

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

4

1990

СОДЕРЖАНИЕ

Шило Н. А., Красный Л. И., Милов А. П. Магматизм Тихоокеанского пояса	3	специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР	69
Сеначин В. Н. Глубинное плотностное строение Марианской островной системы по данным многовариантного решения обратной задачи гравиметрии	9	Красиков В. Н., Жбанков Ю. В., Березкин В. М., Филатов В. Г., Хандожко А. Л. Разделение потенциальных полей на основе метода регуляризации с целью выделения залежей углеводородов (Западная Камчатка)	76
Астахова Н. В., Ожогина Е. Г., Цой И. Б. Баритовые конкреции северной части Японского моря	16	Степанов О. А. О закономерностях строения рудных зон и формирования эндогенного оруденения	82
Липкина М. И. Зеленые глины в осадках переходной зоны от континентов к океанам и их значение в практической и теоретической геологии	22	Власов Г. М. Золотое оруденение докембрийских зеленокаменных поясов	92
Андреев А. А., Красный М. Л., Кругляков А. А., Рагозин Н. А. Исследование разлома вблизи осевой части Курильского желоба	33	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Дагис Л. А., Филатова Н. И. Вулканогенные образования Анадырской впадины	38	Ляпишев А. М. Экспериментальные исследования глубинной электропроводности северо-запада зоны перехода Азиатский континент — Тихий океан	103
Старожилов В. Т. Структурно-петрохимические особенности и возможная платиноносность пород Южно-Шмидтовского аллохтона	44	Изосов Л. А., Мишкина И. В., Павличенко Н. М., Павличенко Г. Н., Федчин И. Ф. О медной минерализации Малоключевской рифтовой зоны Приморья	105
Ивашов П. В. Биогеохимический метод поисков оловорудных месторождений на Дальнем Востоке	52	<i>КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ</i>	
Филимонова Л. Г., Боярская Р. В., Лапутина И. П., Трубкин Н. В. Хромсодержащие минералы риолитов Балыгычан-Сугойского прогиба	62	Гладков В. Г., Лобанов М. П., Татаринев А. В. Рецензия на книгу «Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы»	110
Мишин Л. Ф., Петухова Л. Л. Окисленность железа как показатель металлогенической		Кириллов Е. А. Исследования Н. Г. Меглицкого на Дальнем Востоке	113

CONTENTS

Shilo N. A., Krasny L. I., Milov A. P. Magmatism of the Pacific belt	3	volcanoplutonic complexes: an example of the Soviet Far East	69
Senachin V. N. Deep-level density structure of the Mariana island system from the data of a multi-variant solution of the gravimetry inversion problem	9	Krasikov V. N., Zhibankov Yu. V., Beryozkin V. M., Filatov V. G., Khadoshko A. L. Division of potential fields on the basis of the regulation method aimed at distinguishing of hydrocarbon deposits (West Kamchatka)	76
Astakhova N. V., Ozhogina Ye. G., Tsoi I. B. Barite concretions of the northern Sea of Japan	16	Stepanov O. A. General regularities of the structure of ore zones and of the formation of endogenic ore mineralization	82
Lipkina M. I. Green clays in the sediments of the zone transitional from continent to ocean and their implications in practical and theoretical geology	22	Vlasov G. M. Gold ore mineralization of the Pre-Cambrian greenstone belts	92
Andreev A. A., Krasny M. L., Kruglyakov A. A., Ragozin N. A. Investigations of the fault near the Kuril trench axial part	33	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Dagis L. A., Filatova N. I. Volcanogenic assemblages of the Anadyr depression	38	Lyapishev A. M. Experimental investigation of deep-level electrical conductivity in the north-west of the zone transitional from Asian continent to Pacific ocean	103
Starozhilov V. T. Structural-petrochemical peculiarities and possible presence of platinum in the rocks of the South-Schmidt allochthon	44	Izosov L. A., Mishkina I. V., Pavlichenko N. M., Pavlichenko G. N., Fedchin I. F. Copper mineralization of the Malaya Klyuchevskaya rift zone of the Primorie	105
Ivashov P. V. Biogeochemical method of prospecting tin deposits in the Far East	52	<i>CRITICISM AND BIBLIOGRAPHY</i>	
Filimonova L. G., Boyarskaya R. V., Laputina I. P., Trubkin N. V. Chromian minerals of rhyolites of the Balygychan-Sugoisky trough	62	Gladkov V. G., Lobanov P. M., Tatarinov A. V. Review of the book "Mixtites of the Sikhote-Alin fold system"	110
Mishin L. F., Petukