погружения граничащих с ними впадин. Отдельные же блоки, в основном центральные, находящиеся в условиях сжатия в динамической системе взаимодействия разломов, испытывают слабое относительное воздымание, снижающее величину общего погружения.

Процесс растяжения в пределах зоны впадин реализуется взаимодействием двух основных систем разрывных нарушений — северо-восточных, преимущественно унаследованных сбрососдвигов, и северо-западных, в основном неотектонических сбросов, реже — сбрососдвигов. До позднего миоцена впадины в большинстве случаев были разобщены между собой! Они объединились в зону в позднем плиоцене или даже в нижнечетвертичное время. Расширение площади аккумуляции за счет горного обрамления подтверждается трансгрессивным залеганием кайнозойских образований на складчатых породах докайнозойского возраста [9].

Процесс расширения областей аккумуляции наблюдается и в настоящее время за счет условий растяжения в пределах поперечных поднятий, подобных Ольгаканскому. Это подтверждается существованием локальной поверхности выравнивания, деформированной блоковыми перемещениями. Еще более убедительным свидетельством этого процесса является широкое развитие долинных педиментов внутри грабеновых структур. Долинные педименты в ряде случаев увеличивают контрастность тектонических уступов за счет денудационной проработки опущенных ступеней рельефа и зон трещиноватости, что необходимо учитывать при оценке вертикальных перемещений по морфометрическим признакам.

Наибольшие амплитуды опусканий в новейшее время отвечают звеньям Эворон-Чукчагирской структурной зоны с максимальными мощностями олигоцен-четвертичных отложений. Амплитуды погружения преиму-

щественно находятся в пределах 400—600 м, которым соответствуют соразмерные положительные значения амплитуд обрамляющих поднятий. Таким образом, размах вертикальных движений составляет 800—1200 м.

Эворон-Чукчагирская система впадин в ряде работ рассматривается как рифтогенная система [3, 4, 10 и др.]. Помимо данных геофизики, такая точка зрения аргументируется признаками четвертичного вулканизма в пределах этой зоны. Эффузивные образования миоценового возраста известны в обрамлении Эвурской, Харпинской и Хогду-Горинской впадин. Они относятся к кизинской и совгаванской свитам. Вместе с тем неотектоническая структура Эворон-Чукчагирской зоны отражает довольно сложный характер взаимоотношения между Буреинским и Нижнеприамурским мегаблоками, некоторую «неоформленность» ее обрамления, значительное влияние на ее структурные элементы унаследованных сдвиговых движений. Это свидетельствует о том, что рифтообразование здесь еще не проявилось в полной мере. Эворон-Чукчагирская зона — развивающаяся неотектоническая система, на отдельных участках которой наблюдаются признаки молодого прогибания, как например, в районе оз. Чукчагирское [10], а также признаки современных деформаций (северо-западный фланг Ольгаканского поднятия). Общая ее ориентировка хотя и подчинена границе сочленения между указанными мегаблоками, но дискордантна по отношению к их высокопорядковым структурным элементам, что отражено в сложной конфигурации ее обрамления. Развитие Эворон-Чукчагирской системы впадин наиболее ярко отражает процесс неотектонической перестройки структурного плана Нижнего Приамурья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрущенко С. Н., Онухов Ф. С., Ставров В. Н. и др. Неотектоническая структура областей горообразования Приамурья // Типы гор и механизмы горообразования/ИЗК СО АН СССР. — Иркутск, 1979. — С. 107—108.
2. Ахметьев М. А., Белецкая С. В., Морозов В. Ф., Салун С. А. Палеогенные и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья // Сов. геология. — 1969. — № 7. — С. 9—24.
3. Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 3—13.
4. Заболотников А. А., Косыгин Ю. А., Онухов Ф. С. и др. Охотско-Беринговский эпигорный рифтовый пояс // 27-й Международный геол. конгресс: Тез. докл. Т. 3. Секция 06—07. — М.: Наука, 1984. — С. 472—473.
5. Ивашинников Ю. К., Онухов Ф. С., Сазыкин А. М., Ставров В. Н. Сейсмогеологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Буреинского массива // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 4. — С. 42—49.
6. Космическая информация в геологии. — М.: Наука, 1983.
7. Онухов Ф. С. Методика изучения неотектонических нарушений активной континентальной окраины (на примере Приохотья и Приамурья) // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Т. 1: Тез. докл. Международ. симпозиума/ИТИГ ДВО АН СССР. — Хабаровск. 1989. — С. 46—47.
8. Онухов Ф. С., Юшманов В. В. Главные линейные системы Дальнего Востока СССР // Геоморфологическое строение и развитие зон перехода от континентов к океанам: Тез. докл. XX пленума. Геоморфолог. комиссии АН СССР/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 44—45.
9. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
10. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
11. Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С., Ставров В. Н. Новейшая тектоника Дальнего Востока и дна прилегающих акваторий // XIV Тихоокеан. научн. конгресс (СССР, Хабаровск, 1979). Комитет В. Секция В-II: Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тез. докл. — М., 1979. — С. 55—56.
12. Юшманов В. В., Онухов Ф. С., Алексеенко С. Н., Заболотников А. А. Линейные системы в зоне перехода от континента к океану // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от континента к Тихому океану/ДВО АН СССР, 1987. — С. 191—194.

УДК 551.4.022/571.661/

*Г. П. Шипицын***ПОПЕРЕЧНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ РАЙОНА р. ПЕНЖИНА
И ИХ СВЯЗЬ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ**

Проведено морфоструктурное районирование Корякского нагорья и сопредельной территории. На основании обобщения геолого-геоморфологических и геофизических данных дана характеристика ранее известных и впервые выделенных автором площадных трансрегиональных морфоструктур, а в их пределах — морфоструктур различных типов и ранга. С позиций анализа конформности геолого-геоморфологических и геохимических комплексов показана взаимосвязь структур геохимического поля с эволюцией морфоструктур, сделано заключение о влиянии поперечных дислокаций на ввод в зону эпигенеза (гипергенеза) рудоконцентрирующих объектов и на размещение россыпей.

Бассейн р. Пенжина охватывает пограничные районы Охотского и Корякского нагорий, представляющих один из узловых элементов зоны перехода континент — океан, изучение морфоструктуры которого имеет важное практическое значение для прогнозирования металлоносных площадей. Многие особенности структурно-формационного и металлогенического районирования этого региона связаны с его блоковым строением. Важную роль в разграничении блоков играют субширотные — северо-западные — дислокации, поперечные к северо-восточному (генеральному) простиранию структур, нередко выступающие, наряду с нарушениями других направлений, в качестве рудоконтролирующих.

Морфология неоструктур Пенжинско-Корякского региона в обобщенном виде отражена на геоморфологической [10] и космогеологической [12] картах, анализ строения рельефа и тектонических структур суши и акватории содержится в работах [8, 9, 11, 12, 15, 18, 21, 22, 27 и др.], но наиболее типичные структурные группы и различные категории разрывных нарушений впервые достаточно полно выявлены на космических снимках (КС) Н. И. Филатовой и др. [12]. Морфоструктурный анализ в металлогенических целях с позиций [25] единства рельефа и геологического содержания мелко- и среднemasштабных топографических и геологических карт, КС, литературные источники, а также собранные автором полевые материалы положены в основу настоящего сообщения.

Морфоструктурное районирование. Особенности развития морфоструктуры территории бассейна р. Пенжина связаны с формированием двух геоблоков разновозрастной коры — Колымского (континентального) и Берингоморского (транзитального [9]), раздел между которыми фиксируется положением краевого Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Комплекс морфоструктур большей части рассматриваемой территории (рис. 1) образует переходную ступень к океану (транзиталь) и относится [10] к категории геотектур, созданных в результате тихоокеанского орогенеза на породах мезозойско-кайнозойских складчатых комплексов Корякско-Камчатской складчатой области (Охотское и Корякское нагорье), и лишь на крайнем северо-западе они принадлежат к возрожденным горам [24] мезозой (Омолонское и Верхне-Колымское нагорья). Последние представлены складчато-глыбовыми хребтами (500—1200 м) и впадинами, сформированными в тылу ОЧВП на выступах пород восточного склона Омолонского массива и его мезозойского чехла (Олойский блок). Структурный план их определяется системой северо-запад-

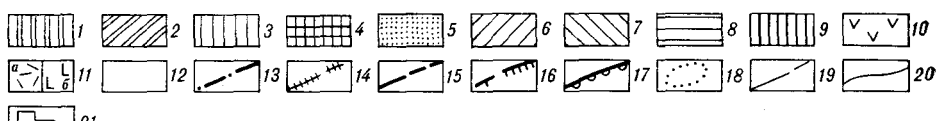
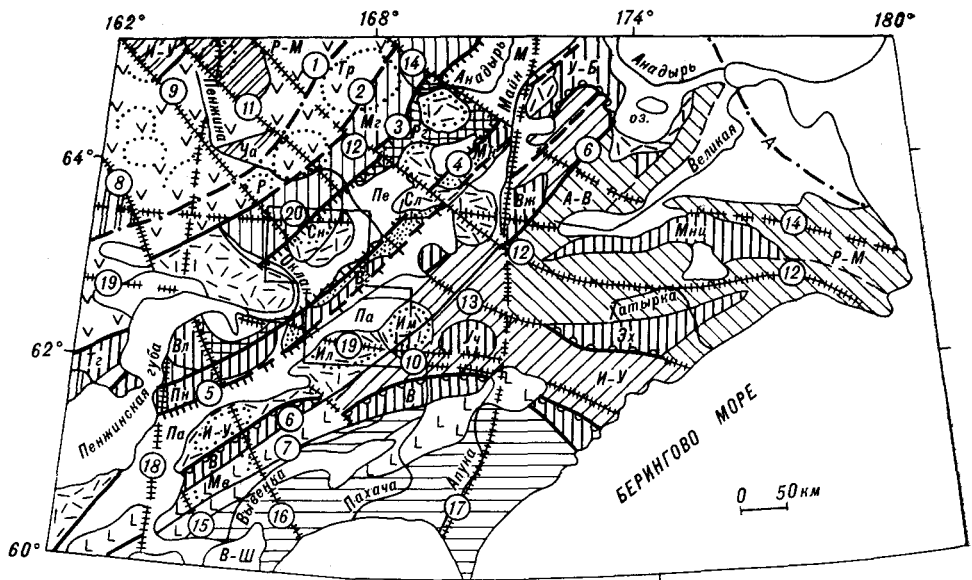


Рис. 1. Схема морфоструктурного районирования Корякского нагорья и сопредельной территории (составлена по материалам [5, 10, 12, 15] с дополнениями автора).

Морфоструктурные области и зоны. 1, 2 — континентальный геоблок, Кольмо-Чукотская область: складчато-глыбовые и складчатые морфоструктуры Омолонского массива (1) и его мезозойского чехла (2); 3—11 — транзитальный геоблок: 3 — Охотско-Чукотская область, Кони-Танюверская зона складчато-глыбовых хребтов и нагорий, сформированных на осадочно-магматическом субстрате (Тг — Тайгонский и Мг — Мургалский блоки, Ча — Чалбугчанское и Сл — Снежинское поднятия), 4—8 — Корякское нагорье (4 — Пенжинско-Анадырская зона складчато-глыбовых предрифтовых хребтов и впадин, 5 — Таловско-Пекулейская зона покровно-складчатых и складчатых краевей, 6 — Корякская зона максимально дифференцированных (500—2500 м) складчатых и складчато-надвиговых хребтов и впадин, 7 — Хатырская зона покровно-складчатых и складчатых нагорий, 8 — Олжоторская зона складчато-глыбовых и покровно-складчатых нагорий интенсивных поднятий (500—2000 м)), 9 — покровно-складчатые и чешуйчато-надвиговые морфоструктуры (Пн — Пенжинский и У-В — Устьбельский сегменты с пакетами чешуй (Вт — Ветвистая, Мн — Майнская, А-В — Алгано-Великореченская, Мнц — Майницкая, Эх — Эконайско-Хатырская и В — Ватыно-Вывенская зоны, Вл — Валижгенское, Вж — Ваежское и Уч — Учкичильское поднятия), 10, 11 — морфоструктуры, сформированные на окраинных вулканогенных поясах: 10 — Охотско-Чукотское сводоблоковое рельефа (500—1500 м) с обилием кольцевых структур (МЦТ: Р — Романихинская, Тр — Травкинская); 11 — Камчатско-Корякское (а — палеогеновое, б — неогеновое вулканизма) плато, платопротрибов и кольцевых структур (МЦТ — И-У — Ичигин-Уннайважская, Ма — Малейтоваяжская, Ил — Ильвапская, Им — Импейвская, Сл — Словутненская, Рг — Русскогорская)); 12 — впадины (Пе — Пенжинская, М — Марковская, А — Анадырская, Па — Паралольская); 13—19 — разломы (13 — межгеоблоковые); 14 — транс-континентальные и трансрегиональные; 15—17 — на границе морфоструктурных областей и зон (15 — коровые и мантийные, 16 — мантийные, ограничивающие рифтогенные впадины, 17 — надвиги и шарьяжи); 18 — дуговые и кольцевые; 19 — прочие глубинные; 20 — границы типов морфоструктур; 21 — участок детальных исследований. Наименование поперечных морфоструктур: В-Ш — Валижгенско-Ширшовская, И-У — Ичигемско-Учкичильская, Р-М — Русскогорско-Майницкая. Наименование разломов (цифры в кружках): 1 — Анадырский, 2 — Окляно-Мургалский, 3 — Орловско-Каменский, 4 — Пенжинский, 5 — Куюльско-Майнский, 6 — Ванзат-Великореченский, 7 — Вывенский, 8 — Тылхойский, 9 — Чалбугчанский, 10 — Эссовемский, 11 — Уш-Уракчанский, 12 — Пенжино-Аниважский, 13 — Имланский, 14 — Устьбельско-Майницкий, 15 — Малейтоваяжский, 16 — Валижгенско-Говенский, 17 — Чаунско-Олжоторский, 18 — Маметчинско-Шайбовемский, 19 — Гижигинско-Паралольский, 20 — Ушканынско-Словутненский.

ных и субмеридиональных разломов и кольцевых структур [12]. Значительная часть последних находится в парагенетической связи с ОЧВП.

Особенностью строения горных стран Берингоморского геоблока является их структурная преемственность от более ранних эпох, выраженная хорошо проявленной морфоструктурной зональностью — наличием продольных, по отношению к простиранию горно-складчатого сооружения, морфоструктурных зон (МСЗ). Для большей части горных сооружений характерно прямое соотношение орографических элементов с границами МСЗ. По существующим представлениям [15, 26, 27], тектоническое развитие Берингоморского геоблока могло происходить деструктивно-аккреционным путем при значительной роли горизонтальных дви-

жений земной коры. Заметим, что возможность развития геологических событий с последовательностью, соответствующей геосинклиальному циклу, при этом не отрицается. Предлагаемая морфоструктурная схема (см. рис. 1) составлена в соответствии с принципами районирования горных стран [6] и в целом соответствует модели [15].

Сложная складчато-разрывная структура Берингоморского геоблока создана в несколько этапов деформаций. Начало конструктивного развития его морфоструктуры (в понимании Г. И. Худякова [25]) относится к волюжско-берриасскому времени — этапу заложения Кони-Танюерской (Кони-Тайгоносской) двойной островной дуги [9], включающей в себя Мургалское (внутренняя дуга) и Таловско-Пекульнейское поднятия, разделенные Пенжинским прогибом (рифтом [2]), и, по-видимому, Майницкую островодужную систему [20]. В дальнейшем взаимосвязанные процессы роста поднятий и осадконакопления происходили со смещением во времени и пространстве — со стороны континента к океану — в режиме «триады»: желоб — островная дуга — окраинное море [1, 2, 26]. По геологическим данным [1, 2, 13, 15, 27 и др.], основные этапы становления морфоструктурных зон происходили (по возрасту нижней, «запечатывающей» аллохтоны, молассы): в альб-туроне (Верхояно-Чукотская горная область и северная окраина Корякского нагорья), даний-эоцене (центральная часть Корякского нагорья) и раннем неогене (юг Корякского нагорья). На ранних стадиях горообразования образовалась система складок и надвигов, ориентированных в северо-восточном направлении, затем (в альбе, маастрихте, палеогене [2, 15, 19]) изогнутых в дуги, разорванных и смещенных по правосторонним сдвигам, наиболее древними из которых являются субширотные и северо-западные. В результате неоднократного надвигообразования, сопровождаемого меланжем, фронтальные части покровов разрушались и давали обильный материал, который при соответствующей металлогенической нагрузке (например, благороднометаллической офиолитокластике) мог быть источником россыпей.

Этапы орогенических движений завершились заложением окраинно-континентальных магматогенных поясов, служащих в качестве компенсационных структур в связи с закрытием окраин морских бассейнов: Охотско-Чукотского (поздний альб) и Корякско-Камчатского (палеоген — неоген). С поясами парагенетически связано формирование МЦТ, а отдельные их ветви (Словутненско-Автоваймская, Русскогорско-Ваежская и др. [12], представляющие орографические перемычки) обусловили поперечную структурную неоднородность, влияющую на размещение рудных узлов.

Конец олигоцена ознаменовался началом неотектонического развития мезозойд и зоны сочленения рассматриваемых геоблоков [4]. Основные черты современного морфоструктурного плана Корякского нагорья, за исключением его юга, сформировались в палеогене. Одним из главных результатов этого этапа явилось обособление Ичигемского и Корякского сводовых поднятий, разделенных Пенжинско-Парапольской рифтовой системой [9]. Завершение конструктивного развития морфоструктур юга Корякского нагорья относится [4, 7, 10] к неогену, ознаменованному здесь формированием зрелой островодужной системы и последующим наращиванием суши Берингоморского геоблока. Считается [4, 8, 9 и др.], что возникшая к концу миоцена поверхность выравнивания становится единой для Корякско-Камчатского региона, и была затем деформирована тектоническими движениями новейшего этапа, начавшегося на рубеже миоцена — плиоцена [4]. Деформации сопровождалась подновлением региональных и заложением новых локальных разрывов, которые привели к четкой продольной и поперечной зональности горных сооружений и возникновению естественных границ этих зон — продольных и поперечных.

Поперечные морфоструктуры и их рудоносность. К поперечным морфоструктурам [3] отнесены блоки рельефа и ограничивающие их трансрегиональные линеаменты, обладающие следующими чертами: поперечная морфоструктура как таковая, характеризующая изменения в про-

дольных морфоструктурных зонах; пересекающие горные страны зоны линеаментов, считываемые с КС, топо- и геофизических карт. Этой группе разломов, согласно классификации [24], присваивается высший ранг, наравне с межгеоблоковыми. Поперечные сквозные зоны Корякского нагорья и сопредельной территории (см. рис. 1) рассматриваются в работах [5, 12, 19, 23], отдельные исследования [13, 16, 18, 22, 28 и др.] посвящены металлоносности морфоструктур.

Валижгенско-Ширшовская зона поперечных дислокаций ограничена Малетойвайским и Валижгенско-Говенским сдвигами [12] и включает ряд локальных северо-западных разрывов, трассирующихся от горла Пенжинской губы на юго-восток (см. рис. 1). На западе зона прерывается дешифрирующимся на КС Маметчинско-Шайбовеемским субмеридиональным линеаментом [12], относящимся к Омолоно-Камчатской сквозной системе нарушений [23]. Поперечная морфоструктура впервые выделена В. К. Ротманом и С. Д. Шелудченко [19], которые рассматривали ее во временном интервале альба — палеогена как барьер, разделяющий области накопления глубоководных и мелководных фаций, и как зону сжатия, контролирующую кремнекислый вулканизм. Сквозная система нарушений рассекает несколько ранее известных [7, 12, 17, 29] крупных структурных элементов: Валижгенское поднятие, Ичигин-Уннэйвайскую вулканотектоническую депрессию, сопряженную с Парапольским грабеном, Малетойвайскую бивулканоструктуру, приуроченную к Вывенской шовной зоне, и др.

Валижгенское поперечное поднятие, осевая часть которого совпадает с Валижгенско-Говенским разломом и фиксируется интенсивной положительной гравитационной аномалией [21], характеризуется слабыми и умеренными неотектоническими поднятиями (от 100—300 до 700—1000 м) с преобладанием складчато-надвиговых, шарьяжных и кольцевых морфоструктур. Они относятся [12] к Валижгенско-Белорецкой и Таловско-Майнской встречной вергентности надвиговым системам с конформными им дислокационно-метаморфогенными палеозойскими и мезозойскими олистостромовыми преимущественно офиолитовыми комплексами, «запечатанными» альб-туронской и коньякской прибрежно-морской металлоносной молассой (неоавтохтон). Последняя, по нашим данным [17], наряду с источниками гидротермальных проявлений золота и платиноидов в меловых образованиях, включая олистостромы офиолитов, не только явилась важным промежуточным коллектором четвертичных россыпей, но и имеет самостоятельное значение. Формирование древних россыпей могло быть следствием неоднократного сучивания и обогащения металлоносных толщ. Пространственная приуроченность проявлений ртuti, хромитов, олова, меди и россыпей к надвиговым морфоструктурам наблюдается в Таловско-Пекульнейской и Эконайско-Хатырской зонах чешуйчато-надвигового строения [1, 8], а также в Вывенской шовной зоне [13, 16].

Ичигин-Уннэйвайская купольно-кольцевая вулканотектоническая морфоструктура слабых неотектонических поднятий 50—300 м, чей конформный комплекс представлен контрастной известково-щелочной серией палеогена [25], выделяется радиально-концентрическим характером разломов. Внешние и внутренние кольцевые и дуговые разломы образуют несколько наложенных друг на друга эллипсоидов размером в среднем 25 × 30 км, на орбиты которых опираются МЦТ более высоких порядков, практически интересные в связи с повышенной рудоносностью. Одна из них пространственно и генетически связана с субвулканическим и вулканоинтрузивным комплексами среднего и ультракислого состава, контролируется субмеридиональными и северо-западными глубинными разломами и характеризуется ярко выраженной поперечной зональностью, заключающейся в смене (с запада на восток, от вулканоструктуры к ее фундаменту) Au-Ag — Ag — Ag-Sn оруденения [25]. Крайний ряд оловянного оруденения касситерит-силикатной формации [13, 16] приурочен уже к иному структурно-вещественному ансамблю — чешуйчато-надвиговым морфоструктурам умеренно интенсивных поднятий (800—1200 м),

на которые наложена купольная морфоструктура скрытоинтрузивного типа [12].

Структуры юго-восточного фланга Валижгенско-Ширшовской зоны — Малетойваямская бивулканоструктура, Хрустальнинская вулканокорневая и др., контролирующие месторождения и проявления серы, олова в связи с палеогеновым и неогеновым магматизмом, рассмотрены в работах [12, 16, 29 и др.].

Ичигемско-Учхичхильская поперечная зона дислокаций протяженностью более 600 км прослеживается от верховьев р. Пенжина на северо-западе до бухт Анастасии и Дежнева на юго-востоке. Пенжинской и Парапольской низинами она разделена на три блока: Ичигемский, Ветвистый и Учхичхильский. Ичигемский [12] поперечный блок прослеживается вдоль одноименного и Маланджинского хребтов, ограниченных Чалбугчанским и Уш-Урэкчанским линеаментами. Ширина блока составляет около 60 км. Его внутреннее строение характеризуется чередованием куполовидных и валообразных поднятий и депрессий, наиболее крупными из которых (первые десятки километров в поперечнике) являются Чалбугчанское (Верхнепенжинское [12]) и Снежинское (по Я. А. Семенову) поднятия и Романихинская отрицательная вулканоструктура [7]. Им конформны палеозойские и раннемезозойские отложения, которые вместе с прорывающими их меловыми вулканами и гранитоидами ОЧВП образуют полосу северо-западного простирания. В металлогеническом аспекте эти морфоструктуры отвечают рудным узлам, а осложняющие их МЦТ (диаметр 5—10 км)— рудным полям и месторождениям. Важную роль в их локализации играют субширотные системы разрывов, крупнейшей из которых является Ушканьинско-Словутненская, относящаяся к Анадырской сквозной зоне [5] «критических широт» [12]. Некоторые из них рассмотрены ниже.

В пределах ложа Пенжинской низины Ичигемский блок и внутренне впадины в нем (Ушканьинская и Кондыревская [7]) с палеогеновой и неогеновой молассой выделены [14] как Гильметкинское поднятие, ограниченное Окланским и Верхнепенжинским грабенами (рис. 2). В Пенжинском крыже рассматриваемая зона выражена относительно поднятым массивом гор Тур и Двуглавая (абс. отм. 500 и 700 м), ограниченным поперечными грабенообразными понижениями (200—300 м). Эта группа гор с характерным веерообразным расположением складчатых гряд-куэст — морфоструктура Ветвистая (см. рис. 2)— обнаруживает тектоническую связь с олистостромовым блоком, контролирующим рудно-россыпной узел (см. ниже). Поднятию на магнитной и гравиметрической картах соответствуют положительные аномалии, прослеживающиеся, по данным В. И. Бражаева и И. П. Шпак, и в Парапольской впадине, где нами установлены проявления золотоплатиновой минерализации в связи с лиственитизацией гипербазитов.

В Корякском горном узле рассматриваемая зона строгих ограничений не получила вследствие сложных взаимоотношений пересекающихся здесь Охотско-Корякского и Чаунско-Олюторского трансконтинентальных линеаментов [5, 12] и смены общего простирания структур. Морфологически наиболее выраженными являются фланги Учхичхильского блока: на северо-западе, в междуречье Эссовею — Учхичхила, одноименные разломы, выраженные грабен-долинами, ограничивают Импенвеемское [12] и Учхичхильское [21] тектономагматогенные поднятия, которым соответствует отрицательная гравиметрическая аномалия. Учхичхильское поднятие от г. Ледяная (2562 м) сменяется антиклинорной морфоструктурой Уклайатского хребта северо-западного простирания, представляя целиком юго-восточную ветвь Центрально-Корякской СФЗ. Отличительными чертами этого блока являются максимальные амплитуды поднятий (700—1000 и 1200—2500 м) и уникальная для Корякского нагорья мощность земной коры (40—45 км), сравнимая лишь с мощностью в Омолонском массиве [7]. В периферических частях купольных поднятий раз-

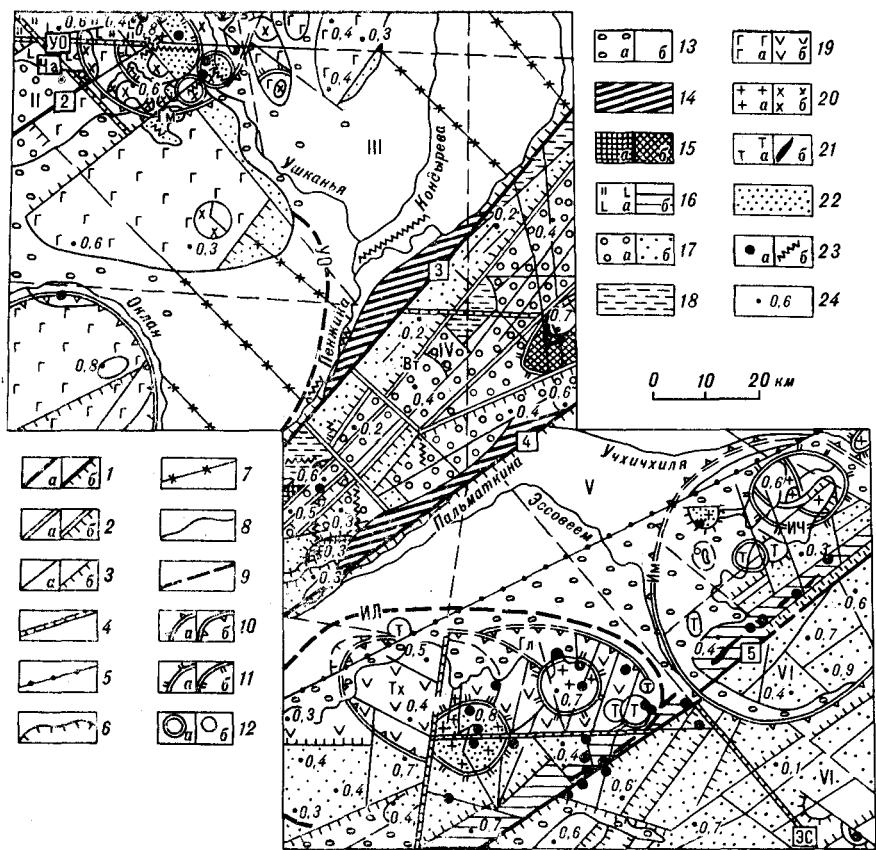


Рис. 2. Морфоструктурная схема Ичигемско-Учичихильского сегмента.

1 — границы морфоструктурных зон и подзон (а) и амплитудные ступени рельефа вдоль них (б); 2 — границы крупных блоков внутри зон (а), амплитудные ступени рельефа вдоль них (б); 3 — границы элементарных блоков внутри зон (а) и амплитудные ступени рельефа вдоль них (б); 4 — трансрегиональные разломы; 5 — магмоподводящие разломы; 6 — фронтальные части надвигов; 7 — разломы, разграничивающие Пенжинский прогиб (по данным МТЗ [14]); 8 — границы конформных комплексов; 9—11 — морфоструктуры центрального типа; 9 — периферические разломы кольцевых систем второго порядка (ИЛ — Ильвапинанская), 10 — тектономагматогенные третьего порядка (а — купольные, б — кальдерных комплексов и плато-прогибов), 11 — тектоногенные и тектономагматогенные четвертого порядка (а — купольные, б — отрицательные); 12 — элементарные купольные (а — диаметром 5—10 км, б — менее 5 км); 13 — речные долины (а) и неоген-четвертичные впадины (б); 14 — долинные педименты; 15—21 — конформные комплексы: 15 — выступы складчатого палеозойского (С₁ — Р₂) основания (а), спилит-граувакково-вулканогенная формация J₃ — K₁ (б); 16 — островодужная нижнемеловая вулканогенно-кремнистая (а) и верхнемеловая офиолитовая (б) формации; 17 — орогенные формации нижне-верхнемеловая нижняя (а) и верхнемеловая верхняя (б); 18 — палеогеновая верхняя моласса; 19 — 21 — ареалы магматических образований: 19 — вулканические покровы эоцен-олигоценные базальтоидные (а) и базальт-андезит-риодацитовые (б); 20 — гранитоиды (а — позднемеловые, б — палеогеновые); 21 — палеогеновые субвулканические тела и нектиты (а), базиты и гипербазиты позднемеловые (б); 22 — контактово-измененные породы; 23 — эндогенные рудопоявления (а) и россыши (б); 24 — фоновые высоты рельефа.

Цифровые и буквенные обозначения. Морфоструктуры: II — Мургалская, III — Пенжинская, IV — Таловско-Майнская, V — VI — Центральная-Корякская; V — Парапольская и VI — Корякская подзоны; разломы (цифры в квадратах): 2 — Орловско-Каменский, 3 — Пенжинский, 4 — Куюльско-Майнский, 5 — Ванзат-Великореченский; поперечные: Ча — Чалбучанский, Эс — Эсовеемский, УС — Ушканьинско-Словутненский; МЦТ: ГМ — Гильмитинская, Гл — Галаен, Ич — Ичвиной; сводово-блоковые: Вт — Ветвистая.

виты проявления золоторедкометалльной формации в связи с палеогеновыми гранитоидами [16].

Таким образом, в целом об Ичигемско-Учичихильской зоне можно говорить как о переработанной структуре преобладающих поднятий с частичным совпадением простираний палео- и неоструктур различно консолидированных блоков земной коры.

Сходство и различия геоблоков в металлогеническом аспекте лучше всего раскрываются с позиций [26] конформных геолого-геоморфологических и геохимических комплексов. Изложенные ниже результаты анализа закономерностей размещения полезных ископаемых основаны на опыте [28 и др.], в котором рассмотрена связь геохимических полей с

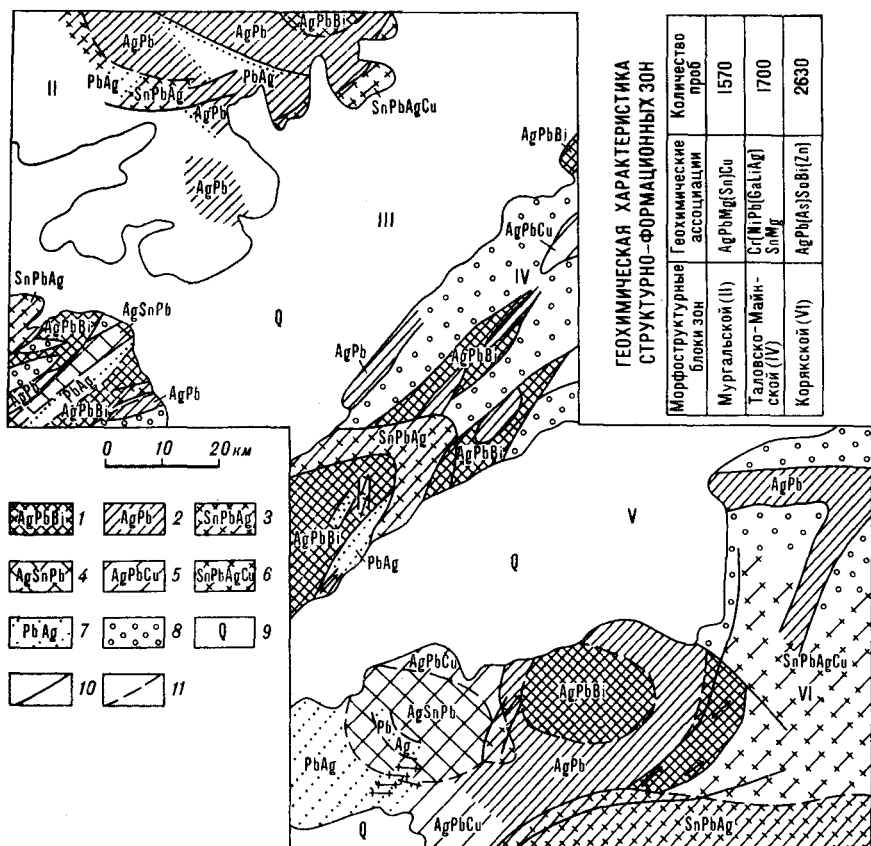


Рис. 3. Схема структурно-геохимического районирования Ичигемско-Учкичильского сегмента.

1—3 — области интенсивного эпигенеза оруденения: 1, 2 — «серебряно-полиметаллического» (1 — золоторудного, 2 — серебряно-свинцового), 3 — оловорудного; 4—6 — области слабого эпигенеза оруденения; 4, 5 — «серебряно-полиметаллического» (4 — оловосеребряного, 5 — медно-порфирового), 6 — оловорудного; 7 — области рассеянной минерализации; 8 — области неустойчивых корреляционных связей типоморфных элементов; 9 — рыхлые отложения; 10, 11 — границы областей (10) и районов (11) типоморфных ассоциаций; II — VI — см. рис. 2.

морфоструктурами различных генетических типов. Автоматизированной обработке подвергнут массив из 5900 геохимических проб, отобранных по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 на площади четырех листов Госгеокарты-200, охватывающей все зоны с корой переходного типа, за исключением Олюторской, и проанализированных на стандартный набор элементов, исключая золото *.

Совмещение морфоструктурной и структурно-геохимической схем (см. рис. 2, 3) показывает удовлетворительное совпадение их общего планового рисунка и позволяет проанализировать геохимическую специализацию конформных комплексов отдельных морфоструктур. По результатам интерпретации выделены три основные группы геохимических ассоциаций, соответствующие морфоструктурным зонам (табл. на рис. 3).

В пределах упоминавшегося выше Снежинского поднятия сформирована Гильмиткинская купольно-кольцевая тектономагматогенная МЦТ, опирающаяся на узел глубинных разломов. В ней выделяются «ядро» в виде возвышенного горного массива (абс. отметки 800 на фоне 400—600 м) и обрамляющее его кольцо низкопорядковых интрузивно-купольных МЦТ диаметром 4—10 км. «Ядру» конформны позднемеловые гранодиориты и сопровождающий их мощный (20 км²) ореол биотит-кордиеритовых роговиков, гранат-магнетитовых скарнов и пиритизации с наложенной золотосульфидно-кварцевой минерализацией штокверкового типа.

* Характер распределения золота изучался во вторичных ореолах и рудах.

Геохимическая структура, отвечающая этому интрузивному комплексу, выражается в закономерном распределении класса проб с $Ag-Pb-Bi$ специализацией. Внешняя полоса орогенной системы шириной до 10 км включает палеогеновый вулканоконтинентальный комплекс, представленный куполами и свитами даек дацитов, андезитов, диорит-порфириров (I фаза), штоками и гарполитами кварцевых диорит-порфириров и гранодиорит-порфириров (II фаза). Дайковая фаза вмещает оруденение золотосодержащей формации, с породами второй фазы комплекса ассоциирует оруденение медно-порфировой с молибденом и золотом формации. Вулканоконтинентальному обрамлению Гильмиткинской МЦТ соответствуют два класса проб с $Ag-Pb$ и $Cu-Ag-(Sn)$ специализацией. Последний класс имеет явно выраженную «медно-порфировую» составляющую, к которой добавляется слабая составляющая регионального кларка олова, характерная для магматических комплексов Корякско-Камчатского вулканогенного пояса. Таким образом, наблюдается взаимосвязь эволюции вулканизма и стадийности рудообразования. Проявления золотокварц-сульфидной формации сопровождаются россышями, пространственно контролируемые МЦТ. В межкупольных пространствах и внутри последних в отдельных случаях, обусловленных избирательной денудацией коры выветривания крупнозернистых пород, формируются котловины, вмещающие погребенные (15—20 м) многослойные россыпи с мощными (до 11 м) песками. В бортах Пенжинской впадины на продолжении Гильмиткинской МЦТ выделены перспективные пойменные и террасовые погребенные (до 14 м) плиоцен-нижнечетвертичные россыпи.

Структура геохимического поля олистостромового блока морфоструктуры Ветвистая относится к радиально-концентрической и представлена двумя основными классами проб. Класс $Cr-(Ni)-Pb$ ассоциации, имеющей явно выраженную породную составляющую, характеризует геосинклинальный комплекс, в котором главную роль играют черно-сланцевая толща карбона, слагающая ядро антиклинали (автохтон), и дайки юрских габбро-долеритов с золотоплатиновой минерализацией. К породной составляющей геохимического поля добавляется интенсивная $Ag-Pb-Bi$ компонента, пространственно приуроченная к минерализованным зонам разломов и полям гидротермальных изменений. Внешняя зона $Sn-Pb-Ag$ ассоциации, отвечающая налегающим (через меланж) на автохтон олистостромовым образованиям альб-туронской молассы, характеризуется классом проб слабопроявленного эпигенеза.

По имеющимся данным, конформный вещественный комплекс морфоструктуры Ветвистая характеризуется убогой золоторудной минерализацией (не более 1,2 г/т), к нему, тем не менее, тяготеют области интенсивного эпигенеза оруденения и относительно богатые россыпи. Учитывая пространственную приуроченность последних к поперечным грабенообразным понижениям в рельефе, трассирующим Чалбугчанско-Эссовеямскую зону разлома, и эродированным поверхностям фронтальной части надвигов, можно предположить причинную связь поставленного материала россыпей с подвижностью блоков морфоструктуры на орогенном этапе и вовлечением их в зону интенсивной денудации.

Геохимическое поле Учхичхильского блока носит сложный характер. Входящие в состав блока Импенвеевская [12] тектономагматогенная купольная и Ильвапинанская вулканоконтинентальная купольно-кольцевая МЦТ четко обособились в юго-восточном борту Парапольского грабена в пределах Корякско-Камчатского вулканического пояса, на пересечении его с ортогональной и диагональной системами линеаментов (см. рис. 1). Геохимическая структура Импенвеевской МЦТ (см. рис. 2, 3) достаточно проста и выражается $Ag-Pb$ специализацией с золотом (с учетом выявленных проявлений в морфоструктуре Ичвиней и др.), пространственно совпадающей с ареалом олигоценых риолит-плагиогранит-порфириров и зоной Ванэат-Великореченского разлома. Другой класс — $Sn-Pb-Ag-Cu$ ассоциация обширной области слабого эпигенеза оруденения — определяет геохимическую специализацию поля оро-

говикования сантон-кампанского флишoidalного комплекса в связи с предполагаемым по гравиметрическим данным плутоном.

Структурно-вещественный конформный комплекс Ильвапинанской МЦТ характеризуется совмещением в пространстве золотосеребряного и олововольфрам-серебряного оруденения, локализующегося в ядрах купольно-кольцевых МЦТ, геоморфологические поверхности которых конформны лакколлитам и штокам гранитоидов эоцена (Техляевская МЦТ) и олигоценным субвулканическим телам базальт-риодацитовой линии (Галаненская МЦТ). Они окаймляются борнит-халькопиритовой минерализацией. Параметры геохимической изменчивости рудопроявлений обусловлены соответственно тремя основными факторами: 1) 15,7Ag 0,83Pb 0,82Bi 0,70(1911 проб); 2) 31,5 Zn 0,86 Sn 0,78 Pb 0,76(612 проб) и 3) 15,0 Ag 0,87 Pb 0,61 Cu 0,58 As 0,55 Bi 0,55(1044 пробы).

Сравнительный анализ рудопроявлений Гильмиткинской МЦТ, морфоструктур Учхичхильского блока и Ичигин-Уннэйваямской МЦТ, локализующихся в Камчатско-Корякском окраинно-континентальном вулканогенном поясе, показывает взаимосвязь структур геохимических полей с эволюцией палеовулканооструктур. Вмещающиеся в них месторождения контролируются сквозными структурами северо-западной и ортогональной систем, отражающих мобильность структурного плана и связанного с ним наложения нескольких металлогенических циклов.

На северо-востоке Берингоморского геоблока выделяется Русскогорско-Майницкая зоны поперечных дислокаций. Ограничивающие зону линеаменты, по данным космических исследований [12], трассируются от низовий рек Индигирка и Колыма на северо-восточную оконечность Корякского хребта, имеют продолжение в акватории [11] и выделяются по геофизическим данным [5] в Индигиро-Анадырский суперлинеамент. В пределах рассматриваемой территории отдельные протяженные участки этой системы нарушений, по геолого-геофизическим данным [1, 7, 11, 15 и др.], прослеживаются в морфоструктурах, крупнейшими из которых являются (с северо-запада на юго-восток) Травкинская, Русскогорская, Майнская, Ваежская, Великореченская и Майницкая. Структурные особенности и металлоносность отдельных блоков Русскогорско-Майницкой зоны и прилегающих к ней площадей рассмотрены в ряде работ [1, 18, 20 и др.], в которых большинством исследователей отмечалась рудоконтролирующая роль северо-западных дислокаций. Детальный морфоструктурный анализ золотоносности этого региона проведен А. В. Третьяковым [22].

Факторным анализом данных геохимической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной нами на территории Налгимского поднятия [8] — юго-западного фланга Русскогорского блока, — установлено, что общая изменчивость геохимического поля МЦТ с конформной гранитоидной вулканокорневой системой определяется двумя ведущими геохимическими ассоциациями: золотосеребряной и серебромедно-молибденовой. Плановая конфигурация различных по составу геохимических аномалий соответствует геологически однородным группам МЦТ. Это обстоятельство, в соответствии с выявленной вертикальной геохимической зональностью, может указывать на различную степень эрозионного среза золотого оруденения.

Дополнительно к тем очевидным элементам конформной связи морфоструктуры с геохимическими полями, которые отражены выше и в работах [18, 22], отметим следующие особенности статистически значимых связей: 1) пространственное (зональное) проявление парагенезисов в зоне гипергенеза подчинено структурным неоднородностям рельефа, являющимся геохимическими барьерами; 2) области интенсивного эпигенеза приурочены к долгоживущим магматогенно-рудным центрам; 3) разные типоморфные ассоциации в одном компонентном разложении корреляционной матрицы, как правило, соответствуют разноглубинным или последовательно проявляющимся во времени рудным парагенезисам; 4) зоны повышенных значений рудных факторов и наиболее высоких корреля-

ляционных связей можно рассматривать в качестве объекта возможной локализации оруденения или источника россыпей, что подтверждается данными изучения рудных полей исследуемого района [28].

Выявленные морфоструктурные закономерности размещения металлоносных площадей, критерием объективности которых является комплекс геолого-геоморфологических, геохимических и геофизических данных, могут быть использованы при металлогенических исследованиях, в том числе при поисках погребенных россыпей пока еще слабо исследованного бассейна р. Пенжина.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье.— М.: Наука, 1978.
2. Алексеев Э. С. Геодинамика зоны перехода океан — континент на примере позднемезозойской — кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Геотектоника.— 1984.— № 4.— С. 102—114.
3. Алексеевская М. А., Габриэлов А. М., Гвишиани А. Д. и др. Морфоструктурное районирование горных стран по формализованным признакам // Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии. Вып. 10.— М.: Наука, 1977.— С. 33.
4. Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
5. Вацилов Ю. Я. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса по геофизическим данным // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 4.— С. 45—57.
6. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации.— М.: Наука, 1981.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 млн (новая серия): Объяснительная записка. Лист Р-58, 59 — Каменское.— Л., 1985.
8. Геология СССР. Т. ХХХ. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 1.— М.: Недра, 1970.
9. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. Т. 8.— Л.: Недра, 1985.
10. Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1 : 2,5 млн.— М.: ГУГК, 1987.
11. Заболотников А. А., Зинкевич В. П., Иванов М. К. Геология кайнозойских осадочных бассейнов северо-западной части Берингова моря // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.— С. 26—37.
12. Космогеология СССР.— М.: Недра, 1987.
13. Митрофанов Н. П. Геология, магматизм и оловяноность юго-западной части Корякской складчатой зоны: Автореф. канд. дис.— М., 1977.
14. Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ // Геология и геофизика.— 1983.— № 11.— С. 89—94.
15. Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
16. Поздеев А. И. Металлогенические провинции и эпохи Корякско-Камчатской металлогенической области // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области (материалы V Камчатской геологической конференции).— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 10—30.
17. Резник Ю. М., Рожков Ю. П., Шипицын Г. П. О золотонности конгломератов мыса Астрономический (Северное Приохотье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21.— Магадан, 1974.— С. 135—141.
18. Розенблюм И. С., Третьяков А. В. Морфоструктурные закономерности размещения россыпей в Пенжинско-Анадырской складчатой зоне // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1988.— С. 190—203.
19. Ротман В. К., Шелудченко С. Д. Кайнозойский вулканизм и геодинамика на границе переходной области и Северо-Восточной Азии // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тез. докл. I Всесоюз. вулканологического совещания. Вып. 1.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 181—182.
20. Ставский А. П., Березнер О. С., Сафонов В. Г., Злобин С. К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 3.— С. 72—81.
21. Тарасенко Т. В., Лопатин Б. В., Декин Г. П. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 65—76.
22. Третьяков А. В. Морфоструктуры и золотонность Анадырско-Корякского региона: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1990.

23. Фаворская М. А., Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. и др. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений.— М.: Наука, 1985.
24. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1985.
25. Хворостов В. П., Зайцев В. П. Рудоносные магматические комплексы Ичиган-Уннэйваямского района // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 2.— С. 42—48.
26. Худяков Г. И., Кулаков А. П., Тащи С. М. и др. Морфоструктурные исследования. Теория и практика.— М.: Наука, 1985.
27. Чехов А. Д. Закономерности формирования континентальных окраин Северо-Востока СССР: Автореф. докт. дис.— Иркутск, 1989.
28. Шипицын Г. П., Гимадеева Л. Ф. Связь геохимической зональности с морфоструктурами различных генетических типов // Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири/ИЗК СО АН СССР.— Иркутск, 1988.— С. 46—47.
29. Яковлев Г. Ф. Вулканогенные структуры месторождения полезных ископаемых.— М.: Недра, 1984.

*ПГО Камчатгеология
пос. Корф Камчатской обл.*

*Поступила в редакцию
21 марта 1991 г.*

УДК 551.14(763)

*В. Н. Григорьев, К. А. Крылов, И. Е. Пральникова***О КИНГИВЕЕМСКОЙ СВИТЕ***(Корякское нагорье)*

Изучение отложений, относимых к кингивеемской свите в пределах южной части распространения Куюльского серпентинитового меланжа и серпентинитового меланжа Маметчинского полуострова (южная часть Таловско-Пекульнейской зоны Корякского нагорья), показало, что входящие в их состав кремнистые и карбонатные отложения содержат остатки микрофауны (главным образом, радиолярий) позднепермского, среднетриасового, норий-байосского и позднеюрского (допозднетитонского) возраста. Существующее представление о титон-неокомском возрасте кингивеемской свиты на изученном материале не подтвердилось. На основании этих материалов и учитывая новые данные по петрохимии базальтоидов, включенных в кингивеемскую свиту, авторы последнюю рассматривают как одноименный комплекс разновозрастных фрагментов океанической коры, которые были сближены в серпентинитовом меланже в процессе аккреции.

Прошло тридцать лет, как в геологическую литературу вошло понятие «кингивеемская свита», однако в отношении ее до сих пор остаются вопросы, на которые нет исчерпывающих ответов. Противоречивы суждения о ее возрасте, соотношении с меловым разрезом Пенжинского региона, о структурном положении свиты и ее соотношении с куюльскими офиолитами. Проведенные авторами исследования в пределах южной половины полосы распространения куюльских офиолитов, а также на Маметчинском полуострове, где также выходят офиолиты, позволили критически оценить некоторые материалы предшественников и предложить новую точку зрения на кингивеемскую свиту [8].

Краткий обзор существующих представлений. Впервые кингивеемская свита была выделена в 50-х гг. А. Ф. Михайловым и И. Е. Заединовой при проведении геологических исследований в пределах Пенжинского кряжа. Под этим названием ими был выделен «...своеобразный комплекс пород, представленный спилитами, мандельштейнами, различного рода пирокластическими породами, с которыми ассоциируют сургучные яшмы...» [9]. В этой работе кингивеемская свита была ими отнесена к зеленокаменной вулканогенной формации. Было отмечено, что характерные особенности кингивеемской свиты наиболее четко проявлены в пределах Куюльского массива. Одной из них является тесная ассоциация свиты с гипербазитами. Условно возраст свиты указанные исследователи первоначально считали пермским, хотя уже в отмеченной работе приводится заключение Р. Х. Липман, сделанное ею по образцам яшм, собранным И. Е. Заединовой с рек Кингивеем, Тынгынаям, Мя-Лекасын. Р. Х. Липман указывала, что изученный в шлифах комплекс радиолярий подобен наблюдавшемуся ею в кремнистых породах некоторых районов Сихотэ-Алиня, Охотского и Японского побережий, где вместе с радиоляриями встречены и остатки триасовых фораминифер. На этом основании возраст кингивеемской свиты Р. Х. Липман считала триасово-юрским. В работе А. И. Жамойды, Р. Х. Липман, А. Ф. Михайлова и В. А. Титова [6] точка зрения о триасово-юрском возрасте кингивеемской свиты, базирующемся на остатках радиолярий из тех же образцов И. Е. Заединовой, получает признание, а сам комплекс этих радиолярий назван «кингивеемским».

Позднее, начиная с работы Г. П. Авдейко [1], большинство геологов считает возраст кингивеевской свиты позднеюрским — валанжинским. Основанием для пересмотра выводов Р. Х. Липман для Г. П. Авдейко послужили находки остатков бухий в туфогенных породах, отнесенных А. Ф. Михайловым и И. Е. Заединовой к кингивеевской свите. При этом он справедливо указывал на неправомочность обосновывать возраст родовыми определениями радиолярий.

В ряде работ В. П. Похиалайнена и других стратиграфов, опубликованных примерно в те же годы, касающихся расчленения меловых разрезов Таловских гор, кингивеевская свита отнесена к основанию мела [7, 10, 11]. При этом приводились ссылки на определение А. И. Жамойды в кингивеевских яшмах койвэрэланского (неоком) комплекса радиолярий. В работе А. Д. Чехова [12] также указывается, что в отобранных им образцах из кингивеевских яшм и известняков Л. И. Казинцовой были установлены остатки позднеюрско-раннемеловых радиолярий. Таким образом, расхождение взглядов на возраст свиты по остаткам радиолярий из яшм и бухий из туфогенных пород, казалось, было ликвидировано. Однако заключения о возрасте кремнистых пород кингивеевской свиты Р. Х. Липман, А. И. Жамойды, Л. И. Казинцовой были основаны на изучении остатков радиолярий в шлифах, при котором затруднена их видовая диагностика. Кроме того, опыт изучения кремнистых толщ показывает, что в них часто встречаются сильно конденсированные разрезы, в которых на небольшом расстоянии по мощности расположены разновозрастные комплексы, и для выводов о возрасте необходимы послойные отборы образцов [3—5]. В кингивеевской свите до последнего времени такое послойное опробование никем не проводилось. Поэтому заключения Р. Х. Липман, А. И. Жамойды и Л. И. Казинцовой, сделанные по случайным сборам полевых геологов, могли быть верными, но касаться разных частей разреза свиты. Таким образом, тот палеонтологический материал, на котором до сих пор базировались выводы о возрасте кингивеевской свиты, с нашей точки зрения, противоречив и нуждался в проверке на основе детального опробования прежде всего кремнистых толщ и использования современных возможностей «радиоляриевой» стратиграфии.

Кроме представления о возрасте кингивеевской свиты, основанного на палеонтологическом материале, к ее стратиграфическому положению пытались подойти, исходя из соотношения с другими толщами и, прежде всего, с более хорошо фаунистически охарактеризованными меловыми отложениями. При таком подходе выводы исследователей также были неоднозначными и зависели от понимания ими многих других особенностей геологического строения региона.

При создании легенд для геологических карт территории Пенжинского района, кингивеевскую свиту, представленную вулканогенными и кремнистыми породами, мраморизованными известняками с редкими прослоями основных туфов и туфопесчаников, предлагалось рассматривать как наиболее древнее (берриасское) образование раннего мела Таловских гор [7, 10, 11]. Выше по разрезу предлагалось выделять мялекасынскую свиту как толщу, сложенную туфотерригенными отложениями и охарактеризованную валанжинскими бухиями. При этом отмечалось, что в пределах Валижгенского поднятия, в Понтонейских и тех же Таловских горах развиты и более древние (берриасские) комплексы, сходные по составу с мялекасынскими туфотерригенными отложениями, — стратиграфические аналоги кингивеевской свиты.

На геологической карте, составленной геологами Всесоюзного научно-производственного объединения «Аэрогеология», к кингивеевской свите относятся все позднеюрско-ранневаланжинские отложения Таловских гор, независимо от их состава, выше которых выделяется средне-поздневаланжинская мялекасынская свита [2]. В работе [12] к мялекасынской свите относится вся бухиевая часть нижнемелового разреза — с волжских слоев до валанжина включительно. При таком объеме непрерывного разреза мялекасынской свиты последняя может рассматриваться

только как стратиграфический аналог кингивеевской и нельзя ожидать между ними стратиграфических соотношений.

В заключение краткого исторического обзора следует отметить, что не сразу была понята генетическая сторона отмеченной еще А. Ф. Михайловым и И. Е. Заединовой тесной связи кингивеевской свиты с гипербазитами. Только после статей Э. С. Алексеева [2], А. Д. Чехова [12] становится ясным, что наиболее характерные фрагменты кингивеевской свиты входят в виде крупных блоков в серпентинитовый меланж.

Новые данные о возрасте кингивеевской свиты. Проведенные нами исследования подтвердили представления А. Д. Чехова и других геологов, считавших, что отложения кингивеевской свиты теснейшим образом связаны с офиолитами и, прежде всего, с куюльскими офиолитами. Они заключены в виде отдельных блоков и относительно протяженных пластин среди серпентинитового меланжа. Здесь они иногда сближены с фрагментами туфотерригенных нижнемеловых пород, иногда сохранивших остатки пелеципод, а в окремненных туфоалевролитах — и радиолярий. Эти туфотерригенные отложения сходны с отложениями мялекасынкой свиты в широком понимании, развитыми за пределами границы офиолитов. Некоторыми предыдущими исследователями эти фрагменты туфотерригенных пород ошибочно включались в кингивеевскую свиту, что приводило к другим ошибочным выводам. Наши наблюдения подтвердили наблюдения А. Д. Чехова, что контакты типичных для кингивеевской свиты эффузивно-кремнистых комплексов с другими толщами везде тектонические. Как правило, они просечены серпентинитами.

Нами были изучены все основные полосы и блоки выходов кингивеевской свиты на участке от р. Гальмоваям на северо-востоке до р. Виай-раваям на юго-западе. Наиболее северный выход кингивеевской свиты изучался нами в бортах левых составляющих притоков р. Гальмоваям. Нижнюю (по структуре и склону) часть кингивеевской пластины слагает блок неровно-плитчатых темных коричневато-серых кремней видимой мощностью около 10 м. По простиранию он прослеживается на ограниченном протяжении. Остатки радиолярий в кремнях, как правило, плохо сохранились, но на отдельных участках сохранность их удовлетворительная. Из таких участков снизу вверх по разрезу через 2—3 м было взято 4 пробы на выделение радиолярий. Наиболее богатый комплекс радиолярий был выделен из нижней пробы (обр. Г-872-1). Среди них Н. Ю. Брагиным были определены позднеюрские *Canoptum triassicum* Yao, *Livarella longus yoshida*, *L. gifuensis* Yoshida, *Natraglia Luminosa* Pessagno, *Pantanellium* sp., *Deflandrecyrtium* sp. и др. Кроме того, в этом образце были встречены конодонты *Misikella posthernsteyni* Kozur et Mosk. Из вышерасположенных образцов были выделены более бедные комплексы радиолярий, худшей сохранности, свидетельствующие о возрастной принадлежности кремней к интервалу поздний триас — ранняя юра. В них (обр. Г-872-3, Г-872-4) отмечаются остатки радиолярий: *Capnuchosphaera* aff. *mexicana* Pessagno; *Pantanellium* aff. *inornatum* Pessagno; *Pseudoheliodiscus* sp. A of Pessagno, Poisson; *Canoptum anulatum* Pessagno и др.

Между выходом триасовых кремней и расположенной гипсометрически и структурно более высоко частью кингивеевской свиты, имеющей эффузивно-кремнистый состав, располагается задернованный участок. Эффузивно-кремнистая часть кингивеевской свиты в верховьях р. Гальмоваям сложена потоками лав высококремнистых щелочных базальтов мощностью в пределах десятка метров и менее мощными горизонтами красных радиоляриевых яшм. Толща интенсивно смята в крутые, запрокинутые к югу складки и рассечена падающими на север зонами срывов, дробления и рассланцевания. Яшмы из таких зон интенсивно перекристаллизованы и остатки радиолярий в них практически не сохранились. Базальты по плоскостям рассланцевания интенсивно хлоритизированы. Опробование собранных образцов показало, что в строении

этой толщи принимают участие яшмы, возраст которых меняется по крайней мере от бата до нижнего титона.

Наиболее древним (бат-келловейским) комплексом радиолярий можно считать выделенный из образца Г-876/2, где определены *Paronaella* sp., *Parvicingula* aff. *vera* Pessagno et Poisson, *Ultranapora aculeata* Blome, *U. aff. mulleri* Blome.

Более молодой по возрасту комплекс радиолярий был выделен из обр. Г-874/4 — *Acanthocircus* aff. *suboblongus* Yao; *Archaeodictyomitra* sp., *Hsuum* sp., *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoka, и из обр. Г-876/3 — *Acanthocircus* sp., *Paronaella* (?) *purisimaensis* Pessagno; *Tetratrabs gratiose* Baumgartner; *Ristola* aff. *khabakovi* (Zhamoida); *R. aff. altissima* (Rust).

Наиболее молодой комплекс радиолярий, отвечающий кимериджу (?) — нижнему титону, был выделен из обр. Г-876/4 — *Orbiculiforma mclaughlini* Pessagno; *Pantanellium riedeli* Pessagno, *Praeconocaryomma* sp.

Таким образом, в полосе кингивеевской свиты, вскрытой в верховьях р. Гальмоваям, присутствуют верхнетриасовые кремни и позднерусские (возможно, захватывающие и бат) эффузивно-кремнистые толщи.

Ниже по р. Гальмоваям, на правом берегу среди серпентинитового меланжа расположен блок эффузивно-кремнистых отложений, имеющих, судя по остаткам радиолярий, тот же возраст, что и в основной полосе. Так, из обр. Г-875/2 были выделены: *Acanthocircus suboblongus* Yao, *Paronaella* aff. *bronnimanni* Pessagno, *Hsuum* sp., *Stichocapsa oblongula* Kocher и др., указывающие на принадлежность отложений к верхам средней — низам верхней юры. Из обр. Г-875/1 был выделен богатый комплекс радиолярий, характерный для келловейско-нижнего титона: *Acanthocircus suboblongus* Yao, *Emiluvia* sf. *hopsoni* Pessagno; *E. cf. orea* Baumgartner; *Paronaella* aff. *bronnimanni* Pessagno, *Praeconocaryomma* cf. *magnimamma* Rust; *Archaeodictyomitra apiara* (Rust); *Hsuum maxwelli* Pessagno; *Mirifusus* cf. *guadalupensis* Pessagno; *Napora* cf. *burchardti* Pessagno et al. Наиболее молодой комплекс верхнеюрских радиолярий был выделен из образца Г-875/3 — *Crucella* cf. *sanfilippae* Pessagno; *Emiluvia salensis* Pessagno; *Pantanellium* cf. *riedeli* Pessagno и др.

Южнее, в бассейне р. Ганкуваям среди относимых к кингивеевской свите образований отсутствуют фаунистически охарактеризованные породы. Здесь она представлена толщей дифференцированных эффузивов, тесно связанных с комплексом параллельных даек [8].

Разнообразные по составу блоки кингивеевской свиты вскрыты в бассейне р. Веселая. Наиболее восточная их полоса, прослеживающаяся вдоль границы серпентинитового меланжа с меловыми толщами, как и в бассейне р. Ганкуваям, сложена измененными диабазами, несущими сульфидное оруденение, и потоками шаровых базальтов. Ниже по течению, непосредственно после впадения руч. Узкий, р. Веселая пересекает крупную, по-видимому, единую кингивеевскую пластину, хотя, возможно, разбитую на несколько блоков. Она хорошо прослеживается в рельефе благодаря скалистым выходам известняков, которые выступают среди покрытых кедровым стлаником склонов долины р. Веселая. Изучение этой пластины, имеющей тектоническую мощность, показало, что она характеризуется очень сложной внутренней структурой*. Основная ее часть сложена горизонтами светло-серых плитчатых, частично мраморизованных известняков и горизонтами коричневатого-красных кремней. Местами видно их переслаивание. В самих известняках встречаются линзы и линзовидные прослои диагенетических или более поздних катагенетических коричневатого-серых кремней мощностью до нескольких сантиметров. В большинстве выходов известняков видно, что они смяты в изоклинальные шевронные складки, обычно с круто падающими шарнирами. Как правило, пласты кремней смяты в дополнительные складки, вследствие чего

* Изучение пластины К. А. Крыловым в 1990 г. позволило ему прийти к выводу, что ее основой является крупная лежащая складка, которая была дополнительно смята в двух взаимоперпендикулярных направлениях.

на отдельных участках видимая мощность пластов возрастает в несколько раз. Все породы разбиты многочисленными трещинами. Обычно выходы кремней не выражены в рельефе, покрыты кремневой щебенкой, из-за чего очень трудно проводить их направленное опробование по пласту.

Изучением радиолярий, выделенных из пластов коричневато-красных кремней, установлен их возраст — от позднего триаса до раннего байоса. Наиболее определенно позднеюрский возраст дали следующие образцы кремней — Г-860/10, I-10/11, М-834/22, из которых определены: *Betraccium deweveri* Pessagno and Blome; *Palaeosaturnalis* gen. et spp. indet., *Eptingium* sp., *Sarla vizcainoensis* Pessagno cf., *Betraccium yakounense* Pessagno et Blome. Этот комплекс сопоставим с комплексом радиолярий из зоны *Betraccium deweveri* Японии [15] и подзоны *B. deweveri* Аляски [13].

Геттанг-плинсбахский комплекс радиолярий был встречен в образцах Г-860/8А и Г-860/12, здесь наряду с характерными для него *Parahsuum simplum* Yao отмечаются также *Pantanellium inornatum* Pessagno, Poisson; *Protoporium ispartaense* Pessagno; *Syringocapsa* sp. C of Yao и др. Он сопоставим с комплексом зоны *Parahsuum simplum* Центральной Японии [14].

Радиолярии верхнего тоара (?) — байоса были выделены из обр. Г-860/8, среди них определены *Hsuum matsuoikai* Isozaki and Matsuoka, *H. maxwelli* Pessagno cf., *Napora* aff. *cosmica* Pessagno, Whalen, Yeh; *Spongocapsula* sp.; *Gorgansium* sp., *Praeconocaryomma* sp. Возможно, что этот комплекс частично сопоставим с комплексом зоны *Lactorum* (?) *jurassicum* K. Sashida [14] Центральной Японии.

В северо-западной части рассматриваемой пластины известняков становится меньше и появляются базальты, чередующиеся с кремнями. Из этих кремней (обр. М-834/4) были выделены келловей-оксфордские радиолярии: *Acanthocircus suboblongus* Yao; *Andromeda* cf. *violae* Baumgartner; *Tetratras* aff. *gratiosa* Baumgartner; *Hsuum* sp.

При столь сложной внутренней структуре описанных отложений нам представляется, что переход между триас-среднеюрской частью и верхнеюрской нуждается в специальном дополнительном изучении. По нашим наблюдениям, в базальтах имеются зоны срыва и дробления.

Большой интерес представляет относимый к кингивеемской свите изолированный блок, сложенный чередованием высокотитанистых базальтов с прослоями известняков, венчающийся пластом кремней. Этот блок обнажен на правом берегу р. Веселая, выше по течению от рассмотренной пластины. Видимая мощность разреза в указанном блоке не превышает нескольких десятков метров. Разрез интересен тем, что в шлифах известняков в обр. 8Х52-6 были обнаружены остатки нодозарий позднепермского облика, которые, по мнению А. П. Никитиной, условно могут быть отнесены к *Nodozaria* aff. *lata* Sossipatrova.

За пределами собственно Куюльского офиолитового массива нами был изучен выход кингивеемской свиты, вскрытый на восточном склоне Маметчинских гор. Этот выход, так же как и в других местах, образует пластину среди серпентинитового меланжа. Слагающие кингивеемскую свиту отложения формационно напоминают верхнетриасово-нижнеюрские, описанные в бассейне р. Веселая. Это выступающие в рельефе «башни» из сильно смятых плитчатых известняков, содержащих линзовидные прослойки брекчированных неседиментационных кремней. Гораздо хуже обнажены по-видимому чередующиеся с известняками пласты высокотитанистых щелочных базальтов и кремней.

Определимые остатки радиолярий были выявлены лишь из одного образца кремней (Г-909/7). Они по предварительному заключению Н. Ю. Брагина представлены среднетриасовыми формами: *Archaeospongoprunum* sp., *Pentactinocarpus* sp., *Staurosphaera* sp., *Tripocyclia* sp., *Triassocampe* sp.

Заключение. Результаты начатого изучения кингивеемской свиты свидетельствуют, что под этим названием выделялись заведомо разно-

возрастные комплексы, начиная с верхней перми до позднеюрских, которые в виде блоков включены в серпентинитовый меланж. Подтвердились данные А. И. Жамойды, Р. Х. Липман, А. Ф. Михайлова, В. А. Титова о присутствии в кингивеевской свите триасовых отложений. С другой стороны, нами не были встречены среди кремней остатки позднепермско-неокомских радиолярий. Возможно, они имеются среди фрагментов кингивеевской свиты, вскрытых в северной части Куюльского массива.

С нашей точки зрения, заключенные в серпентинитовом меланже столь разновозрастные блоки кингивеевской свиты трудно представить растащенными фрагментами некогда единого пермско-юрского разреза. В общей работе по Куюльскому офиолитовому террейну [8] было показано, что, скорее всего, кингивеевская свита — это разновозрастные фрагменты океанической коры, отвечающие разным структурным зонам океанов (спредингным хребтам, трансформным разломам, внутриплитным поднятиям и др.), сближенные в серпентинитовом меланже в процессе аккреции. Таким образом, все те образования, которые до сих пор принято выделять как кингивеевскую свиту, на самом деле не соответствуют понятию «свита» как единице местной стратиграфической шкалы. Это тектонически совмещенные океанические образования, которые более правильно выделять как кингивеевский комплекс. Возможно, что понятие «кингивеевская свита» следует сохранить лишь за какой-то определенной частью разреза (например, верхнетриасово-нижнеюрской).

Следует заметить, что те туфотерригенные отложения, фрагменты которых встречаются местами в меланже и многими ошибочно включались в кингивеевскую свиту, гораздо ближе по составу к верхнеюрско-неокомским пред-островодужным накоплениям (мялекасынская, тылакрыльская и др. свиты) и вряд ли входили в состав разреза тех океанических структур, из которых сформирован кингивеевский комплекс.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдейко Г. П.* Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца.— М.: Наука, 1968.
2. *Алексеев Э. С.* Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника.— 1981.— № 1.— С. 105—120.
3. *Брагин Н. Ю.* Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР.— Автореф. канд. дис./ГИН АН СССР, 1988.
4. *Брагин Н. Ю., Крылов К. А., Пральникова И. Е., Шаповаленко В. Н.* Значение детального микрофаунистического опробования при расчленении вулканогенно-кремнистых образований // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья.— М.: Наука, 1988.— С. 16—24.
5. *Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д.* Юрско-меловые отложения Яранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса.— М.: Наука, 1987.— С. 110—140.
6. *Жамойда А. И., Липман Р. Х., Михайлов А. Ф., Титов В. А.* О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья/ — Л., 1963.— С. 75—104.— (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 81).
7. *Иванов В. В., Похиалайнен В. П.* Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Проблемы нефтегазопосности Северо-Востока СССР.— Магадан, 1973.— С. 70—107.— (Тр. СВКНИИ; Вып. 49).
8. *Куюльский офиолитовый террейн/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1990.
9. *Михайлов А. Ф., Заединова И. Е.* Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа // Информационный сборник. № 25/ВСЕГЕИ, Л., 1960.— С. 97—110.
10. *Пергамент М. А., Похиалайнен В. П.* Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1970.— № 2.— С. 109—119.
11. *Похиалайнен В. П.* Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки // Геология и геофизика.— 1967.— № 6.— С. 3—10.
12. *Чехов А. Д.* Тектоника Таловско-Некульской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.— С. 70—105.
13. *Blome C. D., Reed K. M., Tailleux I. L.* Radiolarian biostratigraphy of the Otuk Formation in and near the National Petroleum Reserve in Alaska // Geology and explo-

ration of the National Petroleum Reserve in Alaska. U. S. Geological Professional Paper 1399. 1988. — P. 725—776.

14. *Sashida K., Tonishi K., Igo H.* Lower Yurassic radiolarian from the Takarazawa area of Itsukaichi Town, Tokyo Prefecture, central Japan // *News of Osaka Micro-paleontologists.*—1986.— Spec. V. 7.— P. 35—43.
15. *Sato T., Murata M., Yoshida H.* Triassic to Yurassic radiolarian biostratigraphy in the southern part of Chichibu terrain of Kyushu, Japan // *Ibid.*— P. 9—23.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
21 марта 1991 г.

ДИСКУССИЯ

Беда всех предыдущих авторов, в противоположность В. Н. Григорьеву и др., что они огулом относили в состав «кингвиевской» свиты все известняки, кремни и эффузивы, так или иначе связанные пространственно с куюльскими гипербазитами. Конечно, следовало бы отделить из этого набора породы, «закатанные» в серпентинитовый меланж. В какой-то мере, к подобному способу отделения «ортокингвиевских» от «псевдокингвиевских» толщ приближались геологи, вычленившие на старых картах блоки (глыбы, клипсы и т. д.) мраморов условно девонского времени. В принципе, наблюдения В. Н. Григорьева и др. подтвердили подобные построения, уточнив возраст подобного типа инородных тел в серпентинитах, представив обоснования триасово-юрской и пермской (?) датировки «закатышей». Это несомненная и весомая заслуга авторов статьи.

Более того, наблюдая за составом многочисленных «инородных» тел и структурными особенностями их залегания в серпентинитовом субстрате, можно определенно утверждать, что спектр породного разнообразия в таких блоках значительно шире констатируемого авторами, как, вероятно, и возраст каждого из них. Так, в свое время, мною были встречены такого же типа блоки, сложенные глубоко метаморфизованными породами (метаморфические сланцы), до конца еще не изученные, возраст которых может быть и дофанерозойским. Это, однако, не свидетельство отнесения пород этого блока в состав «кингвиевской» свиты, даже в его триасово-юрском варианте, так же, как и встреченных нами на Маметчинском полуострове аналогичных блоков слабо измененных терригенных пород неизвестного возраста.

Может быть и следовало интегрированной сумме «закатышей» в куюльских серпентинитах дать какое-то общее название, но лучше если эта общая «крыша» будет называться во избежание путаницы как-то иначе, чем кингвиевская.

Что же касается наличия кремнисто-вулканогенного компонента среди титон-раннеэокомских толщ Таловских гор, то авторы явно спешат с констатацией их принципиального отсутствия, даже при условии неприятия ими результатов шлифового анализа радиолярий А. И. Жамойды. Для этого надо еще и опровергнуть (и не только ссылкой на точку зрения А. Д. Чехова) наблюдения Г. П. Авдейко, В. П. Похилайнена, Ю. А. Колясникова о согласных соотношениях, по крайней мере, части вулканогенно-кремнистых пород с терригенно-туфогенными бухисодержащими толщами, о присутствии остатков бухий в отложениях подстилающих вулканогенно-кремнистый ряд пород в районе р. Мя-Лекасын, о замещении по простиранию бухисодержащих толщ спилитодиабазовыми породами.

Я держу сейчас в руках образцы окремненных известняков с бухиями, собранные В. Г. Даниловым с м. Омгон на Западной Камчатке. Из тех же штуфов были отобраны и отправлены Н. Ю. Брагину остатки радиолярий, которые и без специального определения обязаны быть, в соответствии с возрастом бухий, ранневалаянскими. В принципе, это еще одно свидетельство о развитии вулканогенно-кремнисто-известковистых фаций на западе Камчатки. Фаций, отличных от тех, которые представлены в породах разновозрастных блоков, но отнюдь не исключающих их из числа типичных вулканогенно-кремнистых формаций.

Наверное, и далее вулканогенно-кремнистые фации позднего титона—раннего эокома следует именовать кингвиевской свитой (кстати, именно из бассейна одноименной реки А. И. Жамойда определил тот злополучный койвереланский комплекс радиолярий в шлифах)— вулканогенно-кремнистая формация *in situ*. Тогда как блоки, «закатанные» в серпентинитовый меланж, без покушения на аккреционную механику «закатывания», проводить по другому преискуранту и под другим наименованием, если только имеется принципиальная возможность свести весь спектр пород в «закатышах» к одному формационному ряду, что вообще-то маловероятно.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

В. П. Похилайнен

УДК 553.9

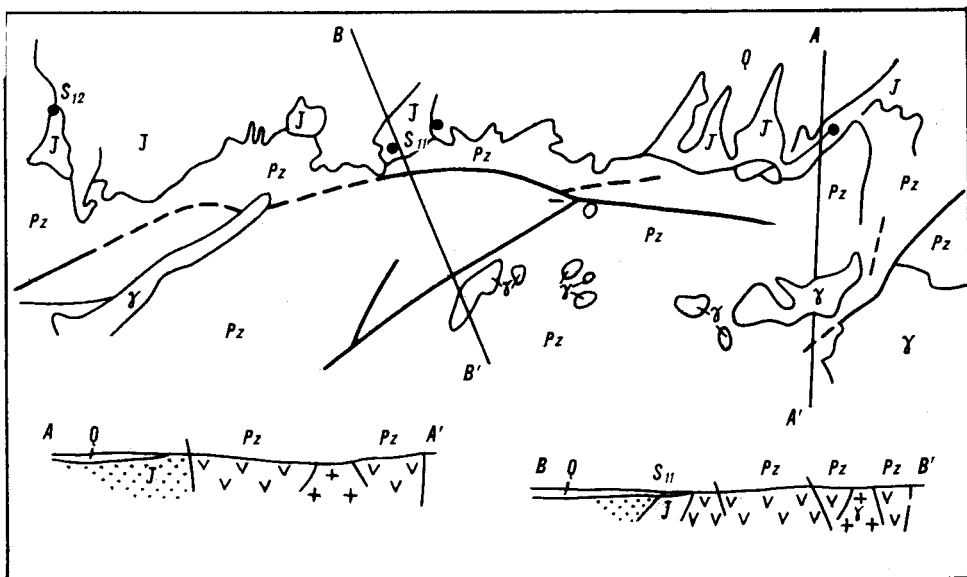
Чжан Сунбао

ГЕОЛОГИЯ ЮРСКИХ УРАНОВО-УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В КИТАЕ

В юрском лигните Китая располагаются многие промышленные ураново-угольные месторождения, которые к настоящему времени стали одним из важных источников уранового сырья. Ураново-угольное месторождение может образоваться на стадиях осадконакопления, породообразования и эпигении, но главную роль здесь играет эпигенетическое рудообразование. Концентрация урана в углях невелика, но вследствие того, что угольных пластов очень много, мощность пластов велика, область их распространения довольно широка, перспективные запасы урана значительны. После сгорания угля он накапливается в золе и может быть использован в качестве топлива для реакторов и для получения других урановых продуктов. Изучение геологических характеристик ураново-угольных месторождений имеет важное значение для планирования поисково-разведочных работ, разработки методик их комплексного использования, а также для борьбы с радиоактивным загрязнением окружающей среды.

Юрские ураново-угольные месторождения располагаются главным образом в провинциях Синьцзян и Хейлуцзян и локализируются в континентальной фации (озерной, речной, болотной и торфяно-болотной). Эти месторождения часто располагаются вдоль периферии межгорной впадины (рис. 1).

В ураново-угольных месторождениях содержание урана ограничивается фациально-палеобиогеографическими и физико-химическими условиями. Юрские угленосные отложения часто залегают с угловым несо-



J 1
 Pz 2
 γ 3
 / 4
 - - - 5
 • 6

Рис. 1. Геологическая карта района ураново-угольных месторождений.

1 — юрские отложения; 2 — осадочно-эффузивные породы; 3 — граниты; 4 — сбросы; 5 — предполагаемые сбросы; 6 — положение месторождений.

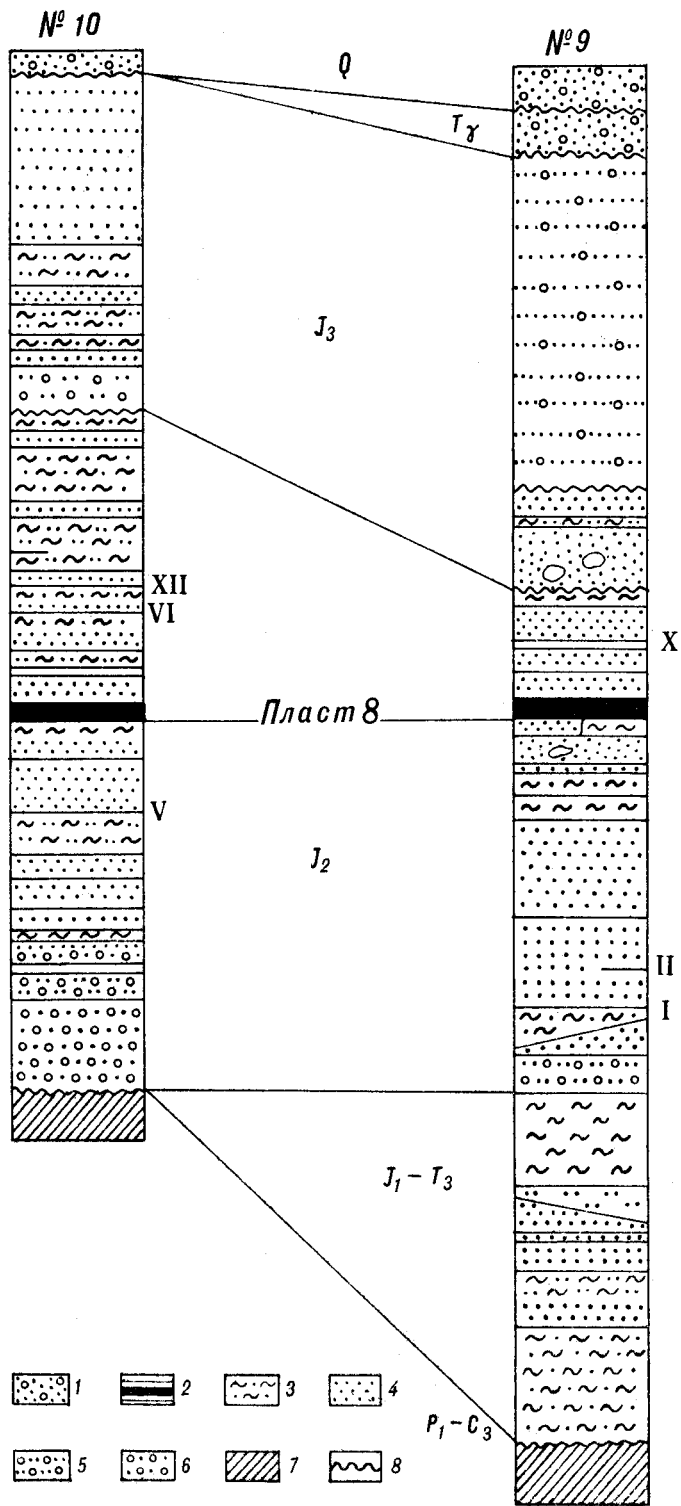


Рис. 2. Колонки ураново-угольного месторождения.
 1 — четвертичная система; 2 — угольные пласты и их номер; 3 — аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — песок-конгломераты; 6 — конгломераты; 7 — палеозойское основание; 8 — несогласие.

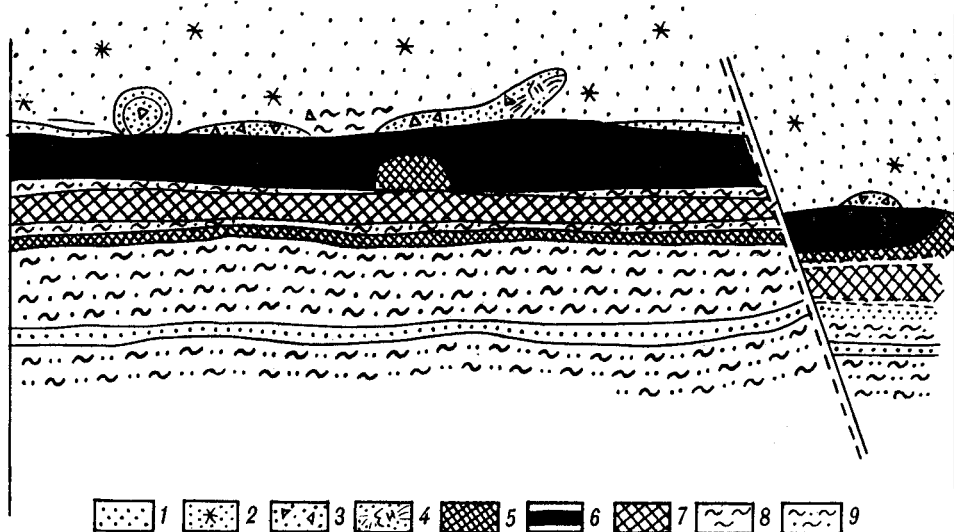


Рис. 3. Схематический разрез ураново-угольного месторождения.

1 — серые песчаники; 2 — цветные песчаники, содержащие туберкулы лимонита; 3 — серые песчаники, содержащие Se-пириты; 4 — серые песчаники, содержащие природные Se и Se-пириты; 5 — угольные пласты; 6 — ураноносные тела; 7 — ураноносные пласты; 8 — серые алеволито-аргиллиты; 9 — серые аргиллитоалевролиты.

гласием на палеозойском основании, в котором наблюдается высокий кларк урана.

В юрской угленосной свите Синьцзяна промышленная значимость ураново-угольного месторождения наиболее высока. Основание угленосной впадины сложено палеозойскими осадочными и метаморфическими породами, умеренно кислыми изверженными породами, туфами и гранитами. Угленосные юрские отложения перекрыты мел-палеогеновыми красноцветными породами. Повсеместно развиты четвертичные отложения. Юрские отложения разделяются на подугольную, угленосную и надугленосную свиты (рис. 2). Угленосная свита представлена среднеюрскими ритмичными обломочными отложениями. В верхних частях ритмов располагается угольный пласт разной мощности.

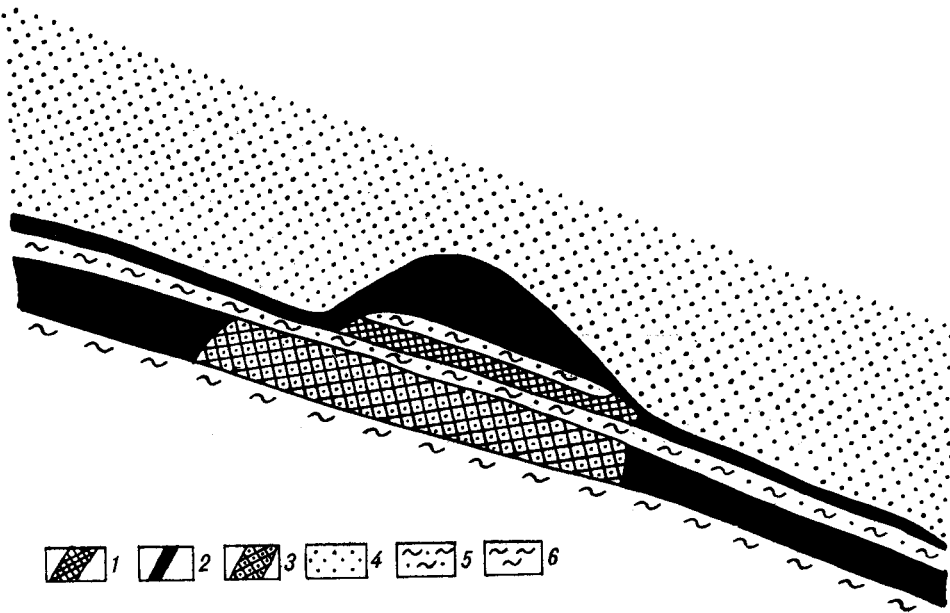


Рис. 4. Роль глинистого водоупорного ложа.

1 — угольный пласт; 2 — промышленное ураноносное тело; 3 — ураноносное оруденение; 4 — песчаник; 5 — песчаные аргиллиты; 6 — аргиллиты.

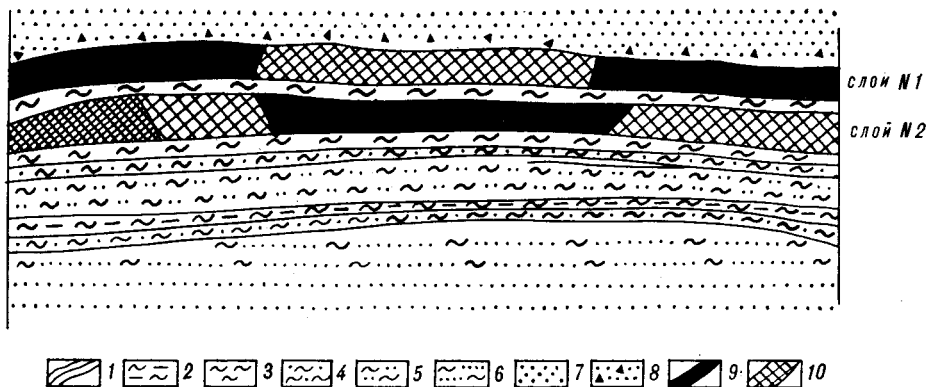


Рис. 5. Зависимость обогащения уранового оруденения от фациальных изменений в кровле и подошве угольного пласта.

1 — угольный пласт; 2 — аргиллиты; 3 — углистые аргиллиты; 4 — глинистые песчаники; 5 — песчаные аргиллиты; 6 — алеволиты; 7 — песчаники; 8 — песчаники, содержащие железо; 9 — промышленное урановое тело; 10 — урановое оруденение.

Урановые рудные тела бывают пластовые, субпластовые, линзообразные, вытянутой и неправильной формы. Граница между рудным телом и окружающими породами нечеткая и зачастую определяется на основании опробования пласта. Содержание урана в угольном пласте изменяется от десятых до сотых долей процента, в отдельных пробах оно может достигать 10 %. В урановой рудной залежи среднее содержание урана и сопутствующих элементов увеличивается в 10 раз. Залегание рудного тела в общем случае совпадает с окружающими породами, но часто не согласуется с микрослоистостью.

Урановое оруденение тесно связано с пористостью и проницаемостью кровли и подошвы месторождения. Если верхи его разреза сложены хорошо проницаемыми песчаниками, а низы разреза — глинистыми породами, то урановое оруденение в основном концентрируется в верхних горизонтах (рис. 3). Ураноносные пласты по направлению от кровли к подошве постепенно обедняются. Нижняя граница угольного пласта обычно неровная.

Когда водопроницаемость пластов изменяется, то изменяется и степень их обогащения ураном. Если в кровле появляются глинистые породы, то обогащение ураном наблюдается над ними (рис. 4).

Когда вышележащий пласт сложен песчаником, а ниже лежащий — глинистый, переходящий в песчаник, то в этом участке угольного пласта уран будет мигрировать и переотлагаться под воздействием подземных вод (рис. 5). Так, например, глинистые прослой между слоями 1 и 2 в верхнем угольном пласте месторождения № 10 замещаются песчаником, и уран из первого слоя мигрирует во второй слой.

Важная рудолокализирующая роль принадлежит структурным особенностям рудного поля. Самое богатое урановое оруденение формируется на участках с крутым падением слоев (рис. 6). Здесь ураноносные растворы мигрировали вдоль угольного пласта, уран восстанавливался, осаждался и обогащался, в результате чего урановое тело прослеживается на глубину в несколько сотен метров. В полого падающем пласте тоже существует промышленное урановое тело. В обоих крыльях сбросовой зоны встречаются вторично обогащенные рудопроявления.

Урановыми минералами в руде являются настуран, урановая чернь и коффинит, вторичные минералы в окисленной зоне представлены урановым карбонатом, сульфат-карбонатом и другими. Присутствует также ураноносное органическое вещество. Сопровождающими полезными элементами являются Mo и Se.

В ураново-угольном месторождении № 10 минералы, образовавшиеся на стадии осадконакопления, включают молибденит, галенит, ураноносное органическое вещество, сероносное органическое вещество, мар-

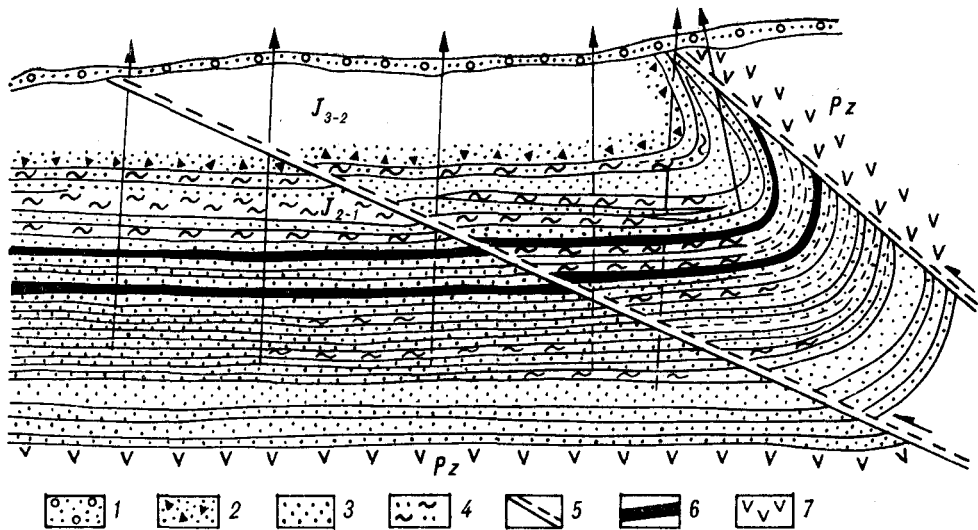


Рис. 6. Месторождение уранового тела в крутопадающем участке угольного пласта. 1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники и конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глинистые песчаники; 5 — аргиллиты; 6 — угольные пласты; 7 — порфириты.

казит, пирит, настуран и коффинит. Минералы, образовавшиеся в стадии породообразования, представлены марказитом, пиритом, настураном, коффинитом и гипсом. Для этапа выщелачивания характерны пирит, настуран, коффинит, урановая чернь, самородный селен, гипс и вторичный урановый минерал (см. таблицу).

В бурых углях основными урановыми минералами являются настуран и урановые черни, которые располагаются в первичной и цементационной зонах. В окисленной зоне отмечаются урановые карбонаты, сульфат-карбонаты и другие вторичные минералы. Настуран встречается в трех основных формах: пропитанные или микролинзообразные залежи, располагающиеся согласно слоистости и ассоциирующие с пиритом; цементационные сосредоточенные тела, несогласные с микрослоистостью угольного пласта и ассоциирующие с пиритом; непрерывные тонкие жилки в угольном пласте. Урановая чернь находится в виде тонких жилок, пленок вдоль трещин или в виде ленточных, линзообразных образований вдоль слоистости. В угле также содержится большое количество рассеянного урана, урансодержащего органического вещества и ионного урана.

Итак, можно сделать следующие выводы:

1. Ураново-угольные месторождения юрского периода находятся в неглубоком межгорном бассейне, фундаментом которого служат метаморфические породы, умеренно кислые вулканические породы и граниты варисийского периода, содержащие повышенные концентрации урана. Площадь бассейна составляла не более 1000 км².

2. В мощном угольном пласте урановое оруденение распространяется на большую площадь, рудное тело имеет значительные размеры. При тонком угольном пласте среди песчаников уран локализуется преимущественно в угле и размеры оруденения много меньше.

3. Проницаемость окружающих угольный пласт пород имеет важное значение для эпигенетического рудообразования ураново-угольных месторождений. Фациально-палеогеографические условия (урансодержащая фация торфяного болота) и тектонические условия эпигенетического обогащения также оказывают большое влияние на рудообразование.

4. Качество углей ураново-угольных месторождений низкое, зольность высокая, удельный вес значителен, содержание кислорода высокое, содержание углерода низкое, высока способность адсорбции урана.

5. Залежи урановых руд бывают пластообразные, линзообразные, субпластовые разных, неправильных форм. Границы залежей с окружающими породами неотчетливы.

Последовательность образования минералов в ураново-угольных месторождениях Китая

| МИНЕРАЛЫ | ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ | | |
|--|------------------------------|--------------------------------|-----------------------|
| | ЭТАП ОСАДКОАКОП- ЛЕНИЯ | ЭТАП ПОРОДООБ- РАЗОВАНИЯ | ЭТАП ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ |
| <i>Молибденит</i> | | | |
| <i>Галенит</i> | | | |
| <i>Ураноорганическое вещество</i> | | | |
| <i>Соленоорганическое вещество</i> | | | |
| <i>Марказит</i> | | | |
| <i>Пирит</i> | | | |
| <i>Настуран</i> | | | |
| <i>Коффинит</i> | | | |
| <i>Урановая чернь</i> | | | |
| <i>Самородный селен</i> | | | |
| <i>Гипс</i> | | | |
| <i>Вторичные минералы</i> | | | |

6. Основные урановые минералы — урановая чернь и коффинит. В руде уран встречается также в виде урансодержащего органического вещества, а в зоне окисления — в составе карбонатов уранида, сульфат-карбонатов и др. Селен и молибден являются полезными спутниками урана.

7. Юрские ураново-угольные месторождения изученного района образуются в результате многократного процесса, но главным образом рудообразование происходит на эпигенетическом этапе. Источником урана являлись граниты и умеренно кислые изверженные породы с высокими кларками урана.

*Чжэнчжоский институт геологии угля
г. Чжэнчжоу, КНР*

*Поступила в редакцию
15 мая 1991 г.*

УДК 551.7 : 551.21(571.62)

В. А. Красилов, В. И. Синюков, С. В. Витрик

О ВРЕМЕНИ ЗАЛОЖЕНИЯ УДСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Заложение Удского вулканического пояса, по представлениям различных исследователей, охватывает временной интервал от верхнего триаса до нижнего мела включительно. Детальное изучение стратотипа джелонской свиты, залегающей в основании вулканического пояса, с помощью фоторазрезов, ее соотношения с вышележащими вулканическими образованиями пояса, растительных остатков и палеоэкологии позволило значительно сократить интервал временной неопределенности и относительно точно определить время заложения Удского вулканического пояса.

По побережью Охотского моря, от устья р. Улкан до поселка Чумикан и далее по левобережью р. Уда до нижнего течения р. Удыхин, простирается полоса вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований протяженностью около 600 км и шириной около 50 км, известная в литературе как Удской прогиб [5, 9] или как Удской вулканический пояс [2] (рис. 1).

В основании разреза вулканического пояса резко несогласно на кристаллическом архейском фундаменте и палеозойских вулканогенно-осадочных образованиях залегают толща вулканогенно-осадочных пород, выделяемая в джелонскую свиту [7]. Стратотипический разрез этой свиты находится на северо-западном побережье Удской губы, в бассейнах рек Большой и Малый Джелон. Здесь свита сложена переслаивающимися туфогенными песчаниками, алевролитами, туфами и туфогравелитами общей мощностью до 1500 м.

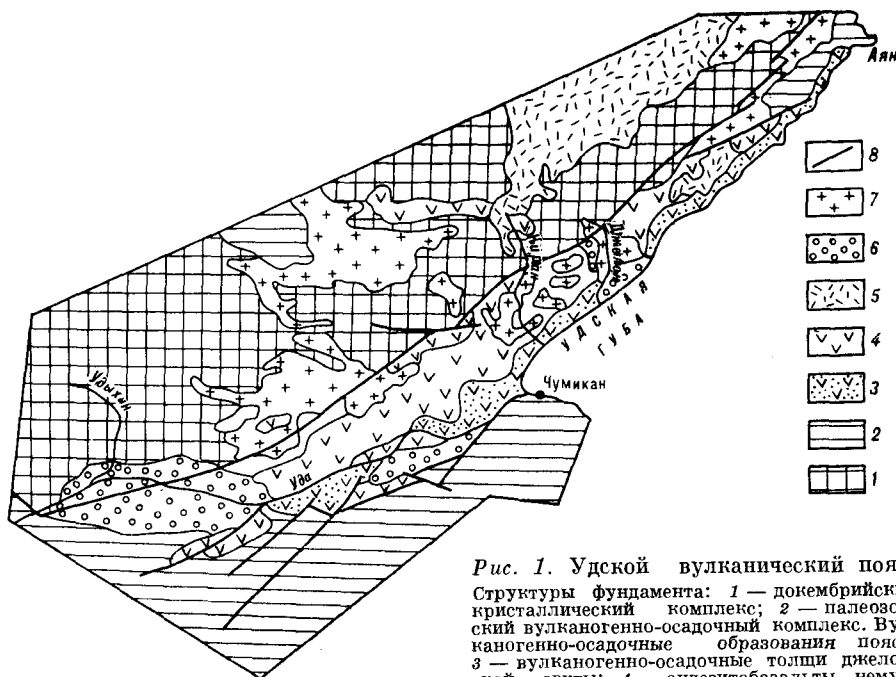


Рис. 1. Удской вулканический пояс. Структуры фундамента: 1 — докембрийский кристаллический комплекс; 2 — палеозойский вулканогенно-осадочный комплекс. Вулканогенно-осадочные образования пояса: 3 — вулканогенно-осадочные толщи джелонской свиты; 4 — андезитобазальты немуйской свиты; 5 — вулканические толщи кислого состава (нижний мел); 6 — конгломераты боконой, мериконской свит (нижний мел); 7 — мезозойские гранитоидные интрузии; 8 — разломы.

канской свиты; 5 — вулканические толщи кислого состава (нижний мел); 6 — конгломераты боконой, мериконской свит (нижний мел); 7 — мезозойские гранитоидные интрузии; 8 — разломы.

Точка № 2 в 600 м к северо-востоку от устья р. Коболдо также приурочена к нижней части разреза. Флороносный слой — темно-серые слоистые песчаники с тонкими углистыми прослоями мощностью 2—5 см — относится к пачке переслаивания туфопесчаников и гравелитов общей мощностью 20 м. Плоскости напластования сплошь покрыты грубым растительным детритом. Среди определимых остатков преобладают фрагменты стеблевой и корневой системы хвоща *Equisetites ferganensis*. Остальные растения — папоротниковые, гинкговые, чекановские представлены единичными экземплярами (в скобках указано число экземпляров): *Raphaelia diamensis* (2), *Cladophlebis aldanensis* (1), *Sphenobaiera umaltensis* (2), *Czekanowskia rigida* (4), *Phoenicopsis angustifolia* (2).

Точка № 4 в верхней части разреза находится в 900 м северо-восточнее устья ручья Малый Луктак. Здесь под мощной пачкой (до 40 м) туфопесчаников и пятнистых дацитовых туфов с прослоями гравелитов залегают черные алевролиты, переслаивающиеся с голубовато-серыми мелкозернистыми песчаниками. Остатки растений содержатся как в алевролитах, так и в песчаниках. В алевролитах обнаружены лишь многочисленные стебли и узловые диафрагмы хвоща *Equisetites ferganensis* (123 экз.). Поверхности напластования песчаников покрыты обильным растительным детритом, среди которого преобладают стеблевые остатки, расположенные параллельно друг другу и указывающие на захоронения в подвижной среде. Листовые остатки большей частью фрагментарны. Их количественное распределение следующее: *Cladophlebis aldanensis* (3), *Heilungia amurensis* (1), *Ginkgoitocladius cf. burejensis* (4), *Ginkgoites sibirica* (2), *Sphenobaiera umaltensis* (5), *Czekanowskia rigida* (3), *Pityophyllum latifolium* (18).

Систематический состав флоры. В целом систематический состав джелонской флоры следующий:

- | | |
|---------|---|
| Порядок | <i>Equisetales</i> <i>Equisetites ferganensis</i> S e w. |
| Порядок | <i>Filicales</i> <i>Raphaelia diamensis</i> S e w. <i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr. |
| Порядок | <i>Cycadales</i> <i>Heilungia amurensis</i> (Novopokr.) Prynada |
| Порядок | <i>Ginkgoales</i> <i>Ginkgoitocladius cf. burejensis</i> Krassil. <i>Sphenobaiera umaltensis</i> Krassil. <i>Ginkgoites sibirica</i> H e e r |
| Порядок | <i>Czekanowskiales</i> <i>Czekanowskia rigida</i> H e e r <i>Phoenicopsis angustifolia</i> H e e r <i>Leptostrobus</i> sp. |
| Порядок | <i>Coniferales</i> <i>Pityophyllum latifolium</i> Moell. |

В собранных ранее коллекциях В. А. Вахрамеев приводит *Nilssonia mediana* из месторождения близкого к нашей точке № 4. В списке определений М. М. Кошман из верхних слоев джелонской свиты ниже пос. Удское фигурируют три вида *Coniopteris*, но это местонахождение, возможно, принадлежит вышележащей мериконской (боконской) свите. Поскольку видов *Cladophlebis*, определенные различными исследователями, могут оказаться формами полиморфных листьев *Raphaelia diamensis* или *Cladophlebis aldanensis* и пока не могут рассматриваться как достоверные дополнения к вышеприведенному списку.

Таким образом, в джелонской флоре представлены основные порядки мезозойских растений, но каждый из них — небольшим числом видов. Флора в целом выглядит таксономически относительно бедной. Следует отметить, что она состоит из видов, свойственных Сибирской палеофлористической области, и совершенно не содержит элементов европейско-сибирской области (по классификации В. А. Вахрамеева). Особенно показательным является присутствие таких типично сибирских родов как *Raphaelia* среди папоротников и *Heilungia* среди цикадофитов, а также преоблада-

ние чекановские, а среди хвойных — *Pityophyllum*. Эти особенности джелонской флоры тем более примечательны, что хорошо изученные раннемеловые флоры того же региона [8] носят переходный характер между сибирскими и европейско-сибирскими.

Джелонская флора имеет наибольшее число общих видов — около половины списочного состава, с классической флорой Усть-Балея на р. Ангара [3, 10], которая признана эталонной для юры Сибирской области. Ее можно рассматривать так же как обедненный вариант юрской флоры Буреинского бассейна [4, 6].

Тафономия и палеоэкология. Характер растительного материала свидетельствует о том, что захоронение большей частью происходило в условиях активного гидродинамического режима, контрастного рельефа и интенсивной вулканической деятельности. Типичным для таких условий можно считать месторождение точки № 1, где грубые стеблевые остатки находятся в туфах и туфобрекчиях, скорее всего представляющих собою отложения лахаровых потоков, тогда как листовый материал сильно фрагментирован. В песчаниках и туфопесчаниках точек № 2 и № 4 растительные остатки также несут следы быстрого захоронения в осадках турбулентных потоков. В точке № 4 такого рода флороносные слои чередуются с тонкослоистыми алевролитами, обогащенными дисперсным органическим веществом, сами растительные остатки сидеритизированы, что указывает на бескислородные условия fossilization. Такие условия часто возникают в эстуариях, для которых особенно характерна аноксия (дефицит кислорода на границе воды и донных осадков). По-видимому, это местонахождение образовалось в водоеме с эстуариевым режимом, причем захоронялись только остатки крупных хвощей, покрывавших берега водоема. Остатки других растений не проникали сквозь хвощевый фильтр (местонахождения, в которых заросли хвощей служили своего рода фильтром, описаны также из мезозоя Забайкалья). Периодически накопление тонкозернистого осадка в условиях придонной аноксии прерывалось поступлением более грубого материала, приносимого потоками, которые создавали бреши в хвощевых зарослях и собирали растительный материал с большой площади. В то время, как черные алевролиты содержат остатки лишь одного околводного сообщества, в песчаниковых слоях должны быть представлены различные сообщества и, скорее всего, наиболее массовыми формами. Мы находим здесь чекановские и *Pityophyllum* — основных доминантов низинных заболоченных лесов умеренной климатической зоны мезозоя, *Ginkgoites*, встречавшихся преимущественно в плакорных лесах, и очень скудно представленных цикадофитов, принадлежавших кустарниковой растительности.

Состав растительности, естественно, не может быть реконструирован по немногим, относительно бедным местонахождениям. Однако сопоставление с более полными данными по наиболее богатым местонахождениям Сибири и Дальнего Востока позволяет составить некоторое представление о структуре растительных сообществ джелонского времени. Показано [6], что мезозойская растительность мела имела четкую поясную структуру, в которой наиболее близкие к месту захоронения околводные сообщества были представлены папоротнико-хвощевыми маршами. За полосой маршей располагались заросли чекановский, которая в большинстве случаев преобладала на ранних сукцессионных стадиях развития мезозойской лесной растительности, а также заболоченные хвойные леса с *Pityophyllum*. На лучше дренированных почвах росли феникопсисовые леса — основная долинная формация умеренной фитоклиматической зоны. Отдельные виды гинкговых, в частности, рода *Sphenobaiera* входили в эти леса, однако большей частью они приурочены к более высоким поясам, составляя основу склоновой растительности. Цикадофитовые кустарники могли занимать различное место в системе поясов, но чаще всего они произрастали на склонах долин. В джелонских местонахождениях мы находим фрагменты этой общей схемы распределения растительных сообществ. В одновидовых захоронениях (точка № 1 с *Raphaelia diamen-*

sis, алевролитовые слои с *Equisetites ferganensis*) представлены папоротниково-хвощевые марши. Именно они, по-видимому, служили основным источником дисперсного органического вещества и поставляли материал для угольных пластов. В слоях, содержащих многовидовые захоронения, наиболее обычны *Czekanowskia* и *Pityophyllum*, что соответствует их положению в вышеописанной схеме — непосредственно за папоротниково-хвощевыми маршами. В то же время, к месту захоронения транспортированы остатки склоновой растительности, что свидетельствует о большой энергии потоков. Можно лишь предположить, что гинкговые леса и весьма скудно представленные цикадофитовые кустарники располагались относительно низко по склону (может быть, в самом низком склоновом поясе), иначе их остатки едва ли попали бы в захоронение.

Климатические условия определяются принадлежностью джелонской свиты к Сибирской палеофлористической области, для которой, в целом, характерен умеренный по температурному режиму климат, достаточно влажный для мощного угленакопления с резко выраженной сезонностью. В то же время, следует отметить такие, хотя бы частично определяемые климатом, особенности джелонского комплекса, как:

1. Невысокое видовое разнообразие, резко выраженное доминирование немногих видов.
2. Полное отсутствие видов, характерных для теплоумеренной фито-климатической зоны.
3. Незначительное участие цикадофитов, представленных лишь одним видом.
4. Заметное участие *ginkgoites*, свидетельствующее о нисходящих миграциях высотных поясов растительности.

Все это указывает на относительно холодный климат, во всяком случае, существенно более холодный, чем в поздней юре Буреинского бассейна, флора которого считается эталонной для восточной части Сибирской области.

Геологический возраст джелонской флоры. Представление о возрасте джелонской флоры складывается на основании сопоставления ее списочного состава с хорошо изученными флорами соседних регионов, выявления руководящих форм с узким стратиграфическим распространением и палеоклиматической характеристикой, позволяющей определить ее место в позднемезозойской клицерии (смене доминирующих растительных формаций, обусловленной климатическими изменениями).

По таксономическому составу джелонская флора, как было отмечено выше, наиболее близка к устьбалеической Иркутского бассейна. У них общие доминирующие виды и, кроме того, сходство выражается также в незначительном участии цикадофитов. Возраст устьбалеической флоры большинством ее исследователей определяется как среднеюрский. Также имеющая ряд общих видов флора талынжанской свиты Буреинского бассейна, возраст которой контролируется морскими отложениями с келловейской фауной, связанными постепенным переходом с паралической флороносной толщей, отличается гораздо большим разнообразием хвойных (в частности, чешуелистных форм) и цикадофитов.

Стратиграфическое распространение таких видов, как *Equisetites ferganensis*, *Raphaelia diamensis*, *Cladophlebis aldanensis*, ограничено юрой, причем сочетание *R. diamensis* — *C. aldanensis*, как показал В. А. Вахрамеев [1], характерно для флор второй половины средней — поздней юры. *Neilungia amurensis* известна как из юрских, так и из нижнемеловых отложений, но большинство ее местонахождений имеет юрский возраст. Следует отметить, впрочем, что джелонский экземпляр отличается от типовых меньшими размерами, менее густым жилкованием и по этим признакам сопоставим с такими юрскими видами, как *H. bagonoensis* Е. Lebedev [8]. *Sphenobaiera umaltensis* до сих пор была известна лишь из талынжанской свиты р. Бурея.

Таким образом, общий списочный состав и наиболее характерные виды однозначно указывают на юрский возраст джелонской флоры, позво-

для сближать ее с эталонными флорами средней и начала поздней юры. Палеоклиматические признаки в целом согласуются с таким определением возраста. Известно, что наиболее холодная фаза юрского периода приходится на вторую половину среднеюрской — начало позднеюрской эпох (в пределах бата — келловей). Как мы уже отмечали, низкое видовое разнообразие, олигодоминантность, незначительное участие цикадофитов указывают на относительно холодный климат времени существования джелонской флоры. Совокупность признаков позволяет определить возраст джелонской флоры в пределах конца средней — начала поздней юры.

Следует отметить, что состав флористического комплекса из нижней и средней частей стратотипического разреза мало отличается по возрастным характеристикам, показывая, что накопление джелонских отложений, несмотря на их большую мощность, было кратковременным, едва ли превышая по продолжительности один век средней юры.

Вместе с тем, решение вопроса о времени заложения Удского вулканического пояса будет зависеть от характера соотношения джелонской свиты с залегающими выше типичными вулканическими образованиями пояса, которые начинаются с андезитов и андезитобазальтов немуйканской свиты, датируемой нижним мелом [9].

В великолепных береговых обрывах Охотского моря в районе мысов Китовый и Носорог нами наблюдался контакт этих свит. Контакт ровный, согласный, характерной чертой является наличие среди туфопесчаников, слагающих верхние горизонты джелонской свиты, различных по размеру вулканических бомб и обломков андезитобазальтов. Их количество снизу вверх постепенно нарастает до полной смены туфопесчаников андезитобазальтами немуйканской свиты.

На правом берегу р. Немуй, в 1 км ниже устья р. Етара, среди алевролитов и мелкозернистых туфопесчаников джелонской свиты можно наблюдать шаровые и подушечные обособления андезитобазальтовых лав с хорошо выраженными концентрическими зонами закалки. Внешняя часть обособлений толщиной 3—5 см представляет собой плотную однородную стекловатую массу. Далее появляются единичные порфиновые выделения плагиоклаза и пироксена, размер и количество которых увеличивается к центру. Обособления андезитобазальтов цементируются алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Вверх по разрезу количество шаровых обособлений начинает нарастать до полного замещения терригенного материала лавами андезитобазальтов немуйканской свиты.

Все эти факты однозначно свидетельствуют о том, что начало излияния лав немуйканской свиты происходило в то же время, когда еще продолжали формироваться джелонские толщи. Следовательно, возраст андезитобазальтов должен быть очень близким джелонским отложениям, т. е. по крайней мере позднеюрским, а не раннемеловым, как это считалось ранее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.
2. Войнова И. П. Магматические формации Удского вулканического пояса // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. — Владивосток, 1975. — С. 142—155.
3. Геер О. Юрская флора Амурского края и Иркутской губернии. — С.-Петербург, 1878.
4. Гончаров В. Н. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных образований северной части Удского прогиба // Тектоника востока советской Азии. — Владивосток, 1976. — С. 70—72.
5. Королев Г. Г. Новые данные о стратиграфии и тектонике мезозоя Удского прогиба (Дальний Восток) // Докл. АН СССР. — 1964. — Т. 159, № 2. — С. 330—332.

6. *Красилов В. А.* Мезозойская флора реки Бурея.— М.: Наука, 1972.
7. *Красный Л. И.* Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— 1960.— Вып. 37.
8. *Лебедев Е. Л.* Позднеюрская флора реки Зеи и граница юры и мела.— М.: Наука, 1965.
9. *Левитан Г. М., Чернявский В. И.* Тектоника северо-восточной части Удского наложенного прогиба (Западное Приохотье) // Геотектоника.— 1968.— № 2.— С. 103—115.
10. *Принада В. Д.* Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.

*ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
10 апреля 1991 г.*

УДК 551.7.03

*Эдвард Фаррар***ТЕРМАЛЬНОЕ ПЕРЕРОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА
В ПАЛЕОГЕНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ**

Исследования изотопии аргона, выделенного при ступенчатом отжиге биотита и амфибола из образца тоналита Магаданского массива в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, показывают, что интрузивный комплекс испытал термальное воздействие после своего образования. Формирование батолита произошло 100 млн лет назад или незадолго до этого, а его охлаждение приблизительно до 200 °С происходило со скоростью около 40 °С/млн лет. Радиогенный аргон был частично потерян в палеогеновый период, вероятно, при термальном событии, связанном с растяжением, которое сопровождало субдукцию хребта Кула-Пацифика.

Введение. Значительные расхождения между калий-аргоновыми датировками минералов [3, 5], а также между калий-аргоновыми и палеоботаническими данными [8] отмечаются для образцов, собранных из мезозойских гранитоидов и вулканитов, связанных с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП). Ступенчатый отжиг пробы при датировании методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ является чувствительным индикатором термального перерождения [12, 18, 24]. Мы использовали его при исследовании биотита и амфибола, выделенных из образца тоналита Магаданского массива (ОЧВП), для того, чтобы установить, имело ли место искажение радиометрических дат, и, если это так, то определить степень искажения. Образец был отобран автором во время полевой экскурсии 075 27-го Международного геологического конгресса (Москва, 1984).

Геологическая обстановка. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс шириной 150—200 км простирается приблизительно на 3000 км вдоль юго-восточной границы мезозоид Северо-Востока СССР [21, 22]. Он включает известково-щелочные вулканические и интрузивные породы альбского — сеноманского возраста [1, 2] и, вероятно, сформировался как континентальная окраина андийского типа над зоной Бенюффа, наклоненной к северу-западу [4].

ОЧВП (рис. 1) подразделяется на юго-восточную (внутреннюю) зону, где преобладает габбро-тоналитовая серия, и северо-западную (внешнюю) зону, включающую гранодиорит-гранитную серию [1, 2, 17, 22]. Геохронологические данные говорят о раннемеловом (апт — альб) возрасте главной интрузивной деятельности в Магаданском секторе ОЧВП [5], при этом допускается, что возраст гранитоидов омолаживается в направлении к северу-западу от конвергентной границы Пацифики [3] (подобно тому, что наблюдал Э. Фаррар с соавторами [16] в Андах в Центральной части Чили). Однако Ю. И. Никитин и др. [8] указывают, что здесь, очевидно, произошло «омоложение» некоторых вулканических пород. Б. И. Васильев и др. [3] также отмечают, что анализ многих образцов, драгированных на дне Охотского моря, дает противоречивые результаты по амфиболу, биотиту и полевоому шпату, и полагают, что такое противоречие могло быть вызвано каким-либо термальным событием после кристаллизации.

Н. И. Филатова [11] показала, что в районе р. Пенжина (приблизительно 1000 км к северу-востоку от г. Магадан) выразительно проявлены два обширных импульса базальтового и бимодального вулканизма: один

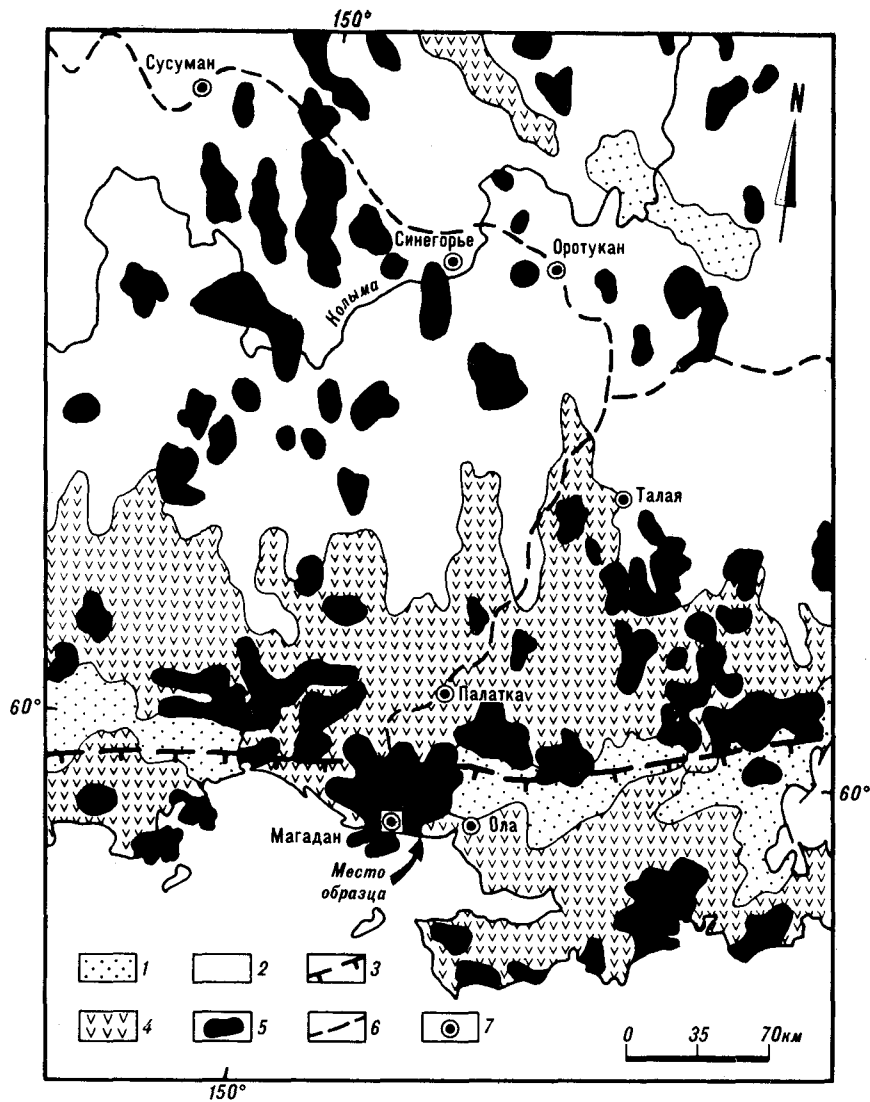


Рис. 1. Схематическая карта распространения гранитоидов в Магаданском секторе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по [17] с изменениями), показаны места отбора образцов.

1 — кайнозойские бассейны; 2 — позднемезозойские вулканогенные пояса; 3 — верхоянский комплекс; 4 — позднемезозойские гранитоиды; 5 — границы между внутренней и внешней зонами ОЧВП; 6 — дороги; 7 — населенные пункты.

в маастрихте — датском веке, а второй в палеоцене — эоцене. Подобно этому проявления базальтового вулканизма прослеживаются в Охотском районе (приблизительно 400 км к западу от г. Магадан) в позднем мелу — палеоцене [6, 7]. В отличие от Е. Г. Пескова [10], который считает, что базальтовые вулканические ассоциации являются неотъемлемой частью структуры ОЧВП, Н. И. Филатова [11] полагает, что базальты — это результат отдельного и более позднего геотектонического события.

Образец использованный для анализа, это тоналит из Магаданского массива, отобранный на берегу моря около устья руч. Колчаковский, приблизительно в 15 км от г. Магадан (см. рис. 1).

Аналитические методы и результаты. Мономинеральные фракции биотита (MAGA Bi) и амфибола (MAGA Hb), отобранные с чистотой не хуже 99 %, были облучены быстрыми нейтронами в ядерном реакторе университета МакМастер (Гамильтон, Онтарио). Ступенчатый отжиг с высвобождением ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{37}Ar и ^{36}Ar выполнялся с помощью печи Лидд-

40Ag/39Ag аналитические данные для биотита MAGA В1

| Температура, °С | ⁴⁰ Ag/ ³⁹ Ag | ³⁶ Ag/ ³⁸ Ag | ³⁷ AgCa/ ³⁹ AgK | Ca/K | Объем ³⁹ AgK, (10 ⁻⁶ см ³ при норм. усл.) | % ³⁹ AgK | Радиоогенный аргон, % ⁴⁰ Ag | Кажущийся возраст, млн лет | Погрешность ±2σ, млн лет |
|-----------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|--------|--|---------------------|--|----------------------------|--------------------------|
| 500 | 40,87 | 1,242·10 ⁻¹ | 6,752·10 ⁻² | 0,0123 | 1,626·10 ⁻³ | 0,70 | 10,16 | 37,2 | 30,2 |
| 575 | 18,43 | 3,434·10 ⁻² | 1,291·10 ⁻² | 0,0236 | 9,185·10 ⁻³ | 3,96 | 44,86 | 73,4 | 10,1 |
| 660 | 11,35 | 2,545·10 ⁻³ | 6,332·10 ⁻³ | 0,0116 | 4,282·10 ⁻² | 18,91 | 93,24 | 93,4 | 2,2 |
| 725 | 11,01 | 1,015·10 ⁻³ | 9,866·10 ⁻³ | 0,0181 | 3,142·10 ⁻² | 13,56 | 97,14 | 94,3 | 0,5 |
| 800 | 10,98 | 4,606·10 ⁻⁴ | 7,436·10 ⁻³ | 0,0136 | 3,405·10 ⁻² | 14,70 | 98,62 | 95,5 | 0,5 |
| 875 | 11,18 | 1,211·10 ⁻³ | 1,044·10 ⁻² | 0,0191 | 3,237·10 ⁻² | 13,97 | 96,67 | 95,3 | 1,0 |
| 950 | 11,08 | 1,725·10 ⁻³ | 1,612·10 ⁻² | 0,0295 | 3,833·10 ⁻² | 16,54 | 95,26 | 93,0 | 0,6 |
| 1080 | 10,90 | 1,453·10 ⁻³ | 1,877·10 ⁻² | 0,0344 | 3,886·10 ⁻² | 16,77 | 95,93 | 92,3 | 1,8 |
| 1200 | 13,63 | 9,685·10 ⁻³ | 1,027 | 1,880 | 2,056·10 ⁻³ | 0,89 | 79,46 | 95,6 | 24,7 |

Примечание. Значение $Y = 5,019 \cdot 10^{-8}$. Средний возраст и погрешность $2\sigma = 92,68 \pm 1,99$ млн лет.

берга, соединенной с системой сверхвысокой вакуумной очистки и впуска. Соотношения изотопов аргона определялись на масс-спектрометре А. Е. I. MS10 в статическом режиме. Поправки на мешающие изотопные реакции были сделаны согласно параметрам, предложенным Р. Дж. Боттомлеем и Д. Йорком [13]. Постоянные радиоактивного распада приняты по Р. Х. Стейгеру и Е. Джагеру [23]. Для калибровки нейтронного потока (оценка величины J) использован международный межлабораторный стандарт биотита LP-6 (128,5 млн лет).

Аналитические результаты определения ⁴⁰Ag/³⁹Ag при ступенчатом отжиге биотита MAGA приведены в табл. 1, амфибола MAGA — в табл. 2 и 3. К сожалению, в процессе исследования амфибола небольшая электронная нестабильность масс-спектрометра привела к более высоким, чем обычно, аналитическим погрешностям. Аналитические результаты представлены на рис. 2 в виде возрастных спектров.

Таблица 2

40Ag/39Ag аналитические данные для амфибола-1 MAGA Нв

| Температура, °С | ⁴⁰ Ag/ ³⁹ Ag | ³⁶ Ag/ ³⁸ Ag | ³⁷ AgCa/ ³⁹ AgK | Ca/K | Объем ³⁹ AgK, 10 ⁻⁶ см ³ при норм. усл. | % ³⁹ AgK | Радиоогенный аргон, % ⁴⁰ Ag | Кажущийся возраст, млн лет | Погрешность ±2σ, млн лет |
|-----------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|-------|--|---------------------|--|----------------------------|--------------------------|
| 500 | 167,4 | 5,379·10 ⁻¹ | 1,057 | 1,934 | 3,859·10 ⁻⁴ | 0,83 | 5,07 | 75,3 | 88,7 |
| 600 | 17,90 | 3,139·10 ⁻² | 3,868·10 ⁻¹ | 0,707 | 1,352·10 ⁻³ | 2,92 | 48,23 | 76,5 | 8,6 |
| 700 | 13,71 | 1,273·10 ⁻² | 3,805·10 ⁻¹ | 0,696 | 3,207·10 ⁻³ | 6,92 | 72,68 | 88,1 | 4,2 |
| 800 | 13,32 | 9,419·10 ⁻³ | 4,937·10 ⁻¹ | 0,903 | 2,728·10 ⁻³ | 5,89 | 79,27 | 93,2 | 5,4 |
| 860 | 12,61 | 7,676·10 ⁻³ | 1,086 | 1,987 | 1,915·10 ⁻³ | 4,13 | 82,54 | 92,0 | 6,2 |
| 910 | 12,81 | 8,211·10 ⁻³ | 3,543 | 6,484 | 2,297·10 ⁻³ | 4,96 | 83,01 | 94,0 | 7,0 |
| 980 | 11,63 | 2,929·10 ⁻³ | 6,727 | 12,31 | 1,866·10 ⁻² | 40,26 | 96,75 | 99,6 | 2,8 |
| 1040 | 11,32 | 1,828·10 ⁻³ | 6,731 | 12,32 | 1,044·10 ⁻² | 22,53 | 99,53 | 99,7 | 2,0 |
| 1090 | 11,87 | 3,025·10 ⁻³ | 8,530 | 15,61 | 2,877·10 ⁻³ | 6,21 | 97,70 | 102,7 | 7,8 |
| 1150 | 15,68 | 1,929·10 ⁻² | 1,174·10 | 21,49 | 1,303·10 ⁻³ | 2,81 | 69,13 | 96,3 | 9,0 |
| 1200 | 15,07 | 1,515·10 ⁻² | 9,561 | 17,50 | 1,182·10 ⁻³ | 2,55 | 74,92 | 100,0 | 12,6 |

Примечание. Значение $Y = 5,019 \cdot 10^{-8}$. Средний возраст и погрешность $2\sigma = 97,06 \pm 4,87$ млн лет.

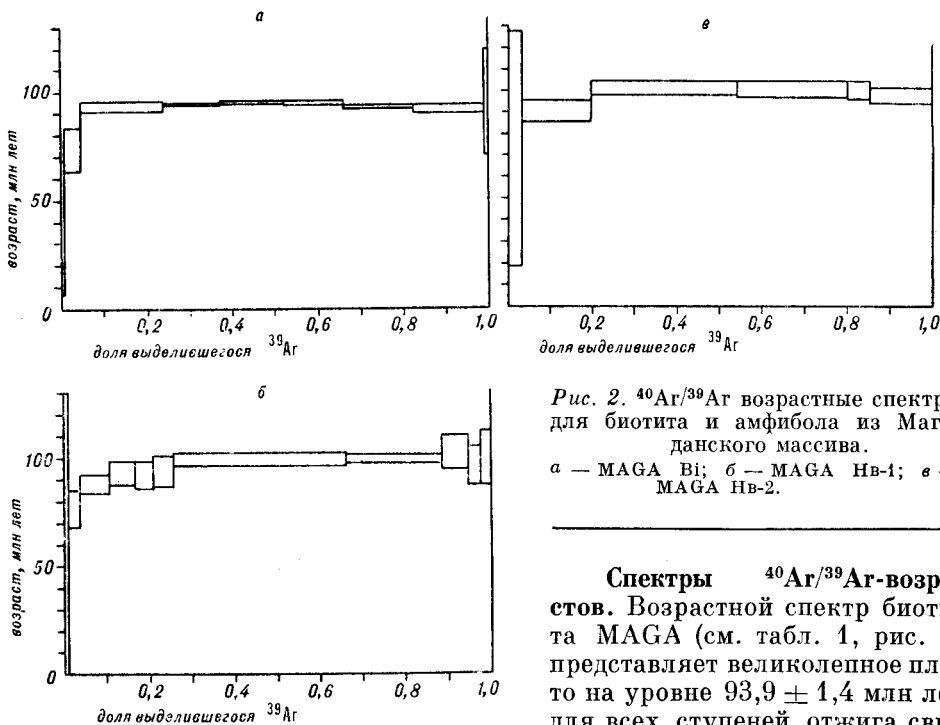


Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для биотита и амфибола из Магаданского массива.

а — MAGA Bi; б — MAGA Нв-1; е — MAGA Нв-2.

Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастов. Возрастной спектр биотита MAGA (см. табл. 1, рис. 2) представляет великолепное плато на уровне $93,9 \pm 1,4$ млн лет для всех ступеней отжига свыше 660°C , но для двух пред-

шествующих ступеней возраст значительно ниже. Такой спектр является характерным признаком минерала, который претерпел небольшую потерю радиогенного аргона во время посткристаллизационного термального события [24]. В данном случае время кристаллизации биотита $93,9 \pm 1,4$ млн лет или несколько ранее, а термальное перерождение относится к палеогену: $37,2 \pm 30,2$ млн лет (эту дату трудно установить из-за малого количества радиогенного аргона, высвобождающегося на первой ступени, последующего высокого загрязнения атмосферным аргоном, а также из-за лабораторных погрешностей).

Возрастные спектры для амфибола MAGA (см. табл. 2, 3, рис. 2) также согласуются с термальным перерождением, при котором количество потерянного аргона такое же или больше, чем для биотита MAGA. Принимая во внимание, что температура блокирования [15] амфибола приблизительно $530 \pm 40^\circ\text{C}$ [19], а температура блокирования биотита приблизительно $280 \pm 40^\circ\text{C}$ [19], равные потери аргона для биотита и амфибола надо считать маловероятными. Замечено, однако, что соотношения

Таблица 3

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ аналитические данные для амфибола-2 MAGA Нв

| Температура, $^\circ\text{C}$ | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}/\text{Ca}$ | Ca/K | Объем $^{39}\text{Ar}_K$ 10^{-6} см ³ при норм. усл | % $^{39}\text{Ar}_K$ | Радиогенный аргон н ^ы ^{40}Ar | Кажущийся возраст млн лет | Погрешность $\pm 2\sigma$, млн лет |
|-------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|----------------------------|-------|--|----------------------|--|---------------------------|-------------------------------------|
| 600 | 32,38 | $8,174 \cdot 10^{-2}$ | 0,492 | 0,901 | $8,782 \cdot 10^{-4}$ | 3,12 | 25,47 | 73,3 | 54,8 |
| 800 | 12,30 | $7,107 \cdot 10^{-3}$ | 0,304 | 0,557 | $4,516 \cdot 10^{-3}$ | 16,04 | 82,99 | 90,3 | 4,8 |
| 950 | 12,02 | $3,303 \cdot 10^{-3}$ | 5,455 | 9,982 | $9,802 \cdot 10^{-3}$ | 34,82 | 95,14 | 101,1 | 3,1 |
| 1000 | 11,75 | $3,059 \cdot 10^{-3}$ | 6,739 | 12,33 | $7,346 \cdot 10^{-3}$ | 26,09 | 96,46 | 100,4 | 3,6 |
| 1050 | 14,36 | $1,152 \cdot 10^{-2}$ | 4,826 | 8,832 | $1,421 \cdot 10^{-3}$ | 5,05 | 78,70 | 99,9 | 4,0 |
| 1200 | 13,71 | $1,145 \cdot 10^{-2}$ | 8,958 | 16,39 | $4,187 \cdot 10^{-3}$ | 14,87 | 80,08 | 97,4 | 3,6 |

Примечание. Средний возраст и погрешность $2\sigma = 97,71 \pm 5,20$ млн лет. Значение $Y = 5,019 \cdot 10^{-4}$.

Ca/K (см. табл. 2, 3), выявленные для температурных ступеней ниже 860 °С (те ступени, на которых документированы потери аргона), ниже, чем предполагалось для амфибола (ср. соотношения Ca/K на ступенях выше 860 °С), отсюда сделан вывод, что низкотемпературное высвобождение аргона из амфибола МАГА относится ко вторичной минеральной фазе, имеющей температуру блокирования, близкую к биотитовой. Спектр МАГА Hb-1 имеет хорошо выраженные плато при $99,8 \pm 3,6$ млн лет для ступеней 980 °С и более высоких. Аналогично МАГА Hb-2 имеет четкое плато при возрасте $100,1 \pm 3,4$ млн лет для температурных ступеней 950 °С и выше. Возрасты этих плато могут рассматриваться как даты, когда амфибол остыл до температуры блокирования, последовавшей за кристаллизацией. Время термального события, вызвавшего потерю аргона из вторичной фазы, снова плохо выражено, но не противоречит палеогеновой датировке, полученной по биотиту.

Обсуждение и выводы. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты для амфибола и биотита, полученные в результате анализа образца из Магаданского массива в ОЧВП, подтверждают его отнесение к альбу — сеноману [5, 8, 22 и др.], что основывалось главным образом на K—Ar-датировании. Применение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методики решает проблемы, связанные с потерей аргона после кристаллизации, и позволяет более точно установить хронологию интрузии и охлаждения. Таким образом, предполагается, что изученная часть Магаданского массива была образована незадолго до 100,0 млн лет (средний возраст плато по анализам амфибола) и охлаждена ниже температуры блокирования биотита к 93,9 млн лет. Это соответствует скорости охлаждения батолита приблизительно 40 °С/млн лет.

Низкая температура высвобождения аргона как из биотита, так и из фазы изменения амфибола четко подтверждает, что породы потеряли аргон после кристаллизации, вероятно, во время термального события в палеогене. Возможно, что термальное импульс был вызван тектоническим событием, связанным с причленением к Азиатскому материка Охотского микроконтинента в позднем мелу [9, 20] или островной дуги — в конце мела — в раннетретичном времени [11]. Однако пресечение известково-щелочного магматизма «андийского типа»; ОЧВП и его повсеместная смена основным и(или) бимодальным магматизмом напоминают последовательность событий после субдукции Восточно-Тихоокеанского поднятия вдоль юго-западной окраины Северо-Американской плиты [14]; предполагается, что термальное событие, открытое с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных, связано с выклиниванием земной коры, вызванным субдукцией Кула (иногда говорят Беринг или Изанаги)-Тихоокеанского хребта под юго-восточную Азию [25].

Автор благодарит организаторов и участников экскурсии 075 27-го Международного геологического конгресса (Москва, 1984), которые содействовали проведению этих исследований; М. Л. Гельман и Н. Г. Бухонина, кроме того, перевели данную рукопись. Это исследование частично субсидировалось Канадским научно-исследовательским советом по естественным и прикладным наукам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1977.
2. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1978.
3. Васильев Б. И., Путинцев В. К., Рублев А. Г. Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 278, № 6. — С. 1426—1429.
4. Воеводин В. Н., Соболев А. П. Тектоническая природа гранитоидного магматизма на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 278, № 3. — С. 694—697.
5. Загзурина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1977.
6. Захаров М. Н. Геохимия базальтоидного магматизма в тыловой зоне Центрально-Охотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геохимия магма-

- тических пород океана и зон сочленения океан — континент. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. — С. 144—153.
7. Захаров М. Н., Легейдо В. А. Геохимические особенности магматических комплексов верхнего мела и палеогена Туромчинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Геохимия. — 1976. — № 11. — С. 1653—1661.
 8. Никитин Ю. И., Лебедев Е. Л., Рейтлингер А. С. и др. Возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по радиохронологическим и фитостратиграфическим данным // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 283, № 4. — С. 956—958.
 9. Парфенов Л. М., Натальин В. А. Мезозойская — кайнозойская тектоническая эволюция Северо-Восточной Азии // Там же. — 1977. — Т. 235. — № 5. — С. 1132—1135.
 10. Песков Е. Г. Сводообразование и рифтогенез на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. — 1984. — № 2. — С. 151—158.
 11. Филатова Н. И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Там же. — 1987. — № 4. — С. 85—101.
 12. Berger G. W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating of thermally overprinted biotite, hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1975. — V. 26. — P. 387—408.
 13. Bottomley R. J., York D. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on the Owyhee basalt of the Columbia Plateau // Ibid. — 1976. — V. 31. — P. 75—84.
 14. Dixon J. M., Farrar E. Ridge subduction, eduction, and the Neogene tectonics of southwestern North America // Tectonophys. — 1980. — V. 67. — P. 81—99.
 15. Dodson M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. and Petrol. — 1973. — V. 40. — P. 259—274.
 16. Farrar E., Clark A. H., Haynes S. J. et al. K—Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1970. — V. 10. — P. 60—66.
 17. Gelman M. L., Sobolev A. P. Mesozoic granitoids of the northeastern USSR // 27th Intern. Geol. Cong. Guidebook for excursions on the north-east of the USSR/Eds. N. A. Shilo & al. — M.: Nauka. — 1984. — P. 141—157.
 18. Harrison T. M., McDougall I. Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand-1. Thermal chronological and isotopic constraints // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1980. — V. 44. — P. 1985—2003.
 19. Harrison T. M., Duncan L., McDougall I. Diffusion of argon in biotite: temperature, pressure and compositional effects // Ibid. — 1985. — V. 49. — P. 2461—2468.
 20. Jolivet L., Cadet J. P., Lalevèze F. Mesozoic evolution of northeast Asia and the collision of the Okhotsk microcontinent // Tectonophys. — 1988. — V. 149. — P. 89—109.
 21. Molchanova T. V., Pushcharovsky Yu. M. Meso-Cenozoic granitoids of the east of the USSR // Pacific Geology. — 1980. — V. 14. — P. 23—28.
 22. Shilo N. A., Milov A. P., Sobolev A. P. Mesozoic granitoids of the northeast Asia // Geol. Soc. Amer. Mem. — 1983. — N 159. — P. 149—157.
 23. Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1977. — V. 36. — P. 359—362.
 24. Turner G. The distribution of potassium and argon in meteorites // Origin and distribution of the elements/Ed. L. H. Ahrens. — Oxford.; L.: Pergamon Press, 1968. — P. 387—398.
 25. Uyeda S., Miyashiro A. Plate tectonics of the Japanese Islands: a synthesis // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1974. — V. 85. — P. 1159—1170.

Отделение геологических наук
Королевский университет
г. Кингстон, Онтарио, Канада

Поступила в редакцию
20 мая 1991 г.

ДИСКУССИЯ

Статья Э. Фаррара представляет яркий пример геологической эффективности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метода изотопного датирования, еще мало используемого в СССР вообще и впервые использованного для решения проблем магматизма Северо-Востока СССР. Исследован единственный образец тоналита из Магаданского полифазного габбро-гранитоидного массива, история формирования которого имеет значение эталона для ОЧВП или даже, может быть, для еще большей части Тихоокеанского подвижного пояса. Многофазность («гетерогенность») Магаданского массива была открыта Е. К. Устиевым и А. М. Деминим [2, 3], которые в 40-х годах провели наблюдения в протяженных обнажениях на обрывистом морском берегу. Затем, в 80-х годах, методом последовательной фиксации всех интрузивных контактов в этих обнажениях («построение магматической колонки») Э. П. Изох, Н. В. Андреева, А. В. Трушнин и

П. Н. Аноров выделили в составе массива 7 интрузивных комплексов и серий, в том числе мультиплетных [1]. Тоналит, изученный Э. Фарраром, относится к так называемой магаданской серии, которой принадлежит в объеме массива главная роль.

Представление о раннемеловом возрасте массива обосновывается геологическими данными [2, 3]: гранитоиды прорывают позднеюрские и раннемеловые отложения, галька похожих пород найдена в конгломератах, которые теперь относятся к позднему альбу — сеноману. В результате первых изотопных определений возраста калий-аргоновым методом Л. И. Фирсов в 1960 г. [4] выделил 6 этапов в формировании массива (млн лет): 134, 130, 122—125, 115, 90—105, 75—78. При этом он полагал, что дата 115 млн лет характеризует наиболее распространенные в составе массива гранодиориты (от которых в то время при геологическом картировании не отделялись тоналиты).

Новейшие калий-аргоновые определения с построением изохроны по валовым пробам и монофракциям амфибола и биотита дают для первого (главного) ритма магаданской серии $101,9 \pm 9$ млн лет, для второго ритма — $95,7 \pm 1,5$ млн лет; ее рубидий-стронциевый возраст 107,7 млн лет. Все эти результаты дают основание датировать образование главной части Магаданского массива альбом с возможным углублением в афт или даже (по старым данным Л. В. Фирсова) в поздний баррем.

Результат Э. Фаррара подтверждает альбский (точнее, альб-сеноманский) возраст гранитоидов. При этом показано, что кристаллизация горной породы и ее остывание в ликвидус-солидусной и близосолидусной области (до изотопного закрытия (блокирования) породообразующих минералов) длится около 6 млн лет, т. е. практически всю вторую половину альбского века. Это, во-первых, показывает, что доверительный интервал при изотопных датировках гранитоидов, полученных обычными у нас методами, не только отражает методические сложности задач геохронологии, но и имеет определенный геологический смысл. Датировки в работе Э. Фаррара соответствуют некоторым фиксированным температурным состояниям минералов и горной породы, в сравнении с чем наше представление о моменте (!) ее образования кажется более расплывчатым и не совсем верным. Во-вторых, обнаружение геологически измеримой длительности образования горной породы показывает, что при том обилии интрузивных фаз, которое запечатлено в природе в многочисленных интрузивных контактах, задокументированных Э. П. Изохом и его коллегами, эти фазы не могут следовать друг за другом так, чтобы консолидация горных пород успевала пройти полностью. Неизбежно взаимодействие каждой порции расплава с еще не до конца закристаллизовавшейся предыдущей. Следы подобного взаимодействия в виде полос включений более молодой и более основной породы в более древней наблюдаются в геологически значимых объемах и столь часто [1], что это никак не соответствует кажущейся экзотичности явления.

Главная тема статьи Э. Фаррара — характеристика термального события в кайнозойе, вызвавшего искажение изотопной химии породообразующих минералов. Определяя геологическую природу этого события, автор использует указания, имеющиеся в советской литературе по поводу палеогенового базальтового или бимодального вулканизма в ОЧВП и (или) в его обрамлении. В этой части статьи нашли отражение споры исследователей Северо-Востока СССР о геологическом возрасте и структурном положении базальтов, перекрывающих кислые вулканы ОЧВП. В цитированных работах [см. 1, 8, 10, 11 в статье Э. Фаррара] обсуждается возраст отдельных полей базальтов (сеноман или палеоген), их принадлежность к вулканоструктурам ОЧВП или к новообразованиям на его площади. Не останавливаясь на всем этом, отметим, что палеогеновые базальты на северном побережье Охотского моря имеются несомненно. Их пример — кытмыльская свита в основании палеогеновых отложений на севере п-ова Тайгонос. Связывая выявленное им термальное событие в постинтрузивной истории Магаданского массива с палеогеновым базальтовым вулканизмом, Э. Фаррар к геологической природе молодой вулканической деятельности подходит с глобальных позиций и объясняет ее движениями литосферных плит в северо-западной части Тихого океана.

Не обсуждая этих соображений, подчеркнем, что в качестве более близкой геологической причины термального события следует, вероятно, назвать кайнозойский рифтогенез, выявленный при исследованиях акватории Охотского моря и его побережья. Движения по разломам, определяющим образование и современную форму впадин, выполненных неогеновыми и четвертичными отложениями, сильно сказались на рельефе кровли Магаданского интрузивного массива, на степени трещиноватости габбро и гранитоидов. Рифтогенез, начинающийся в палеогене, представляет собой длительный и дискретный процесс, и в окрестностях Магадана проявился особенно выразительно лишь начиная с миоцена. Возможно, поэтому неопределенность в датировании кайнозойского термального события в работе Э. Фаррара связана не только с методическими причинами, как он пишет, но и с длительностью, а может быть и с неоднократностью события. О дополнительном прогреве горных пород в связи с кайнозойскими тектоническими событиями на побережье Охотского моря до сих пор можно было догадываться благодаря наличию здесь источников термальных вод. На примере пород Магаданского массива работа Э. Фаррара дает этому непосредственное подтверждение. Такой прогрев, безусловно, охватывал большие площади, он был, вероятно, неравномерным. С этим, как показывает публикуемая работа, должно быть связано систематическое, но неравномерное искажение изотопных дат докайнозойских пород в сторону их омоложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева Н. В., Изох Э. П.* Интрузивные серии Магаданского массива и критерии их выделения. Методические рекомендации/СВКНИИ ДВО АН СССР, Магадан, 1990.
2. *Демин А. М.* Этапы формирования Магаданского батолита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.— Вып. 2. Магадан, 1946.— С. 36—47.
3. *Устиев Е. К.* Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР // Там же. Вып. 4.— Магадан, 1949.— С. 30—61.
4. *Фирсов Л. В.* Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1969.— № 2.— С. 28—38.

*СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан*

М. Л. Гельман, А. П. Милов

УДК 549.67 : 552.3

*Н. С. Кравченко, М. И. Опарин***ЦЕОЛИТЫ ЧУГУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ***(Приморье)*

Дается развернутая характеристика цеолитов Чугуевского месторождения. Для наиболее распространенных минералов — клиноптилолита и морденита — приведены оптические и морфологические характеристики, цеолитизированных туфов — данные по адсорбции, емкости поглощения, количеству монтмориллонита, объемному весу и содержанию цеолитов. По полученным результатам выполнены корреляционный и факторный анализы.

Повышенный интерес к цеолитам, который ощущается в последнее десятилетие, объясняется широким набором полезных свойств этой группы минералов и опытом их эффективного применения в различных отраслях народного хозяйства. Одним из крупных объектов высококачественного цеолитового сырья юга Дальнего Востока СССР является Чугуевское месторождение в Приморском крае. Оно расположено в 12 км от ст. Чугуевка в экономически освоенном районе и локализовано в кислых вулканических, преимущественно пирокластических породах богосольской свиты нижнего палеогена. Детальное геологическое описание объекта содержится в работе [1].

Цеолитизированные породы месторождения представляют собой белые с зеленым, серым, розовым оттенками образования. Текстура обычно массивная, реже псевдофлюидально-ленточная, редкопрожилковая. Структура отчасти наследует строение исходных вулканических образований кислого состава: перлитов, сферолитовых лав, порфири- и витригнимбригов. Основная масса скрытокристаллическая, содержит 1—2, реже 5—10 % порфирокластов кварца, полевых шпатов, обломков пород вулканического и метаморфогенно-осадочного облика. Размер порфирокластов, среди которых преобладает кварц, составляет 0,2—1 мм, размер обломков горных пород — 1—20 мм. Единичные прожилки в цеолитизированных породах имеют мощность 1—2 мм. Цвет их серый, реже молочно белый, буровато белый. По составу это различные модификации кремнезема: кварц, халцедон, кварцин.

В цеолитизированных вулканических породах разной степени цеолитизации при микроскопическом изучении обнаружены следующие минералы: цеолит (клиноптилолит, морденит), глинистые минералы группы монтмориллонита, халцедон, кварцин, биотит, амфибол (обыкновенная роговая обманка), кварц, олигоклаз (№ 23÷26), альбит, ортоклаз, анортклаз, адуляр, гидротетит, магнетит, хлорит, апатит, циркон, гематит. По результатам полного минералогического анализа здесь установлены в количестве единичных знаков сфен, актинолит, эпидот, рутил, ортит, хромит, ильменит, пирит, гранат, халькопирит, касситерит, мусковит, арсенопирит, галенит, мельниковит, марказит, борнит, пирротин. Преобладающий размер зерен 0,1—0,2 мм.

Основными новообразованиями цеолитизированных пород Чугуевского месторождения являются первые четыре минерала. Остальные представляют собой либо спорадически встречающиеся продукты изменений (хлорит, альбит, гидротетит), либо реликты кислых вулканических пород. Краткая характеристика наиболее распространенных минералов,

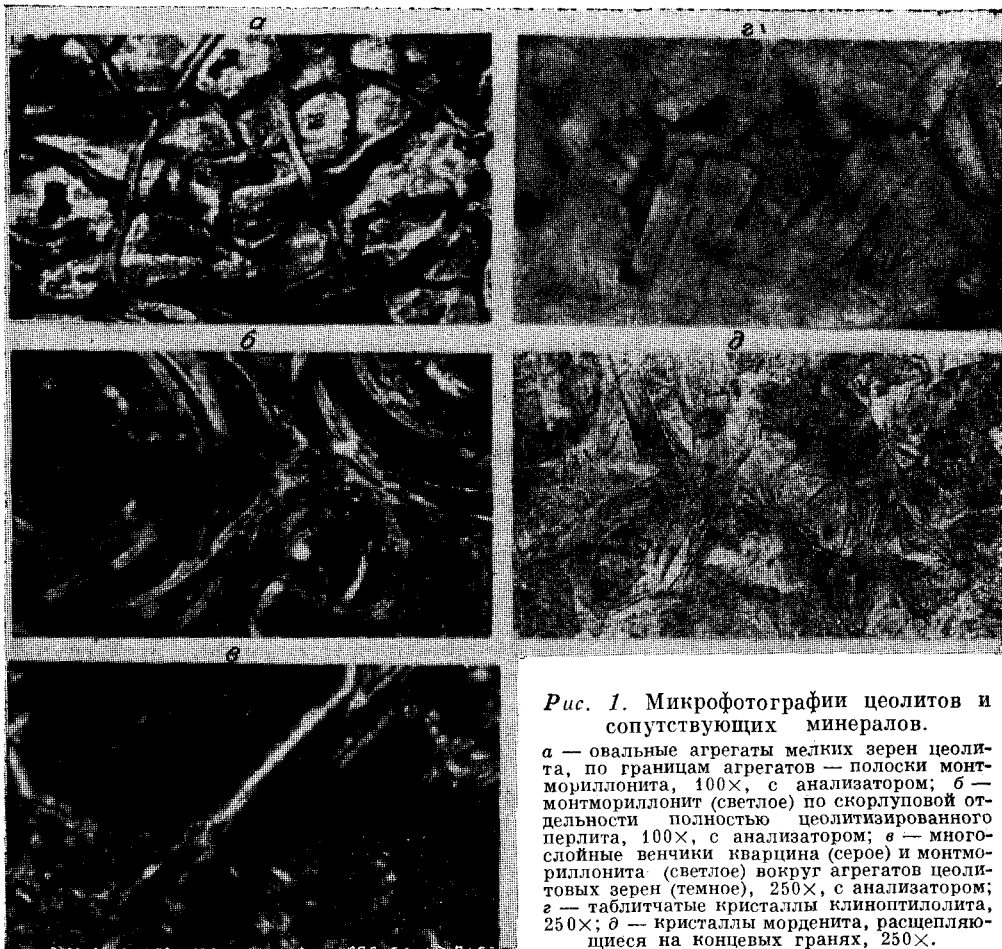


Рис. 1. Микрофотографии цеолитов и сопутствующих минералов.

a — овалы агрегаты мелких зерен цеолита, по границам агрегатов — полоски монтмориллонита, 100×, с анализатором; *б* — монтмориллонит (светлое) по скорлуповой отделности полностью цеолитизированного перлита, 100×, с анализатором; *в* — многослойные венчики кварца (серое) и монтмориллонита (светлое) вокруг агрегатов цеолитовых зерен (темное), 250×, с анализатором; *г* — таблитчатые кристаллы клиноптилолита, 250×; *д* — кристаллы морденита, расщепляющиеся на концевых гранях, 250×.

приводимая ниже, выполнена по результатам оптической, электронной микроскопии и рентгенодифрактометрическим данным.

Наибольшим распространением на месторождении пользуются **цеолиты**. По результатам рентгеновской дифрактометрии рядовых руд они представлены клиноптилолитом и морденитом в соотношении 1,5 : 1. Спорадически отмечается стильбит (десмин). Присутствие в рудах гейландита однозначного обоснования не имеет. Детальное описание морфологии, оптических свойств и химического состава перечисленных минеральных видов содержится во многих литературных источниках [2, 4, 7].

Микроскопическое изучение рядовых руд в оптическом диапазоне показало, что цеолиты обычно присутствуют в виде изометричных зерен величиной ≤ 1 мкм. В плоскости шлифа они распределены неравномерно: наиболее интенсивно цеолиты развиваются по перлитам и их обломкам, слабее — по основной массе игнимбритов, весьма незначительно — по порфирокластам и обломкам невулканических пород. Цеолитовые зерна образуют чечевицеобразные, иногда ленточно вытянутые или неправильной формы скопления размером 40—60 мкм (рис. 1, *a*). Эти сегрегации часто окружены каемкой глинистых минералов группы монтмориллонита, реже — кварца (см. рис. 1, *б*, *в*). Нередко каемка многослойные, причем внутренняя часть их представлена кварцином, а внешняя — монтмориллонитом. Иногда каемка имеет ритмично-полосчатое строение, т. е. цеолитовая сегрегация окружена несколькими кварциновыми поясами, разделенными смектитом или же пленкой непросвечивающего минерала (см. рис. 1, *в*). Толщина пленки — тысячные доли миллиметра. В случаях овальной, чечевицеобразной форм скоплений оторочка сплошная, в случае ленточной их формы — обычно разомкнута на концах,

Для изучения оптических свойств цеолитов в процессе детального минералогического изучения месторождения были предприняты попытки поисков моноцеолитовых фрагментов рудных тел (горизонтов, блоков, слоев), а в их пределах — цеолитовых зерен большего размера. Такие участки были обнаружены, их моноцеолитовый состав — клиноптилолитовый или морденитовый — однозначно подтверждается рентгеновской дифрактометрией.

В блоке мономинеральных клиноптилолитовых руд в отдельных трещинках перлитовой отдельности, иногда в ядрах перлитовых сферул кристаллы клиноптилолита достигают величины 0,2 мм. Облик кристаллов таблитчатый до призматического. Хорошо различима совершенная спайность, параллельная оси «в». Кристаллы имеют развитые торцевые грани (см. рис. 1, з). Величины показателей преломления ($N_{g'} = 1,4867$; $N_{p'} = 1,4789$) типичны для клиноптилолитов [2], двупреломление несколько выше установленного для этого минерала и составляет 0,006—0,007.

Участок моноцеолитового состава, содержащий только морденитовые руды без клиноптилолита, обнаружен в верхней части залежи. В трещинках отдельные кристаллические индивиды достигают здесь величины 0,6 мм. Цвет морденита буровато-розовый, по-видимому, за счет окраски гидроокислами железа, как это отмечалось на Мухор-Талинском месторождении в Забайкалье. В шлифах и иммерсионных препаратах морденит обнаруживает форму расщепляющихся на концевых гранях табличек, а также пластинок (см. рис. 1, д). Показатели преломления минерала составляют: $N_p = 1,473$, $N_m = 1,475$, $N_g = 1,478$; двупреломление равно 0,005, угол между оптическими осями 88° . Удельный вес морденита, определенный методом уравнивания в тяжелой жидкости, составляет $2,25 \text{ г/см}^3$, что превышает подобные значения у других авторов.

Химический состав мономинеральной фракции морденита следующий (мас. %): $\text{SiO}_2 = 68,61$, $\text{TiO}_2 = 0,09$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,94$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,53$, $\text{FeO} = 0,77$, $\text{MnO} = 0,02$, $\text{MgO} = 0,20$, $\text{CaO} = 2,24$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,98$, $\text{K}_2\text{O} = 2,12$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,03$, $\text{SO}_3 = 0,10$, $\text{H}_2\text{O}^+ = 5,68$, $\text{TI} > 1,0$ (аналитик Звонарева В. П., ДВИМС). Отличия от морденитов других объектов состоят в повышенном содержании калия и пониженном — натрия и кальция. Присутствие таллия обусловлено модифицированием, прошедшим в процессе выделения мономинеральной фракции с помощью жидкости Клеричи, содержащей таллий муравьинокислый. Можно предположить, что это же обстоятельство совместно с адсорбцией тяжелой жидкости ведет к увеличению удельного веса морденита.

Электронно-микроскопические исследования цеолитов проведены в ИГЕМ АН СССР (аналитик И. Нистратова) и ПГО Запсибгеология (аналитик Ю. Сухов). Морденит изучен в мономинеральных препаратах. Кристаллы этого минерала имеют призматический габитус. На гранях призмы хорошо различима спайность, вдоль которой, по-видимому, и происходит расщепление кристаллов. Концевые фрагменты кристаллов не имеют четких кристаллографических ограничений (рис. 2, а).

Клиноптилолит исследовался в образцах рядовых руд. Наиболее распространена таблитчатая форма, реже встречаются пластинчатые зерна. Обычно таблички клиноптилолита слагают блоки агрегатов субпараллельных кристаллов. Нередко индивиды клиноптилолита образуют розетковидные, сноповидные агрегаты, которые, вероятно, являются расщепленными монокристаллами. Часто на головках таких расщепленных кристаллов локализуется глинистый минерал группы монтмориллонита (см. рис. 2, б). На отдельных микрофотографиях видно, что клиноптилолит развивается по вулканическому стеклу, имеющему характерный диагностический признак — червеобразные контрастные элементы внутреннего строения (см. рис. 2, в).

Таким образом, клиноптилолиты и мордениты Чугуевского месторождения имеют таблитчатый или пластинчатый габитус. Зерна цеолитов находятся в тесном сростании с глинистыми минералами и различными модификациями кремнезема. Морденит не обнаружен в виде игольчатых

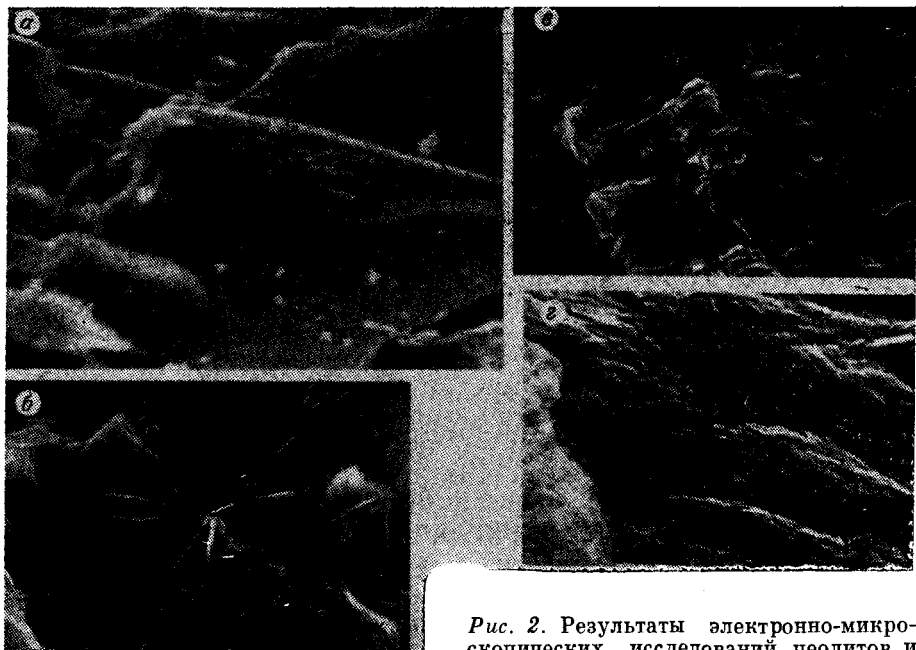


Рис. 2. Результаты электронно-микроскопических исследований цеолитов и сопутствующих минералов.

a — грань кристалла морденита с пластинчатой отдельностью, 600 \times ; *b* — розетка пластинчатых кристаллов клиноптилолита, по периферии — монтмориллонит, 1200 \times ; *c* — начальная стадия замещения вулканического стекла (темное) клиноптилолитом (левая часть) и монтмориллонитом (центральная часть), 2200 \times ; *d* — перисто-волоконистое строение агрегата монтмориллонита, 5500 \times .

и волокнистых кристаллов, обычно описываемых для этого минерала на других объектах.

Минералы группы монтмориллонита в цеолитизированных породах присутствуют повсеместно, хотя их количество существенно уступает цеолитам. Они образуют обычно овальные или линейные каемки вокруг агрегатов микрозерен цеолита, заполняют микротрещинки, а также трещины перлитовой отдельности в стекле вулканических пород, реже образуют мелкие скопления неправильной формы. Толщина каемок составляет от тысячных до сотых долей миллиметра (см. рис. 1, *a*, *b*). От цеолитов смешанослойные силикаты отличаются более высоким показателем преломления, большей величиной двупреломления, однако точно установить эти характеристики в силу малых размеров зерен не представляется возможным. Линейные фрагменты полосок обычно гаснут одновременно, изогнутые обнаруживают угасание, характерное для расщепленных кристаллов. Это свидетельствует о том, что полоски монтмориллонита формировались как монокристаллы. Нередко полоски многослойные и представляют собой ритмичное чередование монтмориллонита с непросвечивающим материалом или с кварцином.

Морфологические особенности монтмориллонита, часто образующего каемки вокруг зерен клиноптилолита, возможно, оказывают влияние на физико-механические свойства цеолитизированных пород. Монтмориллонитовая «рубашка» цеолитов может являться одной из причин фиксируемого несоответствия фактической и теоретической емкости поглощения. Это обстоятельство может служить также источником систематического занижения содержания цеолитов в породе при определениях, основанных на измерении теплоты гидратации.

Электронно-микроскопическое изучение монтмориллонита подтвердило его локализацию на границе агрегатов клиноптилолита и вулканического стекла (см. рис. 2, *c*). На фотографиях видны стадии замещения стекла эпигенетическими минералами, причем начальная стадия проявляется в укрупнении «рогулькообразных» образований стекла. Относительно крупные агрегаты монтмориллонита обладают перисто-волоконис-



Рис. 3. Микрофотографии халцедона и кварцина.

а — сферокристаллы халцедона в цеолитизированном липаритовом игнимбрие, 100×, с анализатором; *б* — кварцин (расщепленные кристаллы), замещающий цеолитизированный перлит. Светлые полосы — монтмориллонит по отдельности в перлите. 100×, с анализатором.

тым строением, обусловленным срастаниями сноповидных агрегатов монтмориллонита друг с другом (см. рис. 2, *е*).

Халцедон и кварцин относятся к распространенным вторичным минералам цеолитизированных пород. Макроскопически они устанавливаются в виде прожилков мощностью 0,5—2 мм, секущих микрозернистые цеолитовые руды. При микроскопическом изучении устанавливается их наибольшая распространенность в слабо цеолитизированных вулканитах на флангах месторождения, причем наиболее часто встречающиеся формы выделения — сферолитовые и сноповидные агрегаты (рис. 3, *а*). В прожилках халцедон представлен слабо расщепленными кристаллами и параллельно-волоконистыми агрегатами.

Кварцин при морфологическом и оптическом сходстве с халцедоном отличается от последнего положительным удлинением кристаллов. В случаях сонахождения этих минералов отчетливо устанавливается более высокое двушломление халцедона, а также замещение им кварцина. Радиально-лучистые агрегаты того и другого минерала иногда пересекаются нитевидными прожилками кварца. В отдельных случаях наблюдается замещение цеолита кварцином (см. рис. 3, *б*) и халцедоном. Кварцин часто образует венчики вокруг зерен цеолитов, о чем упоминалось выше. Общая последовательность минералообразования, основанная на наблюдениях в прожилках, представляется в следующем виде: цеолит → монтмориллонит → кварцин → халцедон → кварц.

Аналитическое исследование руд Чугуевского месторождения выполнено по результатам штучного опробования канав, траншей и керн

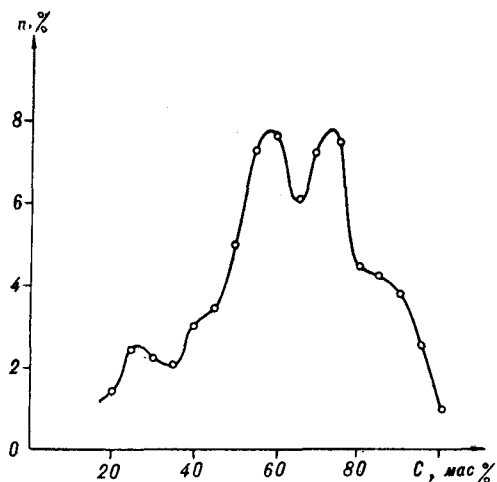


Рис. 4. График распределения концентрации клиноптилолита (по результатам термохимического анализа, $n = 180$).

скважин, проведенного авторами и П. П. Романюхой. Лабораторные изменения проведены в ДВИМСе. Контрольные группы проб рентгеновского фазового анализа цеолитов анализировались в ИГ АН ГССР и КИМС МГ СССР (аналитики Киселева Н. Н., Леоненко Н. А., Климова И. А., Бруй В. Н., Авхледиани Р.) Результаты статистической обработки анализов сведены в табл. 1.

Характер распределения количественных оценок ряда признаков (содержаний цеолитов по термохимическим и рентгенофазовым определениям, объемного веса, пористости, содержаний монтмориллонита), изученный в выборках объемом 200—280 проб, обычно не симметричный, многомодальный. На дифференциальных графиках от двух до пяти максимумов частот встречаемости (рис. 4). Это даёт основание полагать, что величины измеряемых признаков определяются несколькими, не зависящими друг от друга, группами причин, причем каждая группа обуславливает свои статистические параметры распределения. Другими словами, вариации величин признаков многофакторны по своей природе. По-видимому, среди основных факторов, определяющих неоднородность распределений, можно назвать различную компетентность фацальных разновидностей вулканитов по отношению к процессам эпигенетических изменений, а также пространственное положение и проницаемость зон циркуляции растворов, вызывающих преобразование исходных пород.

Взаимозависимость признаков цеолитовых руд, полученных аналитическими методами, изучена с помощью корреляционного анализа. Она представляется важной как для изучения реальных свойств сырья, так и для генетических построений. Корреляционная матрица приведена в табл. 2.

Из результатов корреляционного анализа следует, что теснота связи для всех признаков со статистически значимыми коэффициентами корреляции с содержанием цеолитов по термохимическим определениям существенно выше, чем с содержанием цеолитов, установленным с помощью рентгенофазового анализа. Емкость поглощения по иону аммония определяется только цеолитовыми микропорами, поскольку суммирование этого признака с объемом макропор снижает тесноту связи. Содержание монтмориллонита обнаруживают слабую согласованность на пределе статистической значимости с объемным весом и пористостью пород и не коррелируются с другими признаками.

Содержательная интерпретация этих фактов, по-видимому, должна учитывать следующее. Рентгенофазовое определение содержания цеолитов возможно лишь в кристаллическом материале с размером зерен цеолитовых минералов не менее 2—5 мкм. Присутствие в анализируемых образцах рентгеноаморфной фазы этих минералов в отличие от термохимического определения неизбежно ведет к искажению аналитических результатов. Можно полагать, что переменное количество такой фазы в пробах является одной из причин неадекватности рентгенофазового анализа и, в конечном счете, искажает истинные корреляционные связи. Нельзя полностью исключать также погрешности этого анализа в связи с ошибками определения при одновременном присутствии в пробе двух и более цеолитовых фаз. Такие ошибки вероятны при резком преобладании одной

Оценки статистических параметров распределения признаков, измеренных в цеолитизированных породах Чугуевского месторождения, $n = 55$

| Параметр | $C_{ТХ}$ | $C_{рф}$ | V | η | α_1 | α_2 | M | E | $\Sigma_{A+B^{++}}$ |
|-----------|----------|----------|------|--------|------------|------------|------|-------|---------------------|
| \bar{x} | 61,0 | 55,9 | 1,98 | 18,1 | 3,99 | 6,58 | 9,7 | 120,2 | 100,2 |
| S_x | 23,3 | 25,7 | 0,15 | 6,3 | 1,48 | 2,12 | 8,6 | 46,4 | 37,8 |
| $V\%$ | 38,2 | 45,9 | 45,9 | 7,6 | 34,7 | 37,1 | 32,2 | 89,0 | 37,8 |

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3. \bar{x} — среднее арифметическое; S_x — среднее квадратическое отклонение; V — коэффициент вариации, %; $C_{ТХ}$ — содержание клинофиллита по результатам термохимического анализа, %; $C_{рф}$ — содержание цеолитов, определенное количественным рентгенофазовым анализом, %; V — объемный вес цеолитизированных пород, г/см³, α_1 — величина адсорбции по парам воды, обусловленная микропорами, ммоль/г; α_2 — величина адсорбции по парам воды, обусловленная суммой микро и макропор, ммоль/г; η — пористость цеолитизированных пород, %; M — содержание монтмориллонита, %; E — емкость поглощения по иону аммония, мг-экв/100 г; $\Sigma_{A+B^{++}}$ — сумма однозарядных и двузарядных катионов, мг-экв/100 г.

Таблица 2

Коэффициенты парной линейной корреляции признаков в цеолитизированных породах Чугуевского месторождения, $n = 55$, $r_{Kp,0.05} = 0,25$

| | $C_{ТХ}$ | $C_{рф}$ | V | η | α_1 | α_2 | M | E | $\Sigma_{A+B^{++}}$ |
|---------------------|----------|----------|-------|--------|------------|------------|-------|-------|---------------------|
| $C_{ТХ}$ | 1,00 | 0,53 | -0,44 | 0,20 | 0,90 | 0,71 | -0,07 | 0,80 | 0,69 |
| $C_{рф}$ | | 1,00 | -0,05 | -0,12 | 0,49 | 0,41 | -0,14 | 0,36 | 0,37 |
| V | | | 1,00 | -0,91 | -0,46 | -0,40 | -0,20 | -0,57 | -0,54 |
| η | | | | 1,00 | 0,23 | 0,20 | 0,19 | 0,38 | 0,39 |
| α_1 | | | | | 1,00 | 0,81 | 0,03 | 0,82 | 0,78 |
| α_2 | | | | | | 1,00 | 0,13 | 0,75 | 0,75 |
| M | | | | | | | 1,00 | 0,08 | 0,17 |
| E | | | | | | | | 1,00 | 0,75 |
| $\Sigma_{A+B^{++}}$ | | | | | | | | | 1,00 |

Таблица 3

Факторные нагрузки на главные факторы в выборке цеолитизированных горных пород Чугуевского месторождения, $n = 55$

| Признаки | Факторы | | | |
|---------------------|---------|-------|-------|-------|
| | I | II | III | IV |
| $C_{ТХ}$ | 0,87 | -0,32 | -0,02 | -0,04 |
| $C_{рф}$ | 0,48 | -0,54 | 0,21 | 0,64 |
| V | -0,69 | -0,53 | 0,44 | -0,13 |
| η | 0,48 | 0,68 | -0,50 | 0,17 |
| α_1 | 0,92 | -0,24 | 0,06 | -0,12 |
| α_2 | 0,85 | -0,11 | 0,25 | -0,15 |
| M | 0,14 | 0,63 | 0,59 | -0,10 |
| E | 0,91 | -0,03 | 0,00 | -0,12 |
| $\Sigma_{A+B^{++}}$ | 0,88 | 0,00 | 0,05 | -0,12 |
| Вес фактора, % | 49 | 21 | 12 | 6 |

Примечание. I—IV см. в тексте.

из фаз над другими. Зависимость емкости поглощения по иону аммония от объема микропор подтверждает известный факт роли цеолитового каркаса, пронизанного полыми каналами, в процессах ионного обмена. Связь количества смешанослойных силикатов группы монтмориллонита с пористостью пород указывает на отложение их в пустотах и полостях, возникающих при эпигенетических преобразованиях исходных вулканитов, причем этот процесс не связан прямо с цеолитизацией.

Дополнительные возможности исследования взаимной согласованности признаков и причин, ответственных за такую согласованность, содержит факторный анализ, получивший в последние годы широкое распространение [3, 5, 6]. Для данного исследования (табл. 3) мы использовали программу С. А. Гириса, ВЦ ПГО Таежгеология.

Первые четыре фактора охватывают 88 % суммарной дисперсии признаков, т. е. объясняют почти полностью вариации переменных в цеолитизированных породах. Интерпретация факторов основывается на том, что величины факторных нагрузок можно рассматривать как коэффициенты корреляции переменных с некоторой обобщенной причиной (фактором).

Так, фактор I, который включает в себя 49 % общей дисперсии признаков, определяется в первую очередь наиболее тесной связью с микропористостью пород, емкостью поглощения и содержанием цеолитов по результатам термохимических определений. Исходя из сказанного, этот фактор может быть определен как фактор интенсивности цеолитизации. Он оказывает большое влияние на объемный вес, пористость пород, сумму обменных катионов.

Фактор II учитывает 21 % суммарной дисперсии переменных и играет, таким образом, заметную роль во взаимообусловленной вариации признаков. Содержание этого фактора определяется наиболее тесной положительной связью с концентрациями монтмориллонита и пористостью пород. Поэтому он может быть понят как фактор интенсивности образования монтмориллонита. В силу некоррелируемости факторов, заложенной в качестве исходного условия данной модели факторного анализа, необходимо сделать вывод о весьма слабой взаимозависимости процессов цеолитизации и монтмориллонитизации для месторождения в целом.

Факторы III и IV в нашем наборе переменных сложны для интерпретации. Можно предположить, что фактор III, формируемый разнознаковой связью с содержанием монтмориллонита и пористостью пород, отражает самостоятельное значение уменьшения количества пустот в породе за счет заполнения их смешанослойными глинистыми минералами. Фактор IV отражает, по-видимому, метрологическую неправильность рентгенофазового анализа, ведущую к заметной статистической рассогласованности значений этого признака с другими переменными. Возможно также, что данный фактор отражает вариации содержания рентгеноаморфной фазы в цеолитизированных породах.

Из рассмотрения факторной структуры можно заключить:

процесс эпигенетического образования цеолитов — главный процесс, определяющий свойства руд, он не связан тесно с монтмориллонитизацией пород;

свойства руд наилучшим образом передаются содержанием клиноптилолита, определенным термохимическим методом;

свойства руд по содержаниям цеолита, определенным рентгенофазовым анализом, передаются в искаженном виде.

Изучение распределения вредных примесей (Co, W, Cu, Pb, Sb, As, Zn, Cd, U, Th, Sr, Ta, F) проводилось в пробах спектральным и химическими методами. Содержания этих элементов, превышающие кларки в кислых горных породах и почвах, встречаются редко и обычно связаны со слабо цеолитизированными породами флангов месторождения. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет сделать заключение, что в пределах месторождения отсутствуют зоны, полосы, горизонты, в которых происходит накопление вредных примесей.

Таким образом, Чугуевское месторождение цеолитов представлено

клинотилолит-морденитовыми рудами. Морденит, в отличие от других месторождений, присутствует в виде призматических зерен, а не в виде игольчатых и волокнистых форм. Руды месторождения в целом богатые, для них характерны низкие содержания монтмориллонита, отсутствие тяжелых металлов и других вредных примесей в повышенных концентрациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буров А. И., Власов В. В., Митропольская Л. Г. и др. О цеолитовых породах Чугуевского месторождения (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 2.— С. 111—116.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4.— М.: Мир, 1966.
3. Йереског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. А. Геологический факторный анализ.— Л.: Недра, 1980.
4. Лазаренко Е. К., Супрычев В. А. Современные представления о составе, структуре и свойствах природных цеолитов // Минералогический сборник.— 1981.— № 35, вып. 1.— С. 19—21, вып. 2.— С. 3—16.— № 36, вып. 1.— С. 6—19, вып. 2.— С. 8—22.
5. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод.— М.: Мир.— 1967.
6. Скублов Г. Т., Белонин М. Д. Применение метода главных компонент для выявления природных факторов распределения элементов — примесей в магматических породах. // Математические методы исследований в геологии. Вып. 8.— М.: Наука, 1976.— С. 10—15.
7. Mumpton F. A. Clinoptilolite Redefined // Am. Mineral.— 1960.— V. 351, N 45.

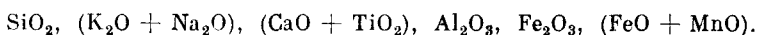
СНИЦ Цеолит
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 февраля 1991 г.

УДК 552.122(571.56)

*В. М. Бирюков, Н. В. Бердников***О МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЧАРОИТА**

Различными методами доказывается метасоматическое (гидротермально-метасоматическое) происхождение чароититового парагенезиса, включающего чароит и сопутствующие минералы — тинаксит, канасит, мизерит, федорит, а также редчайшие титанистые, циркониевые и ториевые минералы — батисит, вадеит, делиит, эканит и др. Установлено, что формирование чароититовых метасоматитов связывается не с щелочно-углекисло-кальциевым, а с щелочно-кальциевым метасоматозом продуктивных мезо- и меланократовых фенитов, шонкинитов и щелочных минетт. Метасоматическая колонка включает околорудные (темноокрашенная, промежуточная по цвету и составу и светлая ортоклазовая зоны), рудные или чароититовые (сиреневая зона) метасоматиты и кварцевую зону (в осевой части колонки). В целом для месторождения Сиреневый камень установлен следующий ряд дифференциальной подвижности компонентов (от инертных в сторону увеличения подвижности):



Во флюидных включениях из кварца, ассоциирующего с высокосортным чароитом, обнаружены концентрированные водные растворы хлоридов кальция и калия.

Предложено практическое использование околорудных метасоматитов в качестве поделочно-облицовочного камня высокого класса.

Единственное в мире месторождение чароита Сиреневый камень расположено на границе Якутской-Саха ССР и Иркутской области, что зафиксировано даже в названии крупнейших проявлений этого минерала — участков Якутский и Иркутский. В структурном отношении оно приурочено к западной части Чарской глыбы, западной составной части Алданского щита, к пограничной области последнего с южным окончанием Березовского прогиба.

Месторождение парагенетически связано с крупнейшим на Алданском щите Мурунским мезозойским щелочным комплексом. Подобная взаимосвязь предопределила многие уникальные черты этого объекта, который является своеобразным природным минералогическим музеем, не уступающим по своей значимости Хибинам и Ильменским горам (Урал). В пределах месторождения и мезозойского щелочного комплекса начиная с 1965 г. обнаружено и детально изучено около 40 новых и редчайших на Земле минералов (встречены лишь в 2—5 геологических объектах).

Чароитовые породы или чароититы впервые были обнаружены в 1948 г. В. Г. Дитмаром, проводившим геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 в районе Мурунского щелочного массива. Чароититы им были ошибочно приняты за куммингтонитовые сланцы. Дальнейшая история исследования чароитовых пород связана с супругами В. П. и Ю. П. Роговыми, которые впервые познакомились с ними в 1960 г. и позднее описали тинаксит [42] и главный минерал этих пород — чароит [43—45]. Ими была определена и практическая ценность чароититов как уникального ювелирно-поделочного камня. Исследованию чароита и минералов чароититов посвящены работы [5—8, 10—18, 21—37, 46], рудная минерализация в чароитовых породах обсуждается в [8, 16]. Существенный вклад в изучение геологии чароититов, их структурной приуроченности и вещественного состава внесли геологи-производственники Ю. А. Алексеев, А. П. Акимов, Ю. В. Иванов и др., среди которых следует особо отметить Ю. В. Иванова, открывшего ряд крупных проявлений чароито-

вой минерализации и внесшего существенный вклад в разработку генетических концепций и первых обоснованных геологических моделей месторождения Сиреневый камень.

По вопросу генезиса чароитовой минерализации не существует единого мнения. Магматическую природу этих необычных пород утверждают сравнительно немногие исследователи [1, 2, 10—13], большая часть авторов стоит на позиции их метасоматического происхождения [15—18, 21, 23, 28, 43, 44]. Их происхождение, на наш взгляд, невозможно рассматривать обособленно от эволюции всего щелочного комплекса в целом, без геолого-структурного и вещественного анализа магматитов, вмещающих пород, чароитов и минералов, сосуществующих с чароитом.

Мурунский щелочной массив приурочен к узловым частям разломов северо-западного (Кеме-Кебектинская система) и северо-восточного (Атбастах-Торгойская система) направлений. На современном эрозионном срезе массив представлен тремя разобщенными блоками с четкими геологическими границами (рис. 1): Большемурунским (западная часть), Дагалдынским (южная часть) и Маломурунским (северо-восточная часть). Часто каждый из них описывался в качестве самостоятельного массива с аналогичным названием [9, 15, 19, 37—39, 41], реже как составные части единого щелочного массива — Мурунского с общей площадью около 180 км² [3]. Мезозойский возраст магматитов определен К—Аг- и другими изотопными методами: радиологические определения при этом варьируют в пределах 115—145 млн лет [3, 37 и наши данные]. Поскольку все проявления чароитовой минерализации приурочены к юго-восточному экзоконтакту Маломурунского массива, то вполне понятно тяготение большинства исследователей к проблемам геологии и петрологии именно этой составной части единого щелочного комплекса.

Породы рамы относятся к двум структурным этажам (ярусам) — доплатформенному и платформенному. Первый этаж сложен архейскими метаморфитами — биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболовыми кристаллическими сланцами и их гранитизированными разновидностями в составе чарского комплекса. К второму этажу относятся верхнепротерозойские и кембрийские терригенно-карбонатные отложения, в совокупности образующие чехол архейского кристаллического основания. Магматиты щелочного комплекса во всех трех блоках приурочены к нижним частям осадочного чехла и кристаллического основания. Разный вещественный состав и различный структурный план массивов, по-видимому, обусловлен прежде всего различным эрозионным срезом и различной тектонической интенсивностью в конкретном блоке. Каждый из этих блоков в результате отражает тот или иной временной отрезок эволюции щелочного комплекса: в Маломурунском блоке проявлены начальные, средние и частично конечные фазы щелочного магматизма, в Дагалдынском — средние, в Большемурунском — конечные. Маломурунский и Дагалдынский массивы отличаются наличием фрагментарно проявленной концентрической структуры, которая подчеркивается закономерной сменой интрузивных пород от щелочно-ультраосновного до щелочного состава с явными и скрытыми признаками расчленения [37—39, 40, 41]. Магматиты средних (частично) и заключительных фаз образуют лакколито- и штокообразные тела, трубки взрыва и покровы. В целом геологические образования, участвующие в строении западной части Чарской глыбы, отражают три качественно различные эпохи его тектонического развития — доплатформенную архейскую, платформенную протерозойско-палеозойскую и вулканогенно-интрузивную мезозойскую [15]. Следствием нестабильной тектонической обстановки является блоковое строение Мурунского массива и сочетание в последнем различных морфогенетических структур — от кольцевой и куполообразной до линейно вытянутой и покровной.

Характерной особенностью Мурунского массива является эволюция его магматизма от щелочно-ультраосновных интрузивных пород до щелочных гранитов, грорудитов и карбонатитов. Существуют различные

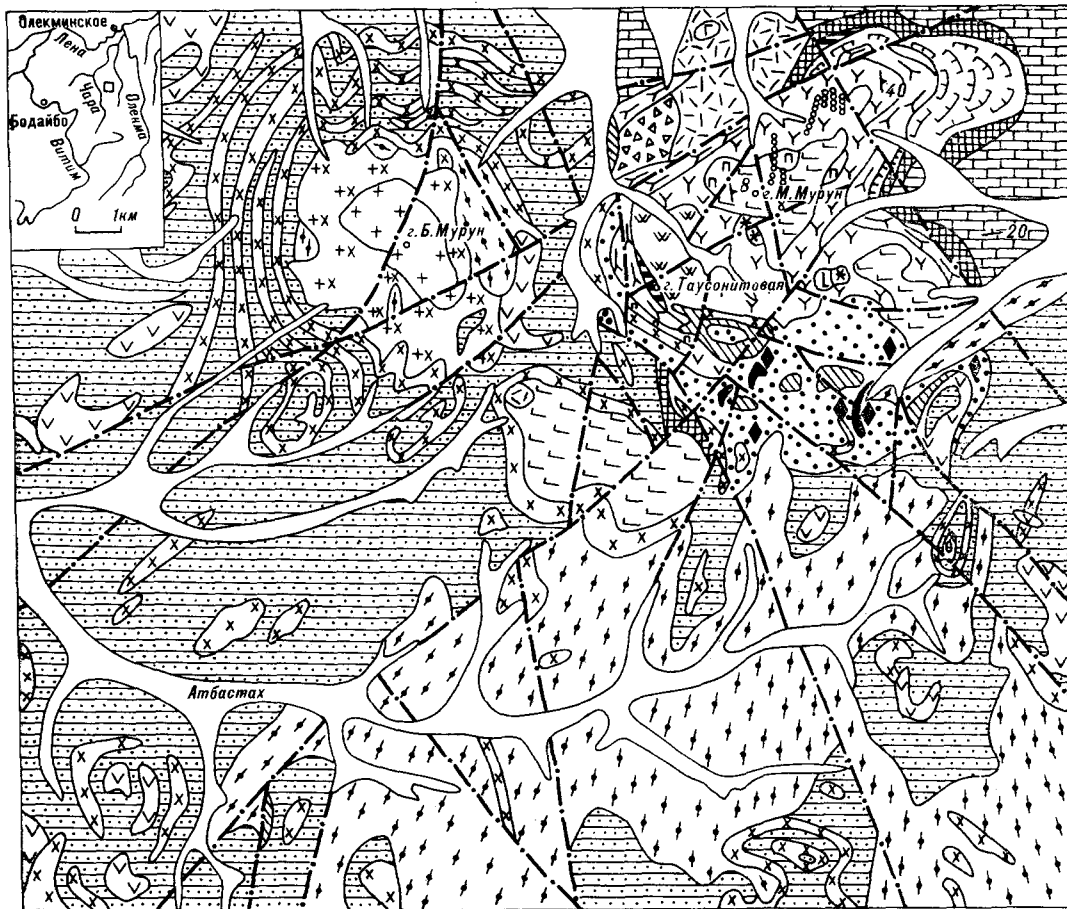


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мурунского массива. Составлена по материалам В. И. Доднакова, С. И. Щукина, Т. В. Билибиной и др. [3], М. П. Орловой [37, 38], Е. И. Воробьева, А. А. Конева и Ю. В. Малышонка [15] и В. М. Бирюкова.

1 — аллювиальные отложения; 2 — известняки: доломитовые известняки и доломиты торгинской свиты (R_3tg); 3 — карбонатно-терригенные отложения сеньской (R_3sn) и кумахулахской (R_3kmh) свит; 4 — архейские гнейсы и гранитоиды; 5 — лавы и туфолавы лейцит-порфиров, трахитов, фоновитов; 6 — субвулканическая фация трахитовых, фоновитовых и сиенитовых порфиров; 7 — эруптивные брекчи лейцитовых порфиров, трахитов и грорудитов; 8 — калиевые базальтоиды; 9 — биотитовые клинопироксениты и щелочноземельные шонкиниты; 10 — якутиты, фергуситы, меланосиньциты и псевдололейцитовые сиениты; 11 — нефелиновые сиениты; 12 — щелочно-полевошпатовые сиениты; 13 — эгириновые сиениты; 14 — эгиринолиты; 15 — щелочные граносиениты и граносиенит-порфиры; 16 — эгириновые граниты и грорудиты; 17 — субщелочные порфиroidные сиениты; 18 — жилы эгиринитов, уртитов и ийолитов с лампрофиллитом и таусонитом; 19 — эгириниты; 20 — фениты и фенитизированные породы эгирин-кальцишпатового состава; 21 — щелочно-магнезиальные скарны с калиевым рихтерит-асбестом; 22 — скарны с калиевым рихтерит-асбестом; 23 — кальсилитовые сиениты, якутиты и фергуситы с богатой таусонитовой минерализацией; 24 — карбонатиты и карбонатитоиды; 25 — участки с проявлением чароитовой минерализации; 26 — элементы залегания магматической пологостачности (а) и слоистости в осадочных толщах (б); 27 — разломы.

мнения относительно последовательности формирования интрузивных и эффузивных фаций, из которых наиболее аргументированными, на наш взгляд, являются три. 1. В строении массива участвуют пять расслоенных серий: клинопироксенитовая (придонная), щелочно-мафитовая (нижняя), щелочно-сиенитовая (средняя), нефелин-сиенитовая (верхняя) и щелочно-сиенит-шонкинитовая или краевая [37—39]. 2. Массив сформирован в результате внедрения четырех фаз: калиевых щелочно-ультраосновных пород (типа орендитов-лампроитов, камафугитов и слюдястых клинопироксенитов), расслоенных ультракалиевых и щелочных сиенитов, эффузивных псевдолейцитовых фонолитов и трахитов и чароит-карбонатитового комплекса силикатно-карбонатных пород [9, 10, 41]. 3. Массив сформировался в результате проявления семи фаз в такой последовательности: щелочно-земельные шонкиниты и меланократовые пироксеновые сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты главной фазы (включая субщелочные и щелочные сиенит-порфиры субпластовых тел), сынныриты и фергуситы кольцевой интрузии (включая кальсилитовые сиениты и якутиты), агпайтовые щелочные и нефелиновые сиениты (включая жилы пегматитов, уртитов и ийолитов), дайковый и эффузивный комплексы (дайки лейцит-порфиров и щелочных минетт, лавы и туфолавы трахитов, фонолитов, лейцит-порфиров и лейцитовых базальтов), щелочных гранитов и грорудитов (включая граносиениты и сельвсбергиты), карбонатитов и чароититов [15].

С учетом изложенных выше представлений и собственных данных в эволюции Мурунского массива мы выделяем (табл. 1) как минимум шесть этапов (фаз): 1) щелочно-ультрамафитовый, проявившийся фрагментарно (слюдяные и оливин-слюдяные клинопироксениты с калиевым уклоном); 2) щелочно-мафитовый с отчетливой расслоенностью (кальсилитовые пироксениты или якутиты; шонкиниты, фергуситы, меланократовые сынныриты и кальсилитовые сиениты); 3) щелочно-сиенитовый с неотчетливо выраженной расслоенностью (нефелиновые, лейцитовые, псевдолейцитовые и кальсилитовые сиениты, агпайтовые нефелиновые сиениты и пегматиты, уртиты и ийолиты); 4) эффузивно-жильный (лавы, туфолавы и лавобрекчии лейцитовых базальтов, трахитов, фонолитов и лейцитовых порфиров, дайки лейцитовых порфиров и щелочных минетт); 5) щелочно-гранитный (эгириновые граниты и граносиениты, грорудиты); 6) карбонатитовый, аномально высокие содержания SrO и BaO в бенстонитовых разновидностях карбонатитов.

В целом все магматиты щелочного комплекса обладают ярко выраженной калиевой специализацией, некоторые разновидности отличаются аномально высоким его содержанием — до 18,5 мас. % K_2O . В балансе щелочей почти 90 % приходится на долю калия. Интрузивные породы первых двух фаз, включая щелочные минетты из жильной серии, по химизму (см. табл. 1) соответствуют интрузивным фациям западно-австралийских оливиновых и безоливиновых лампроитов. Средневзвешенный состав интрузивных пород первой — третьей фаз практически соответствует щелочному (калиевому) базальту. Этот вывод разделяется другими исследователями [10, 37—39, 41] и подтверждается редчайшими в этом регионе находками А. А. Коневым лейцитовых базальтов [15, 38, 39]. Другой специфической особенностью щелочного комплекса является гомодромная последовательность формирования магматитов интрузивных фаз и антидромная — эффузивных [15].

С завершающей фазой становления щелочного комплекса связывается образование экзотических пород — карбонатитов. Они обнажаются лишь в пределах так называемой «карбонатитовой структуры», приуроченной к юго-восточному экзоконтакту Маломурунского массива [15]. Карбонатиты образуют два обособленных крупных тела (первые тысячи квадратных метров) и многочисленные маломощные жилы. По минеральному составу среди них различаются кальцитовые и бенстонитовые разновидности. Отличительной особенностью последних является состав карбонатной фазы, представленной стронциевой разновидностью бенстонита.

Кроме бенстонита в них часто содержатся микроклин (с аномально высоким содержанием SrO и BaO), эгирин-авгит и эгирин. Эти карбонатиты, по-видимому, являются наиболее высокотемпературной разновидностью, кристаллизация которой осуществлялась из остаточного магматического расплава — «рассола», обогащенного CaO, K₂O, BaO и SrO. Кальцитовые карбонатиты отличаются также высокими содержаниями BaO и SrO в кальцитах, а также наличием самостоятельных минеральных фаз — кальциостронцианита, кварца, тинаксита, деллита, чароитовых гнезд и линз. Кальцит при охлаждении претерпевает многоступенчатый распад с образованием низкотемпературного кальцита в парагенезисе с кальциостронцианитом, бенстонитом, баритокальцитом и витеритом. Кроме того, встречаются кальцит-кварцевые карбонатитоподобные породы, нередко с титанитом и ниобистым брукитом, а также кварц-кальцитовые разно-

Химические анализы магматических пород мурунского щелочного комплекса,

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 50,30 | 50,69 | 45,14 | 42,49 | 44,72 | 44,10 |
| TiO ₂ | 0,88 | 0,86 | 0,80 | 1,42 | 1,23 | 0,93 |
| Al ₂ O ₃ | 13,06 | 12,68 | 5,62 | 6,34 | 6,31 | 5,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,13 | 4,35 | 6,38 | 4,35 | 3,67 | 3,07 |
| FeO | 5,80 | 5,47 | 4,39 | 5,30 | 7,60 | 5,20 |
| MnO | 0,14 | 0,14 | 0,23 | 0,12 | 0,17 | 0,14 |
| MgO | 6,60 | 6,65 | 13,98 | 18,48 | 15,47 | 16,68 |
| CaO | 8,80 | 8,52 | 9,96 | 10,41 | 12,90 | 14,80 |
| Na ₂ O | 2,50 | 2,54 | 2,01 | 0,61 | 0,74 | 0,85 |
| K ₂ O | 5,50 | 5,42 | 5,94 | 5,94 | 4,58 | 4,45 |
| P ₂ O ₅ | 0,86 | 0,86 | 1,42 | 3,06 | 1,82 | 2,34 |
| S _{общ} | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| CO ₂ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,20 | 0,10 | 1,43 |
| F | Не опр. | 0,12 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| П. п. п. | 0,92 | 1,45 | 3,37 | 1,89 | 1,51 | 1,05 |
| Сумма | 99,49 | 99,75 | 99,36 | 100,71 | 100,92 | 100,18 |
| 100Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn + Fe ³⁺) | 55 | 55 | 71 | 78 | 71 | 79 |
| 100 K/(Na + K) | 59 | 58 | 66 | 86 | 80 | 78 |
| Si/Mg | 5,1 | 5,1 | 2,2 | 1,5 | 1,9 | 1,8 |
| (Na + K)/Al | 0,77 | 0,79 | 1,73 | 1,18 | 0,98 | 1,23 |

| Оксид | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 53,55 | 54,91 | 53,13 | 59,05 | 60,80 | 61,36 |
| TiO ₂ | 1,23 | 0,97 | 1,26 | 0,15 | 0,09 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 12,52 | 11,59 | 10,72 | 15,67 | 16,62 | 17,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,58 | 5,22 | 5,99 | 2,99 | 2,07 | 2,12 |
| FeO | 6,24 | 6,30 | 5,80 | 2,40 | 1,93 | 1,27 |
| MnO | 0,23 | 0,21 | 0,20 | 0,05 | 0,06 | 0,01 |
| MgO | 3,26 | 3,94 | 4,65 | 1,05 | 0,60 | 0,45 |
| CaO | 2,84 | 4,70 | 5,38 | 1,72 | 0,76 | 0,51 |
| Na ₂ O | 0,95 | 1,64 | 1,81 | 1,07 | 0,92 | 0,70 |
| K ₂ O | 13,26 | 9,53 | 9,55 | 15,11 | 15,74 | 15,84 |
| P ₂ O ₅ | 0,32 | 0,38 | 1,02 | 0,46 | 0,04 | 0,04 |
| S _{общ} | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| CO ₂ | 0,31 | 0,51 | 0,26 | 0,26 | 0,15 | 0,20 |
| F | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| П. п. п. | 0,33 | 0,32 | 0,60 | 0,52 | 0,24 | 0,35 |
| Сумма | 100,72 | 100,39 | 100,47 | 100,60 | 100,12 | 100,36 |
| 100Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn + Fe ³⁺) | 37 | 38 | 42 | 27 | 22 | 20 |
| 100 K/(Na + K) | 90 | 79 | 78 | 90 | 92 | 94 |
| Si/Mg | 11,0 | 9,4 | 7,7 | 38,1 | 69,1 | 92,4 |
| (Na + K)/Al | 1,27 | 1,12 | 1,24 | 1,16 | 1,12 | 1,06 |

видности с графической структурой, в которых кальцит также обогащен BaO и SrO [15].

Контактовое воздействие интрузивных пород щелочного комплекса на метаморфиты кристаллического фундамента и осадочно-карбонатные отложения покровного чехла выразилось в формировании ореолов оливин-монтichelлит-мелилитовых пород [15, 41] и, в зависимости от исходного субстрата, различных минеральных типов скарнов и скарноидов, а также широких ореолов высоко- и среднетемпературных фенитов и фенитизированных пород. Фениты и фенитизированные породы отличаются существенно калишпатовым и клинопироксен-калишпатовым составом с ярко выраженным калиевым уклоном в химизме (до 16,5 мас. % K₂O). Содержание K₂O в них максимальное; практически весь глинозем сконцентрирован в калиевом полевоом шпате, в котором отмечаются повышен-

Т а б л и ц а 1

мас. %

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---------|---------|--------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 42,02 | 44,50 | 43,67 | 49,87 | 50,79 | 42,42 | 48,40 | 46,98 | 53,51 |
| 1,30 | 0,95 | 0,87 | 0,86 | 1,08 | 1,88 | 1,06 | 1,61 | 0,95 |
| 4,62 | 13,20 | 11,24 | 11,64 | 10,79 | 8,24 | 10,91 | 8,63 | 11,61 |
| 4,51 | 6,73 | 5,19 | 5,00 | 3,89 | 5,67 | 3,08 | 10,16 | 10,92 |
| 6,54 | 3,10 | 3,36 | 5,08 | 6,94 | 5,00 | 3,76 | 4,79 | 2,45 |
| 0,19 | 0,13 | 0,12 | 0,14 | 0,18 | 0,14 | 0,11 | 0,23 | 0,19 |
| 14,48 | 4,62 | 6,76 | 5,65 | 7,13 | 12,09 | 9,32 | 6,58 | 1,18 |
| 15,83 | 14,95 | 17,31 | 7,80 | 6,44 | 9,07 | 8,81 | 3,72 | 2,93 |
| 1,10 | 0,80 | 0,72 | 1,69 | 1,10 | 2,25 | 1,86 | 4,78 | 4,42 |
| 3,74 | 9,78 | 8,13 | 7,70 | 9,09 | 7,37 | 8,70 | 8,20 | 9,96 |
| 3,70 | 0,12 | 1,02 | 1,22 | 1,90 | 3,95 | 2,26 | 1,26 | 0,03 |
| 0,10 | Не опр. | 0,09 | — | 0,10 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| 0,77 | Не опр. | 0,43 | 0,32 | 0,82 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,28 |
| Не опр. | Не опр. | 0,43 | 0,18 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,04 |
| 1,45 | 1,13 | 0,91 | 1,33 | 0,53 | 1,60 | 1,26 | 2,81 | 1,26 |
| 100,45 | 99,51 | 100,25 | 99,78 | 100,78 | 99,68 | 99,53 | 99,75 | 100,56 |
| 71 | 47 | 60 | 51 | 54 | 68 | 71 | 45 | 14 |
| 69 | 89 | 88 | 75 | 84 | 68 | 75 | 53 | 60 |
| 1,95 | 6,4 | 4,3 | 5,9 | 4,8 | 2,4 | 3,5 | 4,8 | 30,4 |
| 1,27 | 0,90 | 0,89 | 1,03 | 1,08 | 1,42 | 1,14 | 1,94 | 1,56 |

Продолжение табл. 1

| 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 54,24 | 55,12 | 56,06 | 53,07 | 59,35 | 54,70 | 56,73 | 57,15 |
| 0,18 | 0,68 | 0,86 | 1,50 | 0,68 | 0,32 | 0,53 | 0,78 |
| 15,87 | 18,51 | 16,18 | 16,80 | 17,35 | 16,87 | 8,27 | 10,63 |
| 8,82 | 4,98 | 6,14 | 4,46 | 5,39 | 5,73 | 14,06 | 11,08 |
| 1,36 | 1,08 | 1,33 | 5,76 | 1,78 | 3,30 | 3,03 | 2,80 |
| 0,06 | 0,08 | 0,13 | 0,18 | 0,08 | 0,11 | 0,17 | 0,13 |
| 0,99 | 0,48 | 0,76 | 1,62 | 1,29 | 1,23 | 1,60 | 1,42 |
| 1,97 | 1,57 | 3,83 | 2,24 | 5,38 | 2,12 | 3,01 | 2,27 |
| 5,34 | 4,25 | 3,76 | 0,86 | 0,20 | 1,24 | 5,08 | 3,58 |
| 9,52 | 10,84 | 10,35 | 14,24 | 13,82 | 14,63 | 7,23 | 9,29 |
| 0,03 | 0,03 | 0,05 | — | 0,02 | — | 0,05 | 0,05 |
| 0,01 | 0,14 | — | — | — | — | 0,10 | 0,10 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,66 | 0,36 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| 1,46 | 1,55 | 0,77 | 0,17 | 0,84 | — | 0,22 | 0,53 |
| 99,78 | 99,31 | 100,22 | 100,90 | 100,18 | 100,25 | 100,74 | 100,17 |
| 15 | 13 | 16 | 22 | 23 | 20 | 15 | 16 |
| 54 | 63 | 64 | 92 | 98 | 89 | 48 | 63 |
| 39,6 | 77,1 | 49,5 | 22,0 | 33,5 | 29,8 | 23,8 | 27,5 |
| 1,20 | 1,01 | 1,07 | 1,50 | 0,84 | 1,06 | 1,96 | 1,50 |

| Оксид | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 |
|--|---------|---------|---------|---------|--------|---------|
| SiO ₂ | 61,62 | 61,68 | 49,08 | 52,68 | 49,43 | 51,16 |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,18 | 0,88 | 0,65 | 0,74 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 16,46 | 13,51 | 15,43 | 11,90 | 11,43 | 11,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,88 | 4,68 | 12,76 | 2,19 | 4,57 | 3,53 |
| FeO | 1,01 | 0,97 | 1,53 | 5,00 | 4,07 | 3,86 |
| MnO | 0,02 | 0,01 | 0,28 | 0,12 | 0,14 | 0,13 |
| MgO | 0,48 | 1,37 | 0,65 | 5,98 | 5,74 | 6,09 |
| CaO | 1,35 | 2,36 | 2,39 | 6,26 | 6,90 | 6,06 |
| Na ₂ O | 0,60 | 1,81 | 8,50 | 1,47 | 1,49 | 1,56 |
| K ₂ O | 15,25 | 13,24 | 5,71 | 9,99 | 9,80 | 10,26 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | — | 0,02 | 0,72 | 0,90 | 0,76 |
| S _{общ} | 0,06 | 0,09 | Не опр. | 0,29 | 0,70 | Не опр. |
| CO ₂ | Не опр. | Не опр. | 0,28 | 1,42 | 3,10 | Не опр. |
| F | Не опр. | Не опр. | 0,04 | Не опр. | 0,55 | Не опр. |
| П. п. п. | 0,63 | 0,30 | 1,69 | 1,52 | 0,50 | 3,63 |
| Сумма | 99,50 | 100,20 | 99,66 | 100,19 | 100,44 | 99,87 |
| 100Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn + Fe ³⁺) | 24 | 32 | 8 | 60 | 55 | 60 |
| 100 K/(Na + K) | 94 | 83 | 31 | 82 | 81 | 81 |
| Si/Mg | 86,1 | 30,2 | 50,7 | 5,9 | 5,8 | 5,6 |
| (Na + K)/Al | 1,06 | 1,28 | 1,31 | 1,11 | 1,14 | 1,17 |

Окончание табл. 1

| Оксид | 43 | | 45 | 46 | 47 |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 55,96 | 55,66 | 57,60 | 60,92 | 60,28 |
| TiO ₂ | 1,24 | 0,61 | 0,95 | 0,18 | 0,42 |
| Al ₂ O ₃ | 9,89 | 16,96 | 16,56 | 20,38 | 20,47 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,09 | 5,27 | 5,70 | 1,07 | 0,99 |
| FeO | 5,25 | 1,54 | 2,76 | 0,61 | 0,57 |
| MnO | 0,21 | 0,19 | 0,15 | 0,01 | — |
| MgO | 1,72 | 0,06 | 1,00 | 0,28 | 0,12 |
| CaO | 4,04 | 1,93 | 0,66 | 0,39 | 0,23 |
| Na ₂ O | 2,42 | 4,44 | 0,20 | 3,36 | 0,50 |
| K ₂ O | 11,66 | 11,78 | 14,40 | 10,19 | 14,75 |
| P ₂ O ₅ | 0,56 | 0,07 | 0,13 | 0,02 | 0,03 |
| S _{общ} | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,21 | 0,07 |
| CO ₂ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| F | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| П. п. п. | 2,66 | 0,66 | 0,79 | 1,75 | 1,12 |
| Сумма | 99,70 | 99,17 | 100,90 | 99,37 | 99,25 |
| 100Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn + Fe ³⁺) | 25 | 2 | 18 | 21 | 13 |
| 100 K/(Na + K) | 76 | 64 | 98 | 67 | 95 |
| Si/Mg | 21,8 | 611,3 | 40,0 | 146,0 | 337,1 |
| (Na + K)/Al | 1,68 | 1,18 | 0,96 | 0,81 | 0,83 |

Примечание: 1 и 2 — лейцитовые базальты (верховья рек Торго и Тарыннах); 3 — волжидит (включая 0,12 % BaO); 4—7 — биотит-оливиновые пироксениты (обр. 1449-Б, 1449-Б/1, 1449-Б/3 и 1449-Б/14); 8 и 9 — кальсилитовые пироксениты (актиты); 10, 11 — шонкиниты (для ан. 10, включая 0,69 % BaO и 0,33 % SrO); 12, 13 — фергуситы; 14, 15 — сынныриты (для ан. 15, включая 0,50 % BaO и 0,33 % SrO); 16—18 — фельдшпатоидные сиениты (обр. 1449-Б/10, 1449-Б/8 и 1449-Б/9); 19—21 — кальсилитовые сиениты (обр. 1446-Б/5, 1451-Б/1 и 1451-Б/2); 22—24 — нефелиновые сиениты; 25—27 — псевдолейцитовые сиениты; 28, 29 — сиенитопегматиты (обр. 1449-Б/13 и 1449-Б/11); 30, 31 — эгириновые сиениты; 32 — ийолит (включая 0,22 % BaO и 0,20 % SrO); 33—35 — щелочные минералы (для ан. 34 включая 0,24 % BaO и 0,14 SrO, для ан. 35—0,45 % BaO; ан. 33 — обр. 1447-Б/4); 36, 37 — кварцевые сиениты и грорудиты; 38, 39 — щелочные граниты; 40, 41 — эгиринолиты; 42, 43 — лейцитовые фонолиты (для ан. 42 — включая 0,51 % BaO); 44, 45 — луврииты и тингуаиты; 46, 47 — бостониты и бостонит-порфиры. Анализы 4—7, 11, 16—21, 28, 29 и 33 — по материалам В. М. Бирюкова (Центральная лаборатория ПГО Уралгеология, анализит В. Я. Новичкий), анализы 22—27, 30, 31, 38, 39 и 44—47 — по материалам Л. Н. Малкова (ЮЯГРЭ ПГО Якутскгеология, 1977 г.), анализы 1, 2 — по материалам А. А. Конева [18], анализ 3 — по материалам Н. В. Владыкина [8], анализы 9, 10, 15, 32, 34, 36 и 37 — по материалам Б. И. Воробьева и др. [15], анализы 8, 12—14, 35 и 40—43 — по материалам М. П. Орловой [35, 36].

| 35 | 37 | 38 | 9 | 40 | 41 | 42 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 64,21 | 72,04 | 65,17 | 72,42 | 51,26 | 51,04 | 55,52 |
| 0,22 | 0,61 | 0,32 | 0,14 | 2,78 | 4,30 | 0,85 |
| 17,20 | 9,66 | 15,22 | 12,58 | 1,65 | 2,46 | 16,15 |
| 2,41 | 3,08 | 3,54 | 1,33 | 18,21 | 15,51 | 7,07 |
| 0,82 | 1,68 | 0,99 | 0,86 | 3,84 | 4,29 | 1,93 |
| 0,05 | 0,11 | 0,03 | 0,01 | 0,64 | 0,57 | 0,11 |
| 0,39 | 0,65 | 0,97 | 0,16 | 2,44 | 2,58 | 0,84 |
| 0,83 | 1,74 | 1,54 | 0,45 | 8,21 | 9,52 | 1,66 |
| 3,95 | 3,93 | 3,08 | 4,41 | 8,22 | 6,95 | 0,30 |
| 9,56 | 5,75 | 8,32 | 5,93 | 1,28 | 1,68 | 13,04 |
| — | 0,02 | — | 0,01 | 0,55 | 0,01 | 0,26 |
| Не опр. | Не опр. | — | 0,06 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Не опр. | 0,73 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| 0,85 | 0,16 | 0,29 | 1,21 | 0,81 | 0,84 | 2,03 |
| 100,49 | 100,16 | 99,47 | 99,57 | 99,89 | 99,75 | 100,27 |
| 19 | 20 | 29 | 12 | 17 | 20 | 15 |
| 62 | 49 | 64 | 47 | 9 | 14 | 97 |
| 110,5 | 74,4 | 45,1 | 303,7 | 13,8 | 13,0 | 44,3 |
| 0,98 | 1,31 | 0,92 | 1,09 | 9,04 | 5,39 | 0,91 |

ные концентрации BaO и SrO (табл. 2). Кроме эгирина из темноцветных минералов в фенитах встречаются гранат (андрадитового и меланитового ряда) и арфведсонит. Иногда количество темноцветных минералов в них превышает 60 %. Такие мезо- и меланократовые метасоматиты описываются как эгириниты или эгиринолиты. Некоторые исследователи считают их производными магматического расплава на заключительных стадиях его кристаллизации [37—39]. Среди фенитов различаются две разновидности — фениты щелочных пород (высокотемпературные метасоматиты второй и третьей фаз), которые пользуются глобальным распространением в экзоконтакте щелочных массивов, и карбонатитовые фениты, развитые локально в пределах «карбонатитовой структуры». Последние образуются по кварцевым песчаникам и архейским метасоматитам (вынос из последних CaO и частично Na₂O, формирование существенно микроклиновых + карбонат и эгирин-микроклиновых + карбонат парагенезисов), а также по карбонатно-глинистым, мергелистым и доломитовым осадкам (образуются специфические рихтерит-кальцитовые метасоматиты с тетраферрифлогопитом, клиногумитом, гейкелитом и тонковолокнистым рихтерит-асбестом). В состав темноцветных минералов входят такие компоненты, как Fe, Mg, Cu, Pb, Zn, Ti, Ba, Sr, Th, Zr и др. Они могут образовывать также самостоятельные минеральные фазы, среди которых отсутствуют ильменит и титаномagnetит, характерные для большинства магматитов.

В целом своеобразие мурунского щелочного комплекса определяется следующими особенностями:

1. Наличие блоковых и разноярусных структур, в пределах которых проявлены разновозрастные магматические фазы, неоднократно накладывавшие свой «отпечаток» на магматиты ранних фаз и породы рамы. Подобные «отпечатки» можно проследить по наличию сложных полиминеральных преобразований, особенно интенсивно проявленных в пограничной области всех массивов.

2. Все известные проявления чароитовой минерализации приурочены к зонам брекчирования и пластических деформаций вдоль северо-западной Кеме-Кебектинской системы разломов.

3. Исключительно высокий химический потенциал K₂O, начиная от ранних фаз становления комплекса до завершающих фаз метасоматических и гидротермально-метасоматических преобразований. Высоким содержанием K₂O отличаются не только главные породообразующие ми-

Химические анализы карбонатитов, чароитов и фенитов мурунского щелочного комплекса, мас. %

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 23,79 | 8,52 | 40,05 | 25,62 | 40,86 | 28,65 | 58,94 | 62,49 | 56,95 | 59,18 | 55,37 | 57,12 | 57,62 | 54,23 | 57,92 | 66,32 | 77,79 | 50,72 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,19 | 0,94 | 0,22 | 1,68 | 0,23 | 0,13 | 0,09 | 0,02 | 0,37 | 0,16 | 0,31 | 0,25 | 0,49 | 2,29 | 0,64 | 0,26 | 2,75 |
| Al ₂ O ₃ | 2,60 | 1,23 | 3,48 | 2,94 | 2,16 | 1,70 | 7,03 | 11,80 | 0,07 | 4,97 | 0,32 | 2,55 | 16,98 | 2,00 | 4,67 | 12,75 | 5,47 | 2,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,81 | 1,37 | 3,51 | 2,44 | 2,57 | 2,86 | 1,71 | 1,16 | 0,35 | 1,62 | 0,95 | 3,12 | 3,06 | 7,70 | 1,61 | 1,46 | 2,87 | 17,75 |
| FeO | 0,87 | 0,22 | 1,57 | 0,56 | 0,74 | 0,43 | 1,40 | 1,53 | 0,06 | 1,13 | 0,12 | 1,53 | 2,03 | 4,67 | 0,90 | 1,82 | 3,77 | 4,12 |
| MnO | 0,14 | 0,09 | 0,17 | 0,12 | 0,22 | 0,22 | 0,12 | 0,04 | 0,17 | 0,12 | 0,19 | 0,22 | 0,09 | 0,35 | 0,34 | 0,09 | 0,18 | 0,62 |
| MgO | 0,37 | 0,23 | 1,88 | 1,52 | 0,67 | 0,54 | 3,22 | 1,18 | 0,19 | 1,30 | 0,13 | 0,47 | 0,76 | 9,74 | 1,26 | 0,73 | 1,31 | 2,53 |
| CaO | 36,31 | 43,76 | 24,25 | 29,46 | 19,85 | 33,44 | 11,17 | 6,52 | 21,55 | 17,29 | 23,85 | 15,62 | 2,15 | 15,56 | 15,28 | 1,47 | 1,79 | 9,38 |
| Na ₂ O | 0,33 | 0,59 | 1,94 | 1,36 | 1,28 | 1,30 | 1,53 | 0,42 | 1,29 | 1,84 | 3,87 | 3,45 | 2,18 | 3,58 | 2,05 | 0,68 | 1,60 | 7,48 |
| K ₂ O | 1,94 | 1,31 | 2,77 | 1,95 | 3,12 | 3,67 | 11,54 | 14,44 | 8,06 | 6,99 | 3,92 | 9,96 | 13,09 | 1,74 | 8,59 | 12,99 | 3,54 | 1,49 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,05 | 0,07 | 0,32 | 0,29 | 0,97 | 1,06 | 0,03 | 0,09 | 0,04 | 0,05 | 0,09 | 0,06 | 0,06 | 0,11 | 0,07 | 0,07 | 0,28 |
| S _{общ} | 0,12 | — | 0,12 | 0,11 | 0,13 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| CO ₂ | 27,98 | 34,72 | 19,09 | 24,33 | 16,41 | 19,81 | 0,51 | 0,32 | 0,36 | 1,38 | 2,33 | 1,12 | 0,20 | 0,20 | 0,82 | 0,51 | 0,36 | 0,23 |
| П. п. п. | 4,29 | 7,43 | 0,64 | 8,97 | 9,56 | 5,63 | 1,86 | 0,23 | 6,78 | 3,32 | 6,45 | 4,18 | 0,91 | 0,55 | 4,33 | 0,59 | 0,55 | 0,81 |
| Сумма | 99,81 | 99,71 | 100,48 | 99,92 | 99,26 | 99,55 | 100,32 | 100,35 | 99,36 | 99,65 | 99,78 | 99,84 | 99,48 | 100,97 | 100,27 | 100,22 | 99,66 | 100,62 |

Примечание. 1—6 — карбонатиты: 1, 2 — кальцитовые (обр. 1448-Б/2 и 1448-Б/4), 3—6 — бенстонитовые (соответственно обр. 1448-Б/3, 1448-Б/5, 1448-Б/6 и 1448-Б/8); 7—12 — чароитовые метасоматиты: 7 — с малым содержанием чароита (обр. 1451-Б/4), 8 — с малым содержанием чароита и обильными включениями микроклина (обр. 1451-Б/5), 9 — с апофиллизированным чароитом (включая 2,58 % BaO, 0,32 % SrO и 0,40% F; обр. 1509-Б/12), 10 — с малым содержанием волокнистого чароита (обр. 1509-Б/9), 11 — обогащенные волокнистым чароитом и пектолитом (включая 1,15 % BaO, 0,47 % SrO и 0,35 % F; обр. 1510-Б), 12 — обогащенный темноцветными минералами и с малым содержанием чароита (обр. 1510-Б/6); 13—17 — фениты; 13 — обогащенные микроклином (обр. 1449-Б/16), 14 — нефелинсодержащие (обр. 1449-Б/18), 15 — с калиевым рихтерит-асбестом (обр. 1447-Б/Б/15), 16 — лейкократовые разновидности (обр. 1447-Б/32), 17 — «сахаревидного» облика (обр. 1447-Б/28); 18 — эгиринит (обр. 1510-Б/36).

Анализы выполнены по материалам В. М. Бирюкова в Центральной лаборатории ИГО Уралгеология (г. Свердловск); аналитик В. Я. Новяцкий.

нералы (КПШ — ортоклаз, флогопит, биотит, клинопироксен, калиевый рихтерит и калиевый рихтерит-асбест), но и редчайшие акцессорные минералы (делиит, токкоит, вадеит, даванит, эканит и др.).

4. Относительно высокий химический потенциал Na_2O , Sr и BaO от ранних до завершающих стадий эволюции всего комплекса. В качестве изоморфной примеси SrO и BaO содержатся в калиевых полевых шпатах, фельдшпатоидах, карбонатах, чароите и в большинстве минералов чароититового парагенезиса, включая редчайшие из них (прайдерит, бербанкит, батисит и др.). Эти компоненты могут также образовывать самостоятельные минеральные фазы — таусонит (в кальсилит-эгириновых магматитах), бенстонит, кальциостронцианит и стронцианит (в чароититах и карбонатитах).

5. Повышенный химический потенциал TiO_2 . В качестве изоморфной примеси титан присутствует в большинстве мафических породообразующих минералов магматитов и сопутствующих метасоматитов, а также является одним из определяющих компонентов таких редчайших минералов, как тинаксит, даванит, батисит, прайдерит, таусонит и др., встречающихся обычно в чароититовом парагенезисе.

6. Калиевый и ультракалиевый (+Na) тренды эволюции щелочного комплекса, включая продукты полистадийных метасоматических и гидротермально-метасоматических преобразований кристаллических пород ранних фаз, в совокупности обусловили богатую полистадийную сульфидную (сульфиды Fe, Cu, Ni, Co, As, W, V, Pb, Zn, Ag, Pt и др. элементов) и редкометалльно-редкоземельную специализацию (аномально высокие содержания в некоторых метасоматитах и гидротермалитах W, Mo, Th, La, Cl, Zr, V, Y, Yb, Be и др. элементов).

Порознь каждая из перечисленных особенностей или даже две — три из них свойственны известным калиевым и ультракалиевым щелочным комплексам Алданского щита, Байкало-Становой рифтогенной системы и другим магматическим провинциям как в СССР, так и за рубежом, но в совокупности они не встречаются ни в одном щелочном комплексе со сходной калиевой специализацией. В этом, по-видимому, следует искать главную причину того, что уникальная чароитовая минерализация является пока единственной в мире и связывается с мурунским щелочным комплексом.

Все известные проявления чароитовой минерализации (участки Старый, Грозовой, Иркутский, Якутский, Коренной, Новый и др.) сосредоточены в юго-восточном экзоконтакте Маломурунского массива, где максимально проявлена фенитизация первого и второго типов, т. е. пространственно они совпадают с «карбонатитовой структурой». При анализе карбонатитов, фенитов и чароититов (см. табл. 2, 3) выявляется не только их пространственная совмещенность, но и парагенетическое средство. Для них характерен, прежде всего, ярко выраженный калиевый уклон, повышенные концентрации Ba и Sr, присутствие сходных по составу темноцветных и некоторых акцессорных минералов. В чароититах и карбонатитах кроме аномально высоких концентраций CaO отмечаются включения (ксенолиты) существенно микроклиновых, эгириновых и эгиринарфведсонитовых пород, а также радиально-лучистые выделения эгирина. В чароититах кроме чароита и вторичного апофиллита, количество которых варьирует от 30—50 до 95 %, эгирина и калиевого полевого шпата в разных количествах (от 1—3 % до единичных кристаллов) могут присутствовать тинаксит, канасит, федорит, эканит, батисит, талкусит, делиит, мизерит и другие редчайшие минералы. Большинство из них характеризуется аномально высоким содержанием CaO и K_2O и менее высоким Na_2O , т. е. появление этого парагенезиса вне всяких сомнений зависит от баланса, прежде всего, извести и щелочей. Из предыдущего обзора видим, что и магматиты, и рудовмещающие фениты могут быть поставщиками щелочей в избыточных количествах. Вопрос относительно баланса извести остается открытым. Источником его, по-видимому, являются карбонатиты, меланократовые фениты и карбонатные породы рамы.

Количественные анализы чароитов и зональных метасоматитов (ат. %)

| Компонент | I. Темноокрашенная зона | | | | | | | | | II. Переходная зона | | | | | III. Светлая зона | | | IV. Чароиты | | |
|-----------|-------------------------|---------------|----------------|----------------|----------------|---------------|---------------|----------------|------------------|---------------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-------------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------|----------------|
| | 1(1) [Син] | 2(2) [Син] | 3(1) [Крас] | 4(2) [Крем] | 5(3) [Крас] | 6(1) [Зел] | 7(2) [Зел] | 8(2) [Б.Л.] | 9(3)** [Б.Л.] | 10(1) [Син] | 11(1) [Гол] | 12(2) [Син] | 13(1) [Крас] | 14(2) [Крас] | 15(2) [Крас] | 16(3) [Крас] | 17(2) [Син] | 18(1) [Крем] | 19(3)** [Крас] | 20(3) [Гол] |
| Si | 29,6 | 30,1 | 29,9 | 31,7 | 22,9 | 37,2 | 38,1 | 26,5 | 25,0 | 28,8 | 31,6 | 30,0 | 29,8 | 30,0 | 30,2 | 29,9 | 30,3 | 30,9 | 29,7 | 31,5 |
| Ti | — | — | — | — | — | 0,9 | 0,4 | 0,6 | 0,2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Al | 9,8 | 9,8 | 9,6 | 0,1 | 7,9 | 0,3 | — | 0,1 | 0,2 | 11,3 | — | 9,7 | 8,9 | 9,1 | 8,7 | 8,6 | 10,0 | — | 8,3 | — |
| Fe * | 0,1 | 0,1 | 0,5 | 0,1 | 2,3 | 0,2 | 0,2 | 8,6 | 14,2 | — | 0,1 | 0,1 | 1,8 | 0,7 | 1,0 | 1,2 | — | — | 1,6 | 0,1 |
| Mn | — | — | — | 0,2 | — | — | — | 0,2 | 0,2 | — | 0,2 | — | — | 0,1 | — | — | — | 0,2 | — | 0,2 |
| Mg | — | — | — | — | 0,1 | — | — | 5,9 | 3,9 | — | — | — | — | 0,1 | — | 0,1 | — | — | — | — |
| Ca | — | — | 0,2 | 17,0 | — | — | 0,1 | 8,5 | 6,7 | — | 16,8 | — | — | — | — | — | — | 17,3 | — | 16,9 |
| Na | 0,1 | 0,1 | — | 4,1 | 0,1 | — | — | 8,0 | 8,9 | 0,2 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,7 | — | 0,4 |
| K | 14,4 | 13,9 | 14,0 | 6,0 | 14,7 | 14,7 | 14,0 | — | 0,1 | 13,8 | 6,3 | 14,1 | 14,7 | 14,3 | 14,3 | 14,8 | 13,9 | 6,8 | 14,8 | 6,5 |
| O | 45,4 | 46,0 | 45,6 | 41,4 | 44,8 | 46,5 | 46,8 | 42,2 | 41,3 | 45,7 | 44,3 | 45,9 | 45,5 | 45,6 | 45,4 | 45,2 | 46,3 | 43,9 | 44,7 | 44,2 |
| С у м м а | 99,4 | 100,0 | 99,8 | 100,6 | 99,8 | 99,8 | 99,6 | 99,6 | 100,8 | 99,8 | 99,8 | 100,0 | 100,9 | 100,0 | 99,8 | 99,9 | 100,6 | 99,8 | 99,2 | 99,8 |

Атомные количества

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 22,7 | 22,9 | 22,9 | 25,0 | 23,2 | 28,5 | 29,1 | 20,1 | 20,0 | 22,0 | 25,0 | 22,9 | 22,8 | 23,0 | 23,2 | 23,1 | 22,9 | 24,5 | 23,1 | 24,9 |
| Ti | — | — | — | — | — | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Al | 7,9 | 7,8 | 7,7 | 0,1 | 6,4 | 0,3 | — | 0,1 | 0,1 | 9,0 | — | 7,7 | 7,1 | 7,3 | 7,0 | 6,9 | 7,8 | — | 6,7 | — |
| Fe ** | — | — | 0,2 | — | 0,9 | 0,1 | 0,1 | 3,4 | 5,7 | — | — | — | 0,7 | 0,3 | 0,4 | 0,5 | — | — | 0,6 | — |
| Mn | — | — | — | 0,1 | — | — | — | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | — | — | — | — | — | — | 0,1 | — | 0,1 |
| Mg | — | — | — | — | 0,1 | — | — | 5,4 | 3,6 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ca | — | — | 0,1 | 9,4 | — | — | 0,1 | 4,7 | 3,7 | — | 9,3 | — | — | — | — | — | — | 9,6 | — | 9,4 |
| Na | 0,1 | 0,1 | — | 0,4 | 0,1 | — | — | 7,7 | 8,7 | 0,2 | 0,5 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,7 | — | 0,4 |
| K | 7,9 | 7,6 | 7,7 | 3,4 | 8,2 | 8,1 | 7,7 | — | — | 7,6 | 3,6 | 7,7 | 8,1 | 7,9 | 7,9 | 8,2 | 7,5 | 3,9 | 8,3 | 3,7 |
| O | 61,3 | 61,5 | 61,4 | 61,6 | 61,1 | 62,5 | 62,8 | 58,3 | 57,9 | 61,3 | 61,5 | 61,4 | 61,1 | 61,4 | 61,3 | 61,2 | 61,5 | 61,1 | 61,2 | 61,4 |

Примечание: Цифры в скобках — номера образцов: 1 — 1492-Б/1, 2 — 1492-Б/2, 3 — 1492-Б/3; в квадратных скобках — цвета люминесценции: Син — синий, Гол — голубой, Зел — зеленый, Кра — красный, Крем — кремовый, Б. Л. — без люминесценции (определены в расширенном зонде). Аналитик Соколова Н.П., «Механобг» (г. Ленинград). * — суммарное железо, рассчитанное как Fe²⁺; ** — кроме того обнаружено 0,1 % Cr.

Проявления чароитовой минерализации наблюдаются или непосредственно среди карбонатитов, или чаще вне всякой связи с ними. Поэтому тезис о проявлении самостоятельной магматической чароититовой фазы, синхронной или более поздней по сравнению с карбонатитовой [10, 15], вряд ли справедлив. Тем более, что в чароититах полностью отсутствуют железотитанокисные минералы (магнетит, титаномagnetит и ильменит), характерные для магматитов щелочного комплекса. Обилие в них сульфидов (халькопирит, пирит, борнит, халькозин и галенит), которые характерны для средне-, низкотемпературных и, очевидно, близповерхностных условий образования, можно объяснить только с позиций метасоматического происхождения этих пород. Наличие в чароититах самородной меди указывает на восстановительный характер среды минералообразования. Отложение борнита и других сульфидов, скорее всего, происходило в интервале температур 220—250 °С [8].

Чароититы в коренном залегании отмечены лишь среди карбонатитов (участок Коренной), где они образуют гнезда и линзы, часто будинированные, размер которых не превышает 0,5—1 м по мощности и 1—3 м в длину. На других участках вне связи с карбонатитами в зонах брекчирования среди мезо- и меланократовых фенитов наблюдаются глыбы чароититов размером до 3—5 м³. Ориентировочно мощность брекчий оценивается в 30—50 м при их прослеженной по простиранию длине до 400 м, направление зоны брекчирования северо-западное, как и для Кеме-Кебектинской системы разломов [5, 6]. С последней пространственно совпадают участки с чароитовой минерализацией (Старый, Грозовой, Якутский, Коренной, Новый и др.). Блоки в брекчиях и чароититах часто представлены жильной фацией щелочного комплекса — сиенит-порфирами, микросиенитами, псевдолейцитовыми тингуаитами, сиенитами, а также фенитами нескольких этапов метасоматоза. Цементом брекчий являются в одном случае эгириниты и эгирин-микроклиновые породы, в другом — чароититы нескольких температурных стадий — от сливного до игольчатого, мелко- и крупночешуйчатого и даже пегматоидного. В призальбандовых частях блоков чароитов наблюдаются листоватая и плыщчатая отдельность, складки волочения нескольких генераций. По-видимому, происходило растаскивание от единого тела и будинаж отдельных чароититовых глыб в северо-западном направлении, начиная от участков Новый и Коренной. Различаются несколько генераций чароита:

1. Пржилки и отчетливые анхимономинеральные зонки в 2—3 см мощностью тонкокристаллического («сливного») чароита в фенитах, часто ветвящиеся; вблизи них в светлоокрашенных фенитах развивается тонкоигольчатый чароит.

2. Чароит, играющий роль цемента брекчий. Участки анхимономинеральных чароититов включают блоки резорбированных по краям эгирин-полевошпатовых фенитов, часто с отчетливо выраженной прямой и обратной зональностью (участки Старый, Грозовой и Коренной).

3. Чароит, слагающий линзы и будины среди карбонатитов (участок Коренной). Наблюдается проникновение игольчатого чароита и его радиально-лучистых агрегатов в массу карбонатитов и ортоклазовых метасоматитов, при этом зерна кальцита и ортоклаза пронизаны иголками чароита, что свидетельствует о более позднем их образовании. Тонковолокнистый чароит (чароит-асбест) и коричневый (с разными оттенками) апофиллит являются продуктом гипергенного изменения чароититов [27—30].

Практически во всех проявлениях чароититовой минерализации, особенно в керне скважин, вскрывших «рудные» и «околорудные» горизонты, наблюдается четкая метасоматическая зональность, характеризующаяся последовательной сменой одних минеральных парагенезисов другими (рис. 2, 3). Чароититы и метасоматиты с чароитом во всех случаях занимают «осевую» часть колонки. Симметрично относительно нее (чароититовая зона) в обе стороны располагается светлоокрашенная ортоклазовая зона, которая далее сменяется промежуточной по цвету и составу и темно-

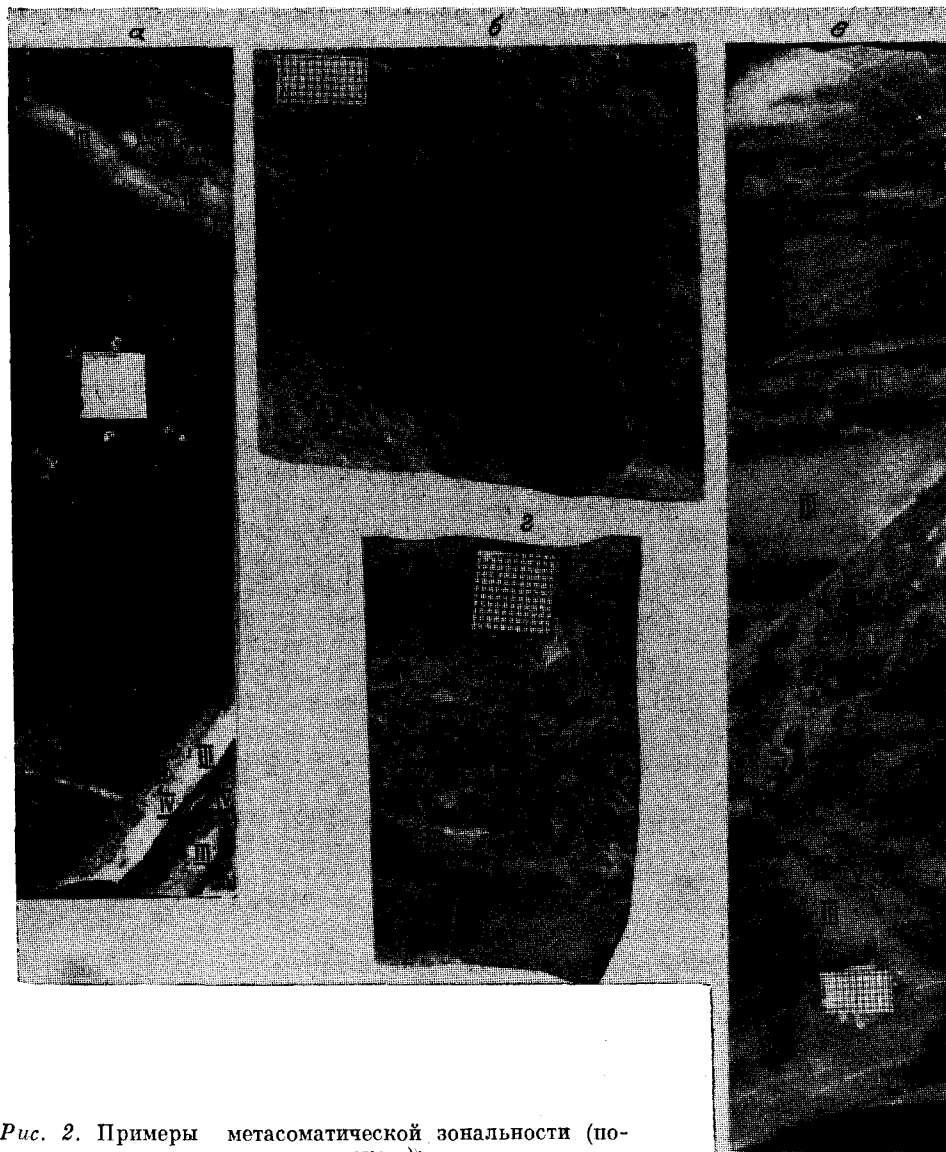


Рис. 2. Примеры метасоматической зональности (по-
яснения в тексте):

а — наиболее полная симметричная зональность с проявлением I—IV зон (обр. 1494-Б); б — зональность с выпадением зоны II в одном из обломков меланократового фенита, сцементированного чароитовой массой (обр. 1492-Б/1); в — взаимоотношение разновозрастных околорудных метасоматитов (обр. 1492-Б); г — взаимоотношение светлой (ортоклазовой) и сиреневой (чароитовой) зон (обр. 1492-Б).

окрашенной зонами, контактирующими с мезо- и меланократовыми фенитами, минеттами и шонкинитами. Чароитовая зона, в свою очередь сменяется анхимономинеральной кварцевой (линзы, гнезда и блоки кварца, окрашенного в светло-красный и бледно-розовый цвет). Наиболее полная метасоматическая колонка выглядит следующим образом: мезо-меланократовые фениты с кварцем (Q), калиевым полевым шпатом КПШ(Or), клинопироксеном эгиринового ряда (СРХ), рихтеритовым амфиболом (Am-1), апфведсонитом (Am-2), \pm карбонатом (C_c) и магнетитом или гематитом (продуктивные фениты) → метасоматиты с Q, КПШ(Or), СРХ, Am-1 и Am-2 (темноокрашенная зона или зона I) → метасоматиты с Q, Or, СРХ и Am-1 (промежуточная зона или зона II) → метасоматиты с Q, Or и СРХ (светлоокрашенная зона или зона III) → чароититы с кварцем или КПШ (чароититовая или рудная зона IV) → блоки кварца (кварцевая зона или зона V). Приведенная выше колонка является идеальной,

состоящей из продуктивных пород (мезо- и меланократовые фениты), околорудных (зоны I—III) и рудных (чароититовых) и кварцевых метасоматитов. Имеются примеры с выпадением из метасоматической колонки какой-либо из зон и нарушением идеальной зональности: 1) продуктивные фениты → зона I → зона III → зона IV; 2) продуктивные фениты → зона II → зона III → зона IV; 3) продуктивные фениты → зона I → зона III → зона IV и т. д. На рис. 2, а видим наиболее часто встречающуюся идеальную колонку, на рис. 2, б (обломок метасоматически измененного продуктивного фенита в чароититовой связующей массе) отсутствует промежуточная зона (зона II). Околорудные метасоматиты часто образуют полосчато-слоистый рисунок благодаря многократному чередованию зон II и III (рис. 2, в), которые, в свою очередь, секутся зонками метасоматитов Q — КПШ-состава. Чароититовые зонки (линзы и прожилки), как правило, располагаются среди светлоокрашенных околорудных метасоматитов (зона III на рис. 2) или в осевой части метасоматических зон, секущих околорудные метасоматиты (зоны II и III на рис. 2, в). Секущая зонка метасоматитов с чароититовой минерализацией на рис. 2, в является следствием проявления более позднего метасоматоза Q — КПШ-стадии (метасоматиты этого состава секут околорудные метасоматиты ранней стадии).

Охарактеризованная выше метасоматическая зональность проявляется чаще всего при наличии продуктивных мезо- и меланократовых фенитов. Проявлению зонального метасоматоза в значительной степени способствуют зоны повышенной проницаемости, каковыми являются, в первую очередь, зоны разломов с проявлением катаклаза, брекчирования, разрывных и пластических деформаций, дислокационного метаморфизма и т. д. При этом характер метасоматической зональности на макроуровне можно проследить среди продуктивных фенитов в глыбах-будинах с явными признаками брекчирования и залечивания огромных по количеству и размерам масс продуктивных фенитов. Имеются многочисленные примеры, когда вместо мезо- и меланократовых фенитов присутствуют глыбы и инъекции шонкинитов и щелочных минетт (особенно много последних наблюдается на участке Якутский, где большинством скважин пробурено от одной до трех даек щелочных минетт), с которыми также ассоциируют околорудные метасоматиты и чароититовые зоны. При этом характер метасоматической зональности не отличается от вышеописанного. В случае карбонатитовых и апокарбонатитовых продуктивных метасоматитов зональность проявлена неотчетливо: околорудные метасоматиты зон I — III обычно не имеют четких границ, т. е. все зоны, за исключением чароититовой, «размыты».



Рис. 3. Брекчия с чароититовым цементом; пояснения в тексте (обр. 1494-Б).

Чароитовые зоны в пограничной области с околорудными метасоматитами имеют несколько типов контактов:

1. Конформный (см. рис. 2, а). Тонко- и мелкочешуйчатый чароит располагается параллельно границе раздела с околорудными метасоматитами, которая, в свою очередь, имеет более или менее четко выраженный, прямолинейный характер. В осевой части чароитовых зон, особенно мощных, наблюдается заметное увеличение чешуй и волокон чароита, сопровождающееся изменением его окраски от бледно-фиолетового до ярко- и темно-фиолетового и темно-сиреневого. В гипергенно измененных разновидностях краевых частей чароитовых зон, реже в осевых частях и вдоль трещин наблюдается замещение чароита крупношестоватым апофиллитом, окрашенным в светло- и темно-коричневый цвет.

2. Изрезанный или занозистый (см. рис. 2, б, г). Чешуйчатый чароит в пограничной части «протыкает» околорудные метасоматиты зон II и III. В осевой части чароитовых зон наблюдается более или менее упорядоченное расположение чешуй чароита. Изменение размерности и окраски чешуй чароита происходит в той же последовательности, что и в первом типе.

3. Комбинированный (сочетание контактов первого и второго типов).

4. Особый, когда чешуйки и крупные шестоватые (до пегматоидного облика) выделения чароита растут перпендикулярно границам раздела, обычно внутрь полостей, располагающихся в продуктивных или околорудных метасоматитах. В этом случае чароиты имеют явную гидротермальную или смешанную гидротермально-метасоматическую природу и образуются, по-видимому, на заключительных и более низкотемпературных стадиях чароитового минералообразования. На рис. 3 отчетливо видна структура перестроенного (вторичного) чароита, который играет роль цемента брекчий. При этом полностью утеряна связь с исходными продуктивными и околорудными метасоматитами, хотя те и другие присутствуют в этом образце. Отчетливо видно, что вдоль трещин скола чароит имеет тонковолокнистую и мелкочешуйчатую форму, а участки с таким чароитом обладают тонкосланцеватой текстурой. Очевидно, вдоль таких трещин скола (и отрыва) происходили многоактные скользящие дифференциальные подвижки с перемещением и перестроением значительных масс чароитов. С завершающими стадиями — гидротермальной и гидротермально-метасоматической — связывается общая перекристаллизация подобных участков с формированием чисто чароитовых и переходных (смешанных) по составу блоков.

Кроме перечисленных главных минералов в околорудных метасоматитах и в чароитовой зоне могут встречаться в виде «солнц» спутанно-волокнистых агрегатов и отдельных идиоморфных шестоватых или призматических кристаллов такие минералы, как калиевый рихтерит-асбест (зоны II—IV), эгирин (зоны III—IV), тинаксит (зоны III—IV), канасит (зона IV), мизерит и федорит (зона IV), а также редчайшие минералы — делит (в апокарбонатитовых околорудных метасоматитах), даванит (зоны II—III), эканит (в продуктивных фенитах и в зонах I—II), сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Bi, As, Pt, Ag и др. элементов (зоны III—V) и др.

При детальном исследовании трех образцов ядра с чароитовой минерализацией (участок Якутский) с использованием рентгеновского микроанализатора в расширенном зонде установлено, что вся поверхность околорудных и чароитовых метасоматитов представляет собой полиминеральный агрегат, где почти все минералы имеют яркую люминесценцию — ярко-красную, синюю, голубую, зеленую и кремовую. Количественный анализ каждой зоны проведен по стандартной силикатной программе на 10 элементов (табл. 3). Результаты анализа показывают, что минералы с одним цветом люминесценции довольно сходны по своему составу во всех трех образцах, а с различной люминесценцией отличаются друг от друга, прежде всего, количественными соотношениями Fe, Al, Ca, Na и K. С учетом химического состава каждой метасоматической зоны и слагающих их порообразующих и акцессорных минералов (табл. 4) для

наиболее полной (идеальной) метасоматической колонки выведен ряд дифференциальной подвижности главных компонентов. В сторону увеличения подвижности наблюдается следующая последовательность смены компонентов: SiO_2 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{CaO} + \text{TiO}_2)$, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , $(\text{FeO} + \text{MnO})$. Поскольку система является открытой и может обмениваться компонентами, например, с флюидами, то к ней вполне обоснованно может быть применено минералогическое правило фаз Д. С. Коржинского [20]: число минеральных фаз равно числу инертных компонентов ($\Phi = K_i$).

В обобщенном виде идеальная метасоматическая колонка имеет следующий вид:

| Зона | $\phi = K_i$ | Инертные компоненты |
|---|--|---|
| Продуктивные фениты, шонкиниты и щелочные минетты | Q, Or, CPx, Am-1, Am-2 ($\pm \text{C}_c$), Mt | SiO_2 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{CaO} + \text{TiO}_2)$, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , $(\text{FeO} + \text{MnO})$ |
| I (темноокрашенная зона) | Q, Or, CPx, Am-1, Am-2 ($\pm \text{He}$) | SiO_2 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{CaO} + \text{TiO}_2)$, Al_2O_3 , Fe_2O_3 |
| II (промежуточная по окраске зона) | Q, Or, CPx, Am-1 | SiO_2 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{CaO} + \text{TiO}_2)$, Al_2O_3 |
| III (светлая или ортоклазовая зона) | Q, Or, CPx | SiO_2 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{CaO} + \text{TiO}_2)$ |
| IV (сиреневая или чароититовая зона) | Q, Chr ($\pm \text{CPx}$) | SiO_2 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ |
| V (кварцевая зона) | Q | SiO_2 |

Примечание. Q — кварц, Or — КПШ (ортоклаз), CPx — клинопироксен эгиринового ряда, Am-1 — калиевый рихтерит, Am-2 — амфибол арфведсонитового ряда (обогащен K_2O), C_c — карбонат (кальцит, кальциостронцианит), He — гематит, Chr — чароит, Mt — магнетит.

Продуктивные породы (мезо- и меланократовые фениты, шонкиниты и щелочные минетты), таким образом, являются главными поставщиками прежде всего SiO_2 , K_2O , CaO и Na_2O , т. е. компонентов, из которых формируются минеральные парагенезисы чароититовой зоны. Как показывает фактический материал, для образования чароититов совсем необязательно наличие карбонатитов и апокарбонатитовых метасоматитов. Более того, проявление щелочно-углекисло-кальциевого (а не щелочно-кальциевого) метасоматоза является сдерживающим фактором для формирования чароититовой минерализации. Этот тезис также подтверждается экспериментами Д. С. Глюка (1984 г.). Им установлено, что чароит устойчив в щелочной среде, причем даже при избытке K_2O (фтор для его образования является запрещенным компонентом) при $T = 550^\circ\text{C}$ и $P = 100$ МПа. В опытах с добавками KOH, NaOH, KF и щавелевой кислоты (с целью получения CO_2) чароит полностью растворяется. Следует отметить еще одну уникальную особенность чароитовых метасоматитов — наличие аномально высоких концентраций BaO и SrO в КПШ и некоторых темноцветных минералах из продуктивных пород и околорудных метасоматитов зон I—III, которые унаследуются и в минералах чароититового парагенезиса. Как правило, Sr и Ba сохраняют свою инертность до завершающих зон метасоматической колонки и при этом не образуют самостоятельных минеральных фаз. Появление «солнца» эгирина, калиевого рихтерит-асбеста, тинаксита, шестоватых кристаллов канасита (и тинаксита), редчайших циркониевых и титанистых минералов во внутренних зонах метасоматической колонки обусловлено, по-видимому, наложением более поздних гидротермально-метасоматических и гидротермальных процессов, т. е. перераспределением вещества внутри конкретных зон, а также подпитыванием из флюидов. Подтверждением этому является полистадийный характер преобразований метасоматитов, включающих перечисленные минералы.

На основе минералогических и термобарогеохимических исследований нами предпринята попытка выявления этапов минералообразования в чароититах и выяснения состава участвующего в них флюида. Изучались наиболее характерные минералы чароитов — кварц, чароит, ти-

Химические анализы минералов чароитов

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 57,55 | 53,02 | 56,77 | 57,22 | 56,92 | 57,52 | 57,07 |
| TiO ₂ | — | — | 0,02 | 0,03 | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | — | — | — | — | — | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | 0,02 | 0,02 | — | — | — |
| FeO * | 0,05 | — | 0,01 | — | — | — | 0,16 |
| MnO | 0,21 | 0,19 | 0,12 | 0,15 | 0,18 | 0,15 | 0,22 |
| MgO | — | — | — | — | 0,06 | — | — |
| CaO | 21,57 | 22,98 | 20,59 | 20,77 | 22,24 | 22,20 | 21,99 |
| Na ₂ O | 1,24 | 0,30 | 0,82 | 1,07 | 0,69 | 0,76 | 0,30 |
| K ₂ O | 9,87 | 7,67 | 6,88 | 7,86 | 8,69 | 8,37 | 8,16 |
| BaO | 2,80 | 2,30 | Не опр. | Не опр. | 2,80 | 0,60 | 0,80 |
| SrO | 0,65 | 1,16 | Не опр. | Не опр. | 0,90 | 1,60 | 1,50 |
| F | 0,90 | 1,50 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| ОН | Не опр. | Не опр. | 1,84 | 1,86 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| С у м м а | 94,84 | 89,12 | 87,07 | 88,89 | 92,48 | 91,20 | 90,20 |

| Оксид | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 65,68 | 52,07 | 51,63 | 51,50 | 51,89 | 51,69 | 52,26 | 50,43 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,72 | 1,17 | 0,54 | 0,75 | 0,89 | 0,08 | 0,92 |
| Al ₂ O ₃ | 0,03 | — | — | — | — | — | 0,21 | 1,25 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | — | — | — | — | — | 0,06 | — |
| FeO * | 0,06 | 17,91 | 25,44 | 26,45 | 26,06 | 26,74 | 16,36 | 26,42 |
| MnO | 0,28 | 0,34 | 0,08 | 0,12 | 0,19 | 0,14 | 0,27 | 0,08 |
| MgO | 0,16 | 7,32 | 1,39 | 1,62 | 1,53 | 1,57 | 8,18 | 4,57 |
| CaO | 17,82 | 12,08 | 2,30 | 2,43 | 2,94 | 2,12 | 14,87 | 0,24 |
| Na ₂ O | 6,97 | 7,99 | 12,58 | 12,34 | 12,13 | 12,93 | 6,24 | 9,62 |
| K ₂ O | 4,79 | — | — | — | — | — | — | 1,58 |
| BaO | Не опр. | Не обр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| SrO | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| F | 1,96 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 4,30 |
| ОН | 2,12 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| С у м м а | 99,90 | 98,43 | 94,59 | 94,96 | 95,49 | 96,08 | 98,53 | 99,41 |

Примечания: 1—11 — чариты волокнистые (соответственно обр. 1493-Б/1, 1493-Б/1а, нанаситы (обр. 1449-Б/18, 1492-Б/6 и 1492-Б/8); 15 — тинаксит (обр. 1492-Б/8); 16 — фелдрит (обр. 22—23 — арфвдсониты (обр. 1508-Б/3 и 1508-Б/6); 24 — К-рихтерит-асбест (обр. 1510-Б/8); 25 — образцы из коллекции В. М. Бирюкова. Анализы выполнены на микрозонде ХА-5А, аналитик

наксит и эгирин. Все они характеризуются различными формами выделения и отражают различные этапы образования и преобразования породы. Так, кварц, ассоциирующий с тонковолокнистым чароитом, обычно насыщен твердыми и флюидными включениями, часто иглочками чароита. Прозрачный кварц с минимальным количеством примесей чаще сосуществует с крупнокристаллическим чароитом высокого качества. Крупные идиоморфные кристаллы тинаксита не деформированы, в отличие от кристаллического чароита, что свидетельствует о более позднем образовании тинаксита. В то же время, в тинаксите этой генерации отмечены трещинки вдоль спайности, по которым развивается кварц-чароитовый агрегат (рис. 4). При этом кварц заполняет основной объем трещинки, а тонковолокнистый чароит локализуется вдоль ее стенок на границе кварц-тинаксит. Тинаксит этой генерации встречается также в виде обломков, «закатанных» в агрегаты волокнистого чароита. Более поздний тонколистчатый тинаксит (тинакситовые «солнца» с шелковистым блеском) формируется позднее как крупнокристаллического, так и тонковолокнистого чароита. Эгирин также образует две генерации — крупные длинные кристаллы и шестоватые агрегаты, синхронные кристаллическому тинакситу, и эгириновые «солнца», субсинхронные лучистому тинакситу. Таким образом, намечается следующая последовательность выделе-

и зональных метасоматитов, мас. %

| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 56,28 | 57,50 | 57,20 | 52,79 | 54,30 | 54,75 | 52,38 | 55,97 |
| — | — | — | — | — | — | — | 10,62 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,02 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,03 |
| — | — | — | 0,07 | 0,08 | 0,08 | — | 0,54 |
| 0,32 | 0,19 | 0,15 | 0,35 | 1,13 | 0,52 | 0,16 | 0,72 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,02 |
| 22,16 | 22,58 | 22,10 | 23,42 | 32,04 | 32,59 | 32,57 | 14,04 |
| 0,32 | 0,48 | 0,18 | 0,13 | 8,89 | 8,96 | 9,20 | 4,08 |
| 7,83 | 8,30 | 7,64 | 6,39 | 0,03 | — | — | 12,31 |
| 2,90 | 1,30 | 2,60 | 1,50 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| 0,70 | 1,32 | 1,30 | 0,50 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,144 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 1,99 | Не опр. | Не опр. | 1,62 |
| 90,51 | 91,67 | 91,17 | 85,15 | 98,46 | 96,90 | 94,31 | 99,97 |

Окончание табл. 4

| 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 54,78 | 62,46 | 63,10 | 62,91 | 63,81 | 63,26 | 63,36 |
| 0,19 | — | — | — | — | — | — |
| 0,12 | 18,47 | 18,08 | 18,14 | 16,26 | 18,85 | 17,72 |
| 0,04 | — | — | — | — | — | — |
| 1,28 | 1,18 | 1,78 | 2,20 | 3,23 | 0,90 | 1,65 |
| 0,09 | — | — | — | — | — | — |
| 21,96 | — | — | 0,02 | 0,04 | — | 0,07 |
| 6,88 | — | — | — | — | — | — |
| 4,37 | — | — | — | — | — | — |
| 4,93 | 17,96 | 17,57 | 17,90 | 17,38 | 17,60 | 17,42 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| 2,85 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| 97,49 | 100,07 | 100,53 | 101,17 | 100,72 | 100,61 | 100,22 |

1449-Б/17, 1449-Б/19, 1502-Б, 1510-Б, 1510-Б/1, 1494-Б/3, 1492-Б/7, 1494-Б и 1492-Б/10); 12—14 — 1492-Б/8); 17—21 — эгирины (соответственно обр. 1494-Б/1, 1510-Б, 1494-Б/4, 1508-Б/3 и 1508-Б/4); 30 — КПШ (соответственно обр. 1494-Б/1, 1510-Б/1, 1510-Б/1а, 1494-Б/3, 1492-Б/6 и 1502-Б). Все В. И. Сапин (Владивосток, ДВГИ). * — суммарное железо, рассчитанное на FeO.

ния отмеченных минералов: «дочароитовый» кварц → крупночешуйчатый чароит, крупнокристаллический тинаксит и эгирин → тонковолокнистый чароит с кварцем → тинакситовые и эгириновые «солнца».

В кварце, тинаксите и эгирине из чароититовой зоны изучены флюидные включения. Результаты представлены в табл. 5. Кроме того, изучены включения в кварце из кварц-карбонатных пород, ассоциирующих с чароититами. В них волокнистый чароит выполняет лишь тонкие трещинки, иногда его иглы внедряются в зерна кварца. В подобных случаях совершенно очевидно, что чароитовая минерализация является более поздней, чем кварц и содержащиеся в нем флюидные включения. В отличие от минералов чароититов, первичные включения в кварце из кварц-карбонатных пород содержат, наряду с водным раствором, сжиженную углекислоту ($T_{\text{отт}} = -56,6 \div -58^\circ\text{C}$). После замораживания в таких включениях происходит образование газогидратов ($T_{\text{разл}} = +7 \div +8^\circ\text{C}$), нагревание до 250°C приводит к их массовой декрепитации. В случае существенно углекислотных включений (видимая вода отсутствует) их гомогенизация происходит при $+4,5 \div +12,5^\circ\text{C}$.

Как видно из табл. 5, во включениях из минералов чароититов углекислота отсутствует. Их наполняют водные растворы с различными криометрическими характеристиками. По одной из них — температуре плав-

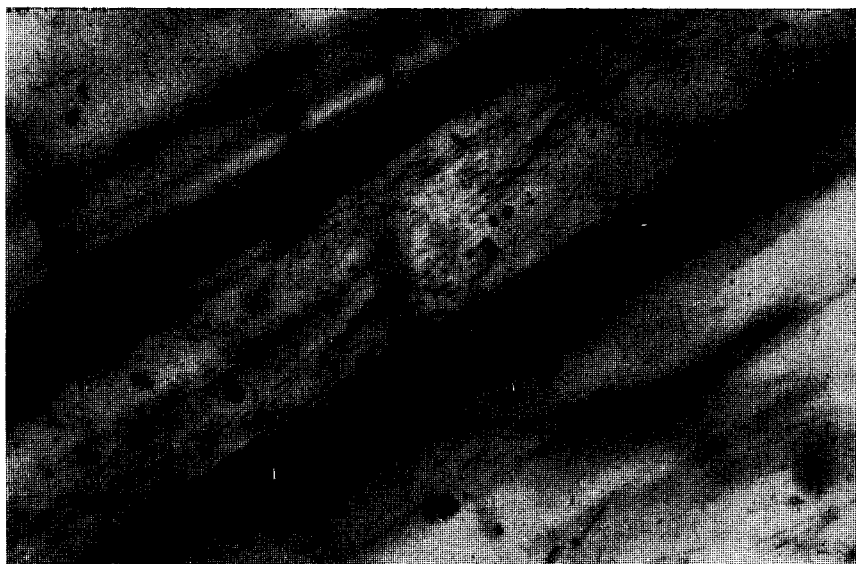


Рис. 4. Заполнение кварц-чароитовым агрегатом трещинки по спайности в крупношестеватом тинаксите, ув. 125×.

ления эвтектики — проанализированные образцы можно разделить на три группы. В группу с $T_{\text{эвт}} = -51$ и $-57,5$ °С входят образцы кварца из упомянутой выше кварц-карбонатной породы и кварца, ассоциирующего с крупночешуйчатым (шестоватым) слабодислоцированным чароитом высокого качества. Первичные включения, располагающиеся на контакте (фронте метасоматического замещения) кварца с чароитом (рис. 5), имеют $T_{\text{эвт}} = -51$ °С. Это наблюдение повторено неоднократно и подтверждается началом плавления предварительно откristализованной фазы льда при той же температуре. По данным [4], к этой температуре ближе всего стоит температура эвтектики системы $\text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$ ($-50,5$ °С). По-видимому, этот образец следует считать наиболее информативным при реконструкции флюидного режима образования крупночешуйчатого чароита высокого качества.

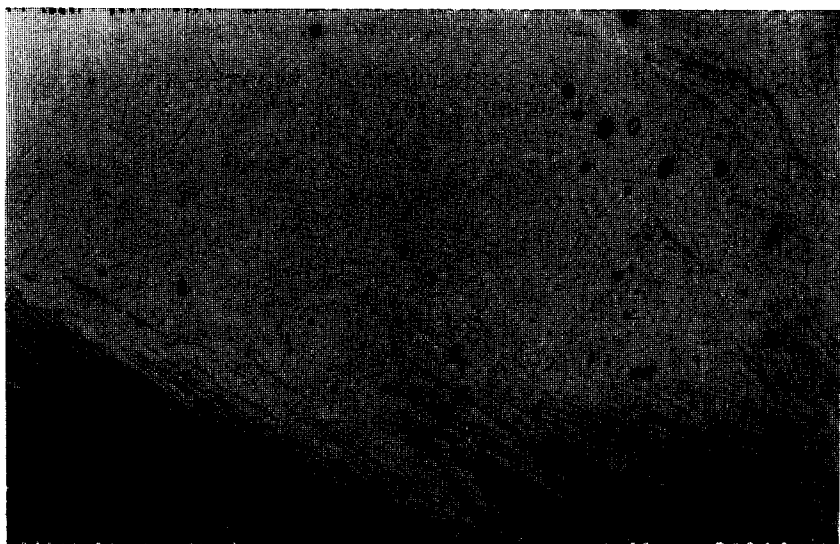


Рис. 5. Однофазовые включения растворов системы $\text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$ на контакте кварца с крупночешуйчатым чароитом, ув. 400×.

Термобарогеохимические характеристики флюидных включений в минералах чароитов

| № пп | $T_{\text{эвт}}$ начала плавления фазы льда, °С | T окончания плавления фазы льда, °С | T окончания плавления твердой фазы оставшейся после льда, °С | Фазовый состав при комнатной температуре | Морфологический тип включений | Примечания |
|------|---|---|--|--|-------------------------------|--|
| 1 | -57,5 | -6 | — | Ж | П | Кварц из кварц-карбонатной породы, пронизан иголочками чароита |
| 2 | -51 | -19 -19 -16,5 -12 -11,5 -3 | — | Ж | П | Маркируют контакт кварца с крупночешуйчатым чароитом |
| 3 | -33 | -17,5 | 0 | Ж | В | Крупношестоватый тинаксит |
| 4 | -32 | -3,5 | — | Ж | П | Кварц из кварц-чароитовой жилки, выполняющей трещинку в тинаксите (см. рис. 5) |
| 5 | -31 | -16,5 | -5 | Ж + + Т + + Г | П | Кварц из кварц-эгирин-чароитовой жилки в светлоокрашенном метасоматите |
| 6 | -21 | -8 | +12 +11 | Ж | В | Кварц; волокнистый чароит развивается в нем по трещинкам |
| 7 | -21 | — | +12 | Ж + Г | П | Эгирин из кварц-эгирин-чароитовой жилки в метасоматите; $T_{\text{гом}} = 147^\circ\text{C}$ |
| 8 | -21 | -8 | +14,5 | Ж | В | Кварц, ассоциирующий с крупночешуйчатым чароитом |
| 9 | -20 | -5 | +6,5 | Ж | В | Кварц; волокнистый чароит развивается по трещинкам |

Примечание: морфологические типы включений: П — первичные, В — вторичные; фазовый состав включений: Ж — жидкость, Т — твердая фаза, Г — газ.

Первичные включения растворов второй группы ($T_{\text{эвт}}$ от -31 до -33°C) содержатся в кварце, ассоциирующем с волокнистым чароитом, выполняющим жилки и трещинки в породах и минералах. В группу входят также вторичные включения в крупношестоватом тинаксите и, что наиболее показательно, первичные включения из кварц-чароитового агрегата, выполняющие в нем трещинки по спайности. К растворам с такой температурой эвтектики ближе всего система $\text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -33,6^\circ\text{C}$). По видимому, растворы близкой геохимической специализации участвовали в образовании волокнистого чароита поздней генерации.

В группу, объединяющую включения с $T_{\text{эвт}} = -20 \div -21^\circ\text{C}$, входят, в основном, вторичные включения в кварце, ассоциирующем с обеими генерациями чароита. Первичные включения обнаружены лишь в игольчатых (до волокнистого) кристаллах эгирина из кварц-эгирин-чароитовой зонки в околорудных метасоматитах (рис. 6). Особенностью этой группы включений является то, что последний кристаллик твердой фазы, образовавшейся при замораживании, растворяется при положительных температурах от $+6,5$ до $+14,5^\circ\text{C}$, что говорит о высокой концентрации содержащихся во включениях растворов. По комплексу признаков [4] эти растворы лучше всего описываются системой $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -21,2^\circ\text{C}$) и имеют концентрацию порядка 27 мас. % NaCl.

Таким образом, выделяются три различные по составу группы растворов, участвовавших в образовании чароитов. По минералогическим



Рис. 6. Газово-жидкое включение в игольчатом кристалле эгирина, ассоциирующем с волокнистым чароитом в позднем прожилке, ув. 400×.

и термобарогеохимическим данным реконструируется последовательность их проявления. Так, с хлоридно-кальцево-калиевыми растворами первой группы связано образование крупночешуйчатого чароита высоких сортов, слагающего крупные глыбы (будины). В дальнейшем в зонах тектонических подвижек этот чароит подвергался дроблению, волочению и перекристаллизации, что привело к формированию своеобразных тонко-сланцеватых, гофрированных и скрытокристаллических текстурных разновидностей. Растворы предположительно калиево-натриево-магниевого специализации сменили хлоридно-кальцево-калиевые после (или во время) главных фаз дробления и дифференциальных подвижек. Формируемые при их участии минералы наложенных парагенезисов в ассоциации с волокнистым чароитом поздней генерации выполняют трещины в околорудных метасоматитах и минералах ранних фаз, межбудинные пространства, часто служат цементом в брекчированных участках, среди которых довольно часто наблюдаются структуры метасоматического замещения, описанные выше. Наиболее поздние хлоридно-натриевые высококонцентрированные растворы обнаружены, в основном, во вторичных включениях. По-видимому, они участвовали в позднейших метасоматических преобразованиях чароитов (кристаллизация эгириновых и тинакситовых «солнц»).

Одной из главных термобарогеохимических особенностей чароитов является то, что включения в их минералах преимущественно однофазовые и содержат концентрированные водные растворы без CO_2 . Это свидетельствует в пользу метасоматического генезиса чароита и чароититовых пород при относительно невысоких (не более 200—250 °C) температурах. Обнаружение в минералах чароитов первичных флюидных включений с низкими температурами эвтектики растворов ($-50 \div -60$ °C) может служить дополнительным критерием для поиска и разведки залежей высококачественного сырья.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что генезис чароита нельзя рассматривать обособленно от эволюции всего щелочного комплекса. Приведенные нами данные однозначно свидетельствуют в пользу метасоматического и гидротермально-метасоматического происхождения чароититового парагенезиса и полностью отрицают возможность проявления специфичного чароититового магматизма. В процессе изучения зональных околорудных метасоматитов обращено внимание на их высо-

кие декоративные качества, в связи с чем этот «бросовый» материал, идущий в отвалы, нами рекомендуется для практического использования в качестве облицовочного и подделочного материала, тем более, что его запасы на 2—3 порядка превышают запасы «сиреневого» камня и до сих пор никак не учитывались. Многие бросовые сорта чароитовых метасоматитов также можно использовать для этих целей.

Авторы пользуются возможностью выразить благодарность Ю. В. Иванову, Ю. В. Юдину, Н. В. Владыкину, Е. И. Воробьеву, К. А. Лазебник, А. Г. Булаху, Е. М. Шаденкову и А. Б. Борисову за оказанную помощь в проведении полевых и аналитических исследований, а также за дискуссию и критику в процессе подготовки работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ю. А. О новом типе карбонатитов северо-западной части Алданского щита // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 265, № 1.— С. 163—166.
2. Алексеев Ю. А. Геология новых (чароитовых) карбонатитов и связанных с ними пород массива // Там же.— 1983.— Т. 272, № 1.— С. 184—186.
3. Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита.— Л.: Недра, 1967.
4. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 16—27.
5. Борисов А. Б., Евдокимов М. Д. Фениты района чароитовых месторождений Мурунского массива // Зап. ВМО.— 1984.— Вып. 4.— С. 485—497.
6. Борисов А. Б. О времени и условиях образования чароитовых пород разной текстуры // Там же.— 1985.— Вып. 4.— С. 455—463.
7. Булах А. Г. К генезису чароита // Там же.— 1984.— Вып. 2.— С. 226—229.
8. Вахрушев В. А., Лазебник К. А. Рудная минерализация чароитов и ее роль в решении вопроса их генезиса // Геология и геофизика.— 1986.— № 2.— С. 85—90.
9. Владыкин Н. В. Первая находка лампроитов в СССР // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 3.— С. 718—722.
10. Владыкин Н. В. Кристаллохимия, парагенезис и условия образования нового подделочного камня // Морфология и фазовое развитие минералов.— София: ИМА, 1986.— С. 387—394.
11. Владыкин Н. В., Матвеева Л. Н., Богачева Н. Г., Алексеев Ю. А. Новые данные о чароите и чароитовых породах // Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.— С. 41—56.
12. Воробьев Е. И., Малышенок Ю. В., Алексеев Ю. А. О генезисе чароита // Проблема кристаллохимии и генезиса минералов.— Л.: Наука, 1983.— С. 72—91.
13. Воробьев Е. И., Алексеев Ю. А., Малышенок Ю. В. Первая находка мезозойских карбонатитов на Алданском щите // Геология, алмазонасность и металлогения Сибирской платформы.— Иркутск, 1981.— С. 53—54.
14. Воробьев Е. И., Конев А. А., Малышенок Ю. В. и др. Таусонит Sr-TiO_2 — новый минерал из группы перовскита // Зап. ВМО.— 1984.— Вып. 1.— С. 86—89.
15. Воробьев Е. И., Конев А. А., Малышенок Ю. В. и др. Таусонит.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986.
16. Добровольская М. Г., Рогова В. П., Цепин А. И., Малов В. С. О сульфидной минерализации в чароитовых породах (Мурунский массив, Олекмо-Чарское нагорье) // Минералогич. журнал.— 1980.— Т. 2, № 6.— С. 3—13.
17. Добровольская М. Г., Малов В. С., Рогова В. П., Вьясов Л. Н. Новая находка калийсодержащего талкусита в чароитовых породах Мурунского массива // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 267, № 5.— С. 1214—1217.
18. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. П. Чароит // Геология подделочных камней.— М.: Недра, 1983.— С. 249—251.
19. Конев А. А. Новая горная порода и новый тип ультракалиевого глиноземистого сырья // Геология, алмазонасность и металлогения Сибирской платформы.— Иркутск, 1981.— С. 94—98.
20. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
21. Лазебник К. А. Новые залежи чароита из метасоматических пород района Мурунского массива // Минералогия эндогенных образований Якутии.— Якутск, 1977.— С. 123—135.
22. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д., Заякина Н. В., Кулагина Д. А. Апофиллит — продукт гипергенного изменения чароита // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 237, № 4.— С. 934—936.
23. Лазебник К. А., Заякина Н. В., Лазебник Ю. Д., Сукнев В. С. Новые данные о чароите из метасоматических пород Мурунского массива // Минералы эндогенных образований Якутии.— Якутск, 1977.— С. 123—125.
24. Лазебник К. А., Заякина Н. В. О находке бербакиита в чароитовых породах //

- Бюлл. науч.-технич. информации. Геология и полезные ископаемые Якутии/ СО АН СССР.— Якутск, 1979.— С. 19—26.
25. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. Калиевый рихтерит в метасоматических породах Мурунского массива // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд.— Л.: Наука, 1979.— С. 119—122.
 26. Лазебник К. А., Праценок Е. Г., Лазебник Ю. Д., Быкова А. В. Эканит из метасоматитов Восточной Сибири // Минерал. сб. Львовск. ун-та.— 1979.— № 33, вып. 2.— С. 10—18.
 27. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. Первая находка К-рихтерит-асбеста // Зап. ВМО.— 1981.— Ч. 110, вып. 1.— С. 91—96.
 28. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. Редкие силикаты — мизерит, канасит и федорит в чароитовых породах // Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии.— Якутск, 1981.— С. 32—50.
 29. Лазебник К. А., Заякина Н. В. Еще раз о гипергенном апофиллите // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 257, № 6.— С. 1440—1442.
 30. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д., Кулагина Д. А. Чароит-асбестовая морфологическая разновидность чароита // Бюлл. НТИ: Геология и полезные ископаемые Якутии/ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1981.— С. 23—27.
 31. Лазебник К. А., Мазотко В. Ф. Делиит — первая находка в СССР // Зап. ВМО.— 1982.— Вып. 5.— С. 587—593.
 32. Лазебник К. А., Мазотко В. Ф. Редкие минералы — калиевый батисит и кальциостронцианит в чароитовых породах // Минералогич. журнал.— 1983.— № 3.— С. 81—84.
 33. Лазебник К. А., Гамянин Г. Н., Округин А. В. и др. Редкие минералы в Якутии/ ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1984.
 34. Лазебник К. А., Заякина Н. В., Мазотко В. Ф. Торийсодержащие акцессорные минералы в породах чароитового месторождения «Сиреневый камень» // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии.— Якутск, 1985.— С. 132—142.
 35. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. Редкие минералы чароититов // Кристаллохимия минералов: Матер. XIII Конгресса международной минералогической ассоциации.— София: ИМА, 1986.— С. 375—384.
 36. Лазебник К. А., Никишова Л. В., Лазебник Ю. Д. Токкоит — новый минерал чароитов // Минералогич. журнал.— 1986.— Т. 8, № 3.— С. 85—89.
 37. Орлова М. П. Новые данные по геологии Маломурунского щелочного массива (Юго-Западная Якутия) // Сов. геология.— 1987.— № 9.— С. 83—92.
 38. Орлова М. П. Петрохимические особенности Маломурунского щелочного массива (Юго-Западная Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 10.— С. 15—27.
 39. Орлова М. П., Шаденков Е. М. К петрологии Маломурунского щелочного массива (Юго-Западная Якутия) // Геология и геофизика.— 1988.— № 12.— С. 77—86.
 40. Панина Л. И. Образование высококалиевых, богатых глиноземом, расплавов // Там же.— 1983.— № 4.— С. 34—40.
 41. Панина Л. И., Моторина И. В., Шарыгин В. В., Владыкин Н. В. Биотитовые пироксениты и меллитит-монтичеллит-оливиновые породы Маломурунского щелочного массива // Там же.— 1989.— № 2.— С. 41—51.
 42. Рогов Ю. Г., Рогова В. П., Воронков А. А., Молева В. А. Тинаксит $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti} \times \text{Si}_2\text{O}_{19}(\text{OH})$ — новый минерал // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 162, № 3.— С. 658—661.
 43. Рогова В. П. Условия образования чароитовой породы — нового ювелирно-поделочного камня // Самоцветы.— Якутск, 1980.— С. 79—86.
 44. Рогова В. П., Завьялова Л. Л. Минеральный состав чароитовой породы — нового ювелирно-поделочного камня // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири.— Иркутск, 1977.— С. 135—141.
 45. Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А., Кузнецова Н. И. Чароит — новый материал и новый ювелирно-поделочный камень // Зап. ВМО.— 1978.— Вып. 1.— С. 94—100.
 46. Хомяков А. П., Лапин А. В., Казаков М. Е. Новые данные о федорите // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций.— М.: Наука, 1979.— С. 3—7.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
25 марта 1991 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. Б. Осипенко

НОВЫЕ ДАННЫЕ
О ПОРОДАХ ЭКЛОГИТ-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА
СУСУНАЙСКОГО ХРЕБТА

(Южный Сахалин)

Приводятся новые данные о находках пород эклогит-амфиболитового комплекса в южной части Сусунайского хребта. Изучены особенности химизма главных породообразующих минералов (амфибола и граната), рассчитаны $P - T$ -условия минералообразования, а также рассмотрены возможные модели генезиса глубокометаморфизованных образований, входящих в состав этого комплекса.

Метаморфические образования о. Сахалин развиты в ряде пространственно разобщенных блоков, где они представлены различными по возрасту и литологическому составу породами, объединяемыми некоторыми исследователями в вальзинскую серию. В составе метаморфических пород преобладают разнообразные низкотемпературные пара- и ортосланцы, зеленокаменно измененные породы, кварциты. Степень метаморфизма неравномерна, но для большинства пород она соответствует обширной $P - T$ -зоне, переходной от термодинамических условий пумпеллит-актинолитовой фации к обстановке зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций регионального метаморфизма. К настоящему времени сравнительно молодой мезозойский возраст для значительных объемов пород, подвергшихся процессам метаморфического преобразования, можно считать доказанным. На это имеются как прямые — радиологические [4, 7] и фаунистические [9], так и косвенные — геологические — указания (присутствие не метаморфизованных аналогов, связанных с метаморфическими породами постепенными переходами и охарактеризованных фаунистически).

По-видимому, древнейшими образованиями в составе метаморфических комплексов Сахалина являются глубокометаморфизованные породы, в совокупности составляющие часть древней офиолитовой ассоциации [9, 10]. Метаофиолиты представлены амфиболитами, рогообманковыми метасоматитами по пироксенитам, гранат-клинопироксеновыми («эклогитоподобными») породами, амфиболовыми сланцами. В современной структуре метаморфических комплексов острова метаофиолиты встречаются в виде тектонических блоков и включений в составе серпентинитовых меланжей. По своему вещественному составу и структурному положению они проявляют черты несомненного сходства с тектоническими блоками пород повышенной степени метаморфизма, локализованными в некоторых метаморфических поясах высокобарического профиля: Францисканском комплексе, Калифорния [15], зоне Камуикотан, Хоккайдо [17], Максютовском комплексе, Урал [3, 5].

В составе метаофиолитов Сахалина, в свою очередь, возможно выделение фрагментов древнего меланократового субстрата, претерпевшего глубокую метаморфическую переработку (габбро-амфиболитового и эклогит-амфиболитового комплексов [9]), и более молодой вулканогенно-осадочной части разреза первично-офиолитовой ассоциации. Имеющиеся радиологические датировки пород эклогит-амфиболитового комплекса фиксируют значительный возрастной интервал, причем, наиболее древние

из них (206—133 млн лет [7]) являются самыми ранними для образований, относящихся к метаофиолитам. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы офиолитового разреза в современной структуре комплекса представлены амфиболовыми сланцами, охарактеризованными радиологическими определениями в интервале 178—90 млн лет. В то же время эти датировки не отражают истинного возраста пород, фиксируя лишь период одного из этапов их полиметаморфического преобразования. Аналогичный двухстадийный характер имеют метаофиолиты зоны Камуикотан, причем определения возраста пород этой зоны К—Аг-методом [17] хорошо сопоставимы с данными по метаморфическим комплексам о. Сахалин.

На Сахалине глубокометаморфизованные метаофиолиты эклогит-амфиболитового комплекса получили преимущественное развитие в Сусунайском хребте, где они локализованы в двух тектонических блоках: Сокольском и Южно-Сусунайском (район рек Комиссаровка — Знаменка). Глубокометаморфизованные породы р. Сокол достаточно детально изучены [2, 3, 5, 6, 9, 13]. Именно эти образования (гранат-клинопироксеновые породы, гранатовые амфиболиты и диафториты по ним) традиционно отождествляются с фрагментами древнего меланократового субстрата, выведенного на поверхность в составе меланжей.

Проявление пород эклогит-амфиболитового комплекса (не включая в него амфиболсодержащие породы низких степеней метаморфизма и биметасоматические горнблендиты) в Южно-Сусунайском блоке изучены гораздо меньше. До последнего времени считалось, что здесь породы такого типа либо отсутствуют, либо испытали полистадийную регрессивную метаморфическую переработку, существенно изменившую первоначальный облик этих пород. Ряд публикаций последних лет [2, 3, 9], а также настоящее исследование автора, основанное на материалах полевых работ 1983—1985 гг., позволяют положительно решить вопрос о присутствии глубокометаморфизованных пород из фрагментарных частей меланократового фундамента на юге Сусунайского хребта.

Породы эклогит-амфиболитового комплекса в Южно-Сусунайском блоке представлены гранатовыми амфиболитами, пространственно и генетически связанными с серпентинитами, в которых локализуются в виде линзо- и будинообразных включений размерами от 10—15 см до первых метров. По своему внешнему облику это средне- и крупнокристаллические темно-зеленые (до черных) массивные, иногда слаборассланцованные породы, состоящие, главным образом, из граната (до 25%), амфибола (до 70%) и альбита (до 40%). В переменных количествах встречаются гистерогенные минералы: кварц, хлорит, эпидот, стильномелан, сфен, карбонаты, апатит. Изменение пород часто носит характер выщелачивания и сопровождается прогрессивным увеличением количества кварца. В наиболее измененных образцах кварцевые прожилки секут порфиробласты граната и амфибола.

Амфибол представлен крупными (размером до 15 мм) зелеными кристаллами различных оттенков. В проходящем свете они обнаруживают отчетливый плеохроизм: по Ng — зеленый, голубовато-зеленый; по Nm — зеленый с буроватым оттенком; по Np — светло-желтый. Кристаллы двуосные (—). Удлинение положительное. Измерение дупреломления иммерсионным методом дало следующие значения: $Ng = 1,674 \pm 0,005$; $Nm = 1,669 \pm 0,005$; $Np = 1,651 \pm 0,003$. Микросондовый анализ амфиболов (см. таблицу) и данные оптических наблюдений показали, что минерал относится к магнезиально-железистым роговым обманкам эднитового типа. В ряде случаев отмечено обрастание кристаллов роговой обманки щелочными амфиболами группы глаукофан — кроссит, а также включения мелких эпидотов. Характерной особенностью породы является наличие большого количества псевдоморфоз по клинопироксенам, в которых амфибол полностью замещает первичный минерал. Реликты клинопироксена (предположительно диопсида) в породах этого типа не сохранились.

Химический состав минералов гранатовых амфиболитов Южно-Сусунайского блока

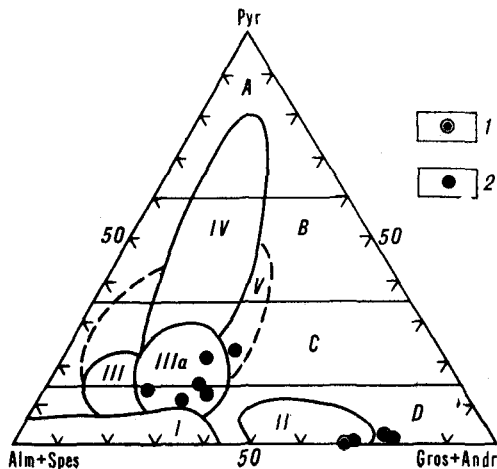
| Оксид минерал | Номер образца | | | | | |
|--------------------------------|---------------|--------|-------|--------|-------|--------|
| | 107/1 | | 116/5 | | 111/4 | |
| | гр(2)* | амф(2) | гр(3) | амф(2) | гр(2) | амф(3) |
| SiO ₂ | 37,88 | 48,58 | 37,44 | 47,77 | 38,53 | 45,26 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,25 | 0,19 | 0,43 | 0,26 | 1,56 |
| Al ₂ O ₃ | 22,83 | 6,80 | 27,50 | 10,13 | 27,44 | 10,55 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,04 | 0,07 | 0,11 | 0,11 | 0,04 | 0,02 |
| FeO (общ.) | 14,56 | 18,41 | 8,40 | 10,66 | 8,87 | 12,86 |
| MnO | 0,18 | 0,23 | 0,16 | 0,22 | 0,12 | 0,55 |
| MgO | 0,03 | 11,12 | 0,05 | 15,52 | 0,07 | 14,42 |
| CaO | 22,65 | 9,54 | 23,43 | 10,36 | 23,75 | 10,66 |
| Na ₂ O | 0,00 | 2,33 | 0,00 | 2,53 | 0,00 | 1,79 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,26 | 0,00 | 0,29 | 0,01 | 0,45 |
| Сумма | 98,88 | 97,89 | 97,26 | 98,02 | 99,09 | 48,12 |
| FM, % | 99,8 | 62,3 | 99,4 | 40,7 | 99,2 | 47,0 |
| Альмандин | 32,67 | | 19,99 | | 22,52 | |
| Пироп | 0,05 | | 0,25 | | 0,34 | |
| Спессартин | 0,43 | | 0,34 | | 0,21 | |
| Гроссуляр | 66,51 | | 78,62 | | 76,24 | |
| Андрадит | 0,21 | | 0,41 | | 0,53 | |
| Уваровит | 0,13 | | 0,40 | | 0,15 | |

Примечание. гр — гранат; амф — амфибол; * — в скобках указано количество анализов. Анализы выполнены на микроанализаторе «Самбах» (ИВ ДВО АН СССР), аналитик Т. М. Философова.

В генетическом аспекте особый интерес представляет появление в метаофиолитах Южно-Сусунайского блока граната. Он встречается в виде слабоокрашенных зерен величиной 0,3—2,6 мм, образующих скопления неправильной формы. Зерна корродированы, трещиноваты, иногда содержат вроски кварца. При выполнении хлоритом трещин отдельности кристаллы гранатов имеют решетчатую структуру. Микронзондовый анализ минерала (см. таблицу) свидетельствует об их высокой известковистости и железистости, а также о предельно низких марганцовистости и магnezиальности. По компонентному составу эти гранаты относятся к достаточно редко встречаемому изоморфному ряду гроссуляр-альмандинов и на тройной классификационной диаграмме для гранатов из разных типов эклогитов (см. рисунок) они попадают в поле гранатов из специфических кальциевых эклогитов Максютковского и Кокчетавского комплексов [3, 5]. Следует отметить, что гранаты из пород эклогит-амфиболитового комплекса Сокольского блока Сусунайского хребта имеют принципиально иной состав, что находит свое отражение в расположении фигуративных точек их составов на той же классификационной диаграмме. Почти все они соответствуют типичным гранатам из эклогитов различных высокобарических поясов (в частности, Санбагава, Япония [5]). Исключением является лишь

Положение фигуративных точек составов гранатов эклогит-амфиболитовых комплексов Сусунайского хребта на тройной классификационной диаграмме для гранатов из разных типов эклогитов [14].

Римскими цифрами обозначены поля гранатов по [5]: I — из гранат-глаукофановых сланцев, II — из Са-эклогитов Максютковского комплекса Урала, III и IIIa — из эклогитов типичных высокобарических комплексов Калифорнии и Японии, IV — из измененных эклогитов, V — из эклогит-гнейсовых комплексов. 1 — гранаты из пород Южно-Сусунайского блока, 2 — гранаты из пород Сокольского блока [3, 5]. Латинскими буквами обозначены поля гранатов из эклогитов различных типов по Р. Коулмену и др. [14].



состав, упомянутый в работах [2, 3] и соответствующий составам южно-сусунайских гранатов.

Несомненно, что породы эклогит-амфиболитового комплекса в Южно-Сусунайском блоке претерпели многостадийную метаморфическую и метасоматическую переработку, отчетливо проявившимися стадиями которой стали: метасоматическое замещение клинопироксенов роговой обманкой, регрессивный метаморфизм в условиях глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций, диафторез, окварцевание и выщелачивание. Все это существенно осложняет решение вопроса о первичном облике пород метаофиолитового комплекса и физико-химической обстановке их генезиса. Одним из возможных путей решения этого вопроса является интерпретация состава наиболее информативного в наблюдаемых парагенезисах минерала — граната, вариации содержания главных компонентов в котором представляют собой функцию $P-T$ -условий минералообразования, а также определяются составом исходных минералов, замещаемых гранатом [1, 5, 11]. Специфический состав южно-сусунайских гранатов (практическое отсутствие пиропового и спессартинового компонентов, высокая известковистость и железистость), близкий к составам гранатов из скарноидов и базификатов [3, 11], а также общие черты геологического строения и тектонического развития метаморфических комплексов Сусунайского хребта и Максютковского комплекса Урала позволяют провести некоторые параллели и сопоставления. Так приводимые Н. Л. Добрецовым [5] парагенезисы минералов и их химический состав из включений в серпентинитах Антиганского блока Максютковского комплекса в значительной мере являются аналогами южно-сусунайских, что, по-видимому, делает возможным предположение о принадлежности гранат-амфиболитовых пород Южно-Сусунайского блока к так называемым «биметасоматическим кальциевым эклогитам», породам, являющимся близкими аналогами метаанортозитов либо родственным метагабброидным родингитам. Возникновение подобных образований предполагает биметасоматическое преобразование вдоль контакта пород с резко различными составами при прогрессивном метаморфизме. Поведение подвижных компонентов (и прежде всего, кальция и натрия) в этом процессе зависит от режима давления и температуры, а также состава метаморфических пород (например, доля кальция и углекислоты во флюиде определяется количеством карбонатов) [5]. Появление в породе амфибола связано с более поздними процессами замещения клинопироксена (видимо, диоксида) при диафторезе эклогитов.

Несколько иное объяснение наблюдаемых особенностей химизма минералов возможно, если предположить, что для изученных парагенезисов определяющим фактором является не столько состав исходных пород, подвергшихся метаморфическому преобразованию, а суммирующее аллохимическое воздействие постметаморфических процессов. Тогда можно (вслед за В. М. Бирюковым [3]) считать, что гранату подобного состава в Сусунайском хребте отвечает зеленосланцевая минеральная ассоциация с альбитом, мусковитом, актинолитом, эпидотом, хлоритом и кальцитом, фиксирующая завершающий этап полистадийного регрессивного преобразования эклогитов. Все этапы этого преобразования охарактеризованы частями метасоматической колонки, отдельным членам которой соответствуют присущие только им химический состав граната и состав минеральных парагенезисов. В поддержку этой точки зрения свидетельствуют расчеты термодинамических параметров минералообразования для приведенных в таблице химических составов минералов, произведенные по известным гранат-роговообманковым геотермометрам [16, 18]. Полученные результаты $T = 196-352$ °C при $P = 1-3$ кбар отражают заключительные фазы низкотемпературного малоглубинного преобразования исследованных пород.

Наконец, возможно объяснение наблюдаемых особенностей химизма основных породообразующих минералов при сочетании обоих вышеизложенных подходов. Известно, что появление гранатов редкого изоморф-

ного ряда гроссуляры — альмандины (типа южно-сусунайских) лишь в незначительной степени контролируются такими термодинамическими параметрами, как температура и давление [12]. Первым необходимым условием для возникновения гранатов данного ряда является высокая калиево-щелочность пород, причем она может быть обусловлена как первичным составом пород, так и привнесением кальция в процессе метасоматоза. Второе необходимое условие возникновения подобных гранатов — низкий потенциал кислорода в сочетании с высокой железистостью пород [12] — вполне реализуемо и при эклогитизации родингитов и при полистадийном метасоматозе эклогитов.

Вопрос о генезисе пород эклогит-амфиболитового комплекса Сусунайского хребта требует дальнейших исследований, необходимых для лучшего понимания закономерностей пространственного расположения этих образований. На сегодняшний день однозначно решить вопрос вряд ли возможно, так как при современном уровне изученности пород имеют право на существование несколько точек зрения. К тому же установлено, что в пределах отдельных блоков Сусунайского хребта получили развитие глубокометаморфизованные породы разных типов, а явления метасоматоза имеют различную направленность [8], не исключавшую появления в Южно-Сусунайском блоке биметасоматических кальциевых эклогитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. — М.: Наука, 1982.
2. Безтольд А. Ф., Семенов Д. Ф. Метабазиты и гипербазиты Сусунайского хребта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 1. — С. 121—126.
3. Бирюков В. М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. — М.: Наука, 1988.
4. Гнибиденко Г. С., Сайто К., Зассу С., Озима М. О возрасте и происхождении пород фундамента о. Сахалина // Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. — Южно-Сахалинск, 1975. — С. 93—103.
5. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
6. Добрецов Н. Л., Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. О находке измененных эклогитов в Сусунайском хребте (о. Сахалин) // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 178, № 4. — С. 925—928.
7. Егоров А. Е. О возрасте метаморфического комплекса Сахалина // Метаморфические комплексы острова Сахалина. — Южно-Сахалинск, 1969. — С. 73—77. — (Тр. СахКНИИ СО АН СССР; Вып. 22).
8. Осипенко А. Б. О влиянии низкотемпературного метаморфизма на химический состав метабазитов о. Сахалин // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 1. — С. 58—62.
9. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. — М.: Наука, 1986.
10. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 2. — С. 40—44.
11. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. — М.: Наука, 1964.
12. Фирсова С. О. Гроссуляр-альмандиновые гранаты (редкий изоморфный ряд) // Записки ВМО. — 1980. — Ч. 109. Вып. 2. — С. 235—243.
13. Шашкина В. П. Эклогитоподобные и другие породы интрузии р. Сокол (Сусунайский хребет) // Петрология изверженных и метаморфических пород ДВГИ ДВФ АН СССР. — Владивосток, 1969. — С. 109—116.
14. Coleman R. E., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites: their difference and similarities // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1965. — V. 76. N 5. — P. 483—508.
15. Don Hermes O. Paragenetic relationships in an amphibolitic tectonic block in the Franciscan Terrain, Panoche Pass, California // J. Petrology. — 1973. — V. 14, N 1. — P. 1—32.
16. Graham C. H., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona schist, Southern California // J. Metamorphic Geol. — 1984. — V. 2, N 1. — P. 33—42.
17. Ishizuka H., Imaizumi M., Gouchi N., Banno S. The Kamuikotan zone in Hokkaido, Japan: tectonic mixing of high-pressure and low pressure metamorphic rocks // Ibid. — 1983. — V. 1, N 3. — P. 263—275.
18. Wells P. R. A. P-T-conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London. — 1979. — V. 136, N 6. — P. 663—671.

З. Г. Мирзеханова, И. Д. Дебеляя, Г. С. Мирзеханов

ОЦЕНКА ПОЛНОТЫ И КОМПЛЕКСНОСТИ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ В РОССЫПЯХ (Хабаровский край)

На примере одного рудно-россыпного узла Хабаровского края проведены минералогические, гранулометрические и морфологические исследования в пределах ряда россыпных объектов разного периода эксплуатации. Изучены особенности минерального комплекса в отвалах различного генетического типа. Показана необходимость ревизионных работ на отработанных полигонах с целью последующей отработки отвалов и «хвостов» обогащения.

Природно-ресурсный потенциал, сложившаяся инфраструктура и географическое разделение труда сохраняют за Хабаровским краем функцию поставщика сырья. В данной функциональной предназначенности одно из ведущих мест принадлежит горно-рудному производству, в частности золотодобыче. Невозобновимость минерально-сырьевых ресурсов и неблагоприятные экологические последствия отработок выделяют в стратегии природопользования наиболее важное звено — комплексное использование сырья [1, 24 и др.]. Решение данного вопроса не только усиливает минерально-сырьевую базу страны, но и в какой-то мере разрешает противоречие между природопользователями и природоохранными органами.

Интенсивное хозяйственное освоение месторождений золота привело к резкому возрастанию площади открытых разработок в пределах Хабаровского края. За период с 1985 по 1988 гг. только в Аяно-Майском районе изъято в постоянное и долгосрочное пользование для добычи полезных ископаемых 815 га земель [5]. При этом, базируясь на экстенсивных методах (за счет вовлечения новых площадей), горно-добывающие организации, являющиеся фактически монопользователями земель, не заинтересованы в разработке и введении новых технологий и комплексном использовании минерального сырья.

В Хабаровском крае при обогащении руд теряется: золота — 6—11 %, олова — 16,4 %, вольфрама — 28,65 %, меди — 25,65 %, свинца — 45,1 %, цинка — 29,2 %; при дражной отработке россыпей потери золота составляют 27—47 %, платиноидов — 9 % [4]. Самые большие потери допускаются на обогатительных фабриках. Так, например, на Солнечном ГОКе, по данным Госкомтехнадзора, в хвосты уходит олова — 42 %, окиси вольфрама — 80 %, меди — 40 %, свинца и цинка — 83 %, золота — 83 %. В хвостах обогатительных фабрик скопились десятки тысяч тонн олова, меди, цинка, свинца и других полезных компонентов. Концентрации некоторых из них находятся на уровне бортовых содержаний. Только по Солнечному ГОКу регион ежегодно недополучает продукции примерно на 100 млн руб. [4]. Таким образом, идет своего рода процесс консервирования месторождений для последующих отработок.

При острой ограниченности запасов отдельных видов минерального сырья вопрос о более полном извлечении основного рудного компонента и сопутствующих минералов остается и на сегодняшний день не решенным. В первую очередь это касается рудных узлов, в пределах которых пространственно совмещено разноформационное и разновозрастное оруденение золота, серебра, свинца, цинка, обуславливающее формирование поликомпонентных россыпей. В качестве примера рассмотрим известный Кет-Капский рудно-россыпной узел на севере Хабаровского края. Здесь наиболее древние протерозойские терригенные формации вмещают осадочные золотогематитовые руды, терригенно-карбонатные формации венда локализуют золотогематитовые стратиформные проявления эксгальационно-гидротермального генезиса. Мезозойская активизация обусловила появление целого ряда скарновых и регенерационно-гидротермаль-

ных проявлений золота, серебра, меди, железа и других полезных компонентов. К этому периоду относится и становление платиноносных ультраосновных массивов центрального типа. Несмотря на такое многообразие минеральных проявлений из россыпей извлекается, как правило, только один компонент — золото — с достаточно высокими потерями.

С целью обоснования необходимости комплексного использования минерального сырья при обработке россыпных месторождений золота проведены минералогические, гранулометрические и морфологические исследования ряда россыпных объектов разного периода эксплуатации. Отвальный комплекс как потенциальный источник полезных компонентов представлен тремя типами. Это отвалы промывки, подразделяющиеся в свою очередь на галечные и эфельные, отвалы вскрыши и отвалы сложного генетического типа (смешанные), вероятно, бывшие дорожки или подъездные пути к мониторам, располагающиеся либо на вскрышных породах, либо на целиковых участках. Морфологически все типы отвалов хорошо фиксируются на поверхности, формируя типичный облик полигона отработки с достаточно выдержанными параметрами: для галечниковых отвалов длина — 25—60 м, ширина — 25—30 м, высота — 6—9 м, угол откосов — 35—37°; для эфельных длина — 15—30 м, ширина — 11—15 м, высота — 1—2,5, угол откосов 7—10° (противоположный до 35°).

Шлиховым опробованием установлено, что «золотят» практически все отвалы, но наиболее высокие содержания основного полезного компонента приурочены к отвалам третьего типа, которые и представляют наибольший интерес с точки зрения доизвлечения золота.

Как правило, это отвалы сложной геометрической формы с усредненным гранулометрическим составом и слабохолмистой поверхностью. Параметры их не выдержаны: длина изменяется от 30 до 60 м, ширина от 20 до 50 м и высота от 2 до 6—8 м. По отдельным пробам, а они отбирались как с поверхности отвалов, так и по разрезу, содержание металла в 4, а иногда и в 6 раз превышает минимальные кондиции, вовлекаемые в разработку.

Согласно данным минералогического анализа (аналитик Карпович В. В. ДВИМС МГ СССР) — золото наблюдается практически во всех пробах в количестве от 1 до 4 %, в некоторых случаях — до 15—30 % от веса немагнитной фракции шлиха. В основной массе шлихов преобладают минералы размером 0,1—1 мм. Выборка по встречаемости минералов золота в отвалах различного генетического типа (табл. 1) позволила выявить ряд закономерностей.

По 20 выборкам из каждого типа отвалов присутствие знаков золота зафиксировано: в отвалах смешанного типа — в 15 шлихах; во вскрышных породах — в 10 шлихах, в отвалах промывки — в 6 шлихах галечного состава и в 4 эфельных. При этом достаточно четко фиксируется зависимость распределения полезного компонента от его размерности. Если в эфельных отвалах преобладают знаки мелких фракций до 0,1 мм,

Таблица 1

Встречаемость золота в шлиховых пробах отвалов различного типа, %

| Тип отвалов | Размеры минерала, мм | | | | | | | | |
|-------------|----------------------|----------|----------|-----------|----------|---------|---------|---------|-----|
| | 0,05 | 0,05—0,1 | 0,1—0,25 | 0,25—0,50 | 0,50—1,0 | 1,0—1,5 | 1,5—3,0 | 3,0—6,0 | 6,0 |
| Смешанный | — | 21 | 33 | 8 | 13 | 8 | 4 | 11 | 2 |
| Галечный | — | 4 | 52 | 11 | 11 | 7 | 11 | 4 | — |
| Эфельный | 25 | 34 | 8 | 8 | 25 | — | — | — | — |
| Вскрыша | — | 3 | 27 | 11 | 39 | 11 | 6 | 3 | — |

то в галечных отвалах свыше 70 % составляют золотины размером 0,1—1 мм и достаточно высок (до 15 %) удельный вес крупных (более 1,5 мм) фракций. Данные особенности объясняются технологией перемывки: потери мелких фракций в эфельных отвалах, поскольку они не удерживаются на колоде, а крупных — в галечных, куда они выносятся струей монитора. В галечных отвалах увеличивается вероятность встречаемости крупных самородков, что подтверждается опытом их перемывки на Кербинском прииске.

Отвалы смешанного типа и вскрыши содержат знаки размерностью от 0,1 до 6 м, а высокий процент их встречаемости связан, вероятно, с качеством перемывки на завершающих стадиях обработки полигонов, а также с проблемой меняющихся кондиций.

Как известно, кондиции постоянно изменяются в сторону уменьшения. В этих условиях возникает проблема общей оценки месторождений с выделением всех типов запасов и сохранением забалансовых для дальнейшей эксплуатации. Однако производственное объединение Приморзолото при отработке балансовых запасов на ряде месторождений складировует вскрышные породы на забалансовые, чем заранее обрекает их на нерентабельную отработку, усложняя проведение рекультивационных работ.

Известно, что в ряде стран (США, Канада, Австралия) в результате применения метода кучного выпелачивания на россыпях золота минимальные кондиции снизились в 2—2,5 раза по отношению к существующим в нашей стране [3]. Следовательно, только использование вышеназванного метода дает основание для проведения оценочных работ и вовлечения в новую эксплуатацию отвалов вскрыши (их верхние горизонты) и смешанного типа, не говоря уже о бортовых участках полигонов.

Совершенствование технологий обогащения в условиях рыночных отношений станет экономически выгодно. По данным В. В. Онихимовского [4], при разработке россыпей в Хабаровском крае за пятилетие потеряно около 298 тыс. т ценных минералов на сумму 956 млн руб.

С одной стороны достаточно высокие содержания золота в отвалах и экономическая целесообразность должны стимулировать разработчиков для проведения повторных работ по извлечению металла. С другой стороны, слабая технологическая оснащенность, крупномасштабная техника, требующая больших горно-подготовительных работ и больших объемов перемываемого грунта, заставляют выбраковывать в ряде случаев данные запасы. Между тем, помимо потерь основного полезного компонента, в отвалах промывки складированы практически уже обогащенные запасы сопутствующих рудных минералов: на каждые 10 кг пробы фиксируется от 2 до 10 г полезных компонентов, в том числе и золота. В пределах исследуемых полигонов это, в основном, минералы руд титана, циркония (табл. 2).

Существующая технология отработки, выражающаяся в жесткой дифференциации всего рыхлого материала на три типа отвалов, предопределяет для каждого из них определенную предназначенность в дальнейшем использовании. Если отвалы вскрыши на заключительных этапах эксплуатации могут выполнять роль почвенного субстрата, то отвалы смешанного типа и галечные — это техногенные объекты с достаточно высокими потенциальными возможностями отработки, содержащие до 3—8 кг/м³ магнетита, 8—36 г/м³ ильменита и циркона, 16—47 г/м³ сфена, до 2,5 г/м³ золота (см. табл. 2).

Следует отметить, что какой бы то ни было закономерности в распределении минералов по разрезу отвалов не установлено (см. табл. 2). Следовательно, при последующем освоении стоит необходимость оценки и отработки всей массы отвалов.

Учитывая изложенные выше факты, в стратегию развития минерально-сырьевой базы регионов нового освоения, специализирующихся на разработках месторождений золота, целесообразно внести следующие коррективы, позволяющие решить ряд проблем рационального использования недр:

Содержание тяжелых минералов в отвалах различного генетического типа 20-летнего периода отработки, г/м³

| Тип отвала | Горизонт отбора проб | Золото | Магнетит | Ильменит | Циркон | Сфен | Рутил |
|------------|----------------------|--------|----------|----------|--------|-------|-------|
| Смешанный | 0 | 0,15 | 556,96 | 4,78 | 0,15 | 12,31 | * |
| | 0,40 | 0,76 | 139,03 | 3,65 | 0,75 | 8,15 | — |
| | 0,20—0,50 | 0,74 | 178,56 | 5,40 | 7,65 | 36,05 | * |
| | 0,20—0,50 | 0,06 | 610,20 | 2,50 | 2,50 | 1,25 | * |
| | 0,20—0,50 | 0,21 | 1978,31 | 19,50 | 15,80 | 34,50 | 2,15 |
| | 0,20—0,50 | 2,75 | 3692,74 | 18,90 | 18,00 | 46,00 | 0,90 |
| | 2,00 | 0,20 | 382,50 | 6,00 | 7,50 | 13,50 | 0,50 |
| | 2,50—3,00 | 1,86 | 3056,74 | 10,05 | 6,65 | 47,00 | 1,30 |
| Галечный | 0 | 0,13 | 8518,74 | 11,15 | 1,30 | 40,10 | 0,65 |
| | 0,50 | 0,20 | 911,13 | 5,00 | 21,80 | 20,00 | 0,30 |
| | 2,00 | — | 114,00 | 0,75 | 0,75 | 0,75 | 0,02 |
| | 5,50 | 0,70 | 1429,75 | 1,50 | 3,50 | 25,00 | 3,50 |
| | 6,00 | — | 1137,73 | 3,50 | 1,25 | 5,00 | 1,25 |
| Эфельный | 0 | — | 62,12 | 3,30 | 30,50 | 2,25 | * |
| | 1,00 | — | 53,90 | 5,30 | 0,65 | 1,65 | * |
| | 0 | * | 958,70 | 9,75 | 2,15 | 2,50 | 2,15 |
| | 0 | 0,06 | 1447,06 | 36,25 | 1,30 | 16,50 | 0,65 |
| Вскрыша | 0 | 0,40 | 48,70 | 30,00 | 0,75 | 5,00 | * |
| | 1,00 | 0,11 | 54,96 | 1,80 | 1,75 | 2,50 | — |
| | 2,00 | 0,06 | 76,31 | 14,15 | 2,65 | 0,80 | — |
| | 2,50 | 0,33 | 96,40 | 4,65 | 0,75 | 8,70 | — |

Примечание. Прочерк — нет минералов в пробе, звездочка — единичные, редкие обломки.

1. Потери основных видов минерального сырья и неизвлечение попутных компонентов обходятся в миллиарды рублей. В принципе это те средства, которые могут быть потрачены на совершенствование технологий, разработку мобильной техники, ориентированной на малые объемы. Это позволит, с одной стороны, более полно эксплуатировать ресурс, подготавливая основу для проведения рекультивационных мероприятий, а с другой — ограничить новые экологические нарушения.

2. Комплексное использование минерального сырья будет способствовать концентрации горной промышленности, значительному уменьшению капитальных затрат, экономии времени и средств на добычу полезных ископаемых.

3. С целью сохранения неизвлеченного сырья для последующей отработки и с учетом внедрения более совершенных технологий на некоторых обрабатываемых россыпях возможен отказ от рекультивации. На большинстве полигонов, где эксплуатационные работы завершены, крайне необходимо проведение ревизионных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мирзеханова З. Г., Борисова В. Н. Рациональное использование минерально-сырьевой базы // Охрана окружающей среды и рациональное природопользование. Амурско-Комсомольский ТПК/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1988. — С. 109—113.
2. Мирзеханова З. Г., Шлотгауэр С. Д. Экологические последствия разработки россыпных месторождений золота // Оценка опыта освоения новых районов: экологические и экономические аспекты/ДВО АН СССР. — Хабаровск, 1990. — С. 83—95.
3. Некрасов Е. М., Лебедева Н. А., Зубарева Н. Б. Золото // Минеральные ресурсы капиталистических и развивающихся стран. — М., 1985. — С. 387—408.
4. Онжимовский В. В. Проблемы рационального использования минерального сырья Приамурья // Актуальные проблемы социальной экологии: Тез. докл. конференции. — Хабаровск, 1989. — С. 142—149.
5. Охрана окружающей среды Хабаровского края в 1988 году. — Хабаровск, 1988.

ИВЭП АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
13 марта 1991 г.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

(несоблюдение правил подготовки рукописи задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографию.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, а также в высших учебных заведениях.

3. Объем присылаемых статей не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение руководителя организации, на средства которой проводились работы. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимы разрешения.

5. Статья представляется в двух экземплярах (один из них обязательно должен быть первым). Вся рукопись, в том числе приложения, примечания, список литературы, должна быть напечатана на машинке на одной стороне листа через два интервала (27 строк на страницу, 60 знаков в строке).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторами лишь для контроля. Стилистическая правка, дополнения, сокращения и вообще переработка текста в корректуре не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны быть приведены в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребляемых (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускаются.

10. Все упомянутые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны или вписаны от руки четко и ясно. Во избежание ошибок необходимо соблюдать строгое различие между прописными (большими) и строчными (малыми) буквами, имеющими сходное начертание (например, K и k, O и o, C и c и другие), подчеркивая двумя черточками заглавные буквы снизу, строчные — сверху, а также буквами, похожими одна на другую: g и q, l и e, n и u и т. д. Латинскую букву I следует писать, как римскую единицу в отличие от буквы J («йота»). Индексы и степени должны быть написаны строго ниже и строго выше символов, к которым они относятся, и соответственно отмечены простым карандашом дугой — или \sim ; штрихи необходимо четко отличать от единицы, а в нижних индексах — единицу от запятой. Буквы латинского шрифта нужно подчеркивать простым карандашом волнистой чертой, греческие буквы — красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым. Векторы обозначаются буквами полужирного начертания, для этого их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях рукописи помечать «п/ж» (надбуквенная стрелка не употребляется).

12. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

13. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературные источники обозначаются соответственной порядковой цифрой в квадратных скобках.

14. Список литературы оформляется в следующем порядке: для книг указываются фамилии и инициалы автора, точное и полное название статьи, издания, номер

тома, части, выпуска, город, издательство и год издания, количество страниц (например: — С. 4—18.); для журналов — фамилия и инициалы автора, название статьи, название журнала, год, номер журнала (в соответствующих случаях — номер тома и выпуска), количество страниц (например, с. 28—42).

15. Иллюстрирование статей картами, разрезами и микрофотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемых автором фактов (общее количество иллюстраций — не более пяти; вклейки не принимаются).

16. Иллюстрационный материал, выполненный согласно требованиям издательства «Наука» с учетом размеров журнальной полосы, прилагается к рукописи в особом конверте в двух экземплярах, один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, рисунки — пронумерованы и снабжены напечатанным через два интервала отдельным списком подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи. На чертежах, картах должно быть указано минимальное соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно дается в подписи к рисунку. На полях рукописи необходимо указать место расположения рисунков и таблиц.

17. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), почтовые домашние и служебные адреса, телефоны.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

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

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, СО издательства «Наука».
Тел. 35-72-52

Зав. редакцией Н. А. Лившиц

Мл. редактор М. А. Языкова

Художественный редактор Л. В. Матвеева

Технический редактор А. В. Сурганова

Корректор В. В. Борисова

Сдано в набор 14.10.91. Подписано к печати 13.01.92. Формат 70×108 1/16. Бумага тип. № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отг. 14,4. Уч.-изд. л. 15. Тираж 467 экз. Заказ № 1037. Цена 2 р. 70 к.

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

4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

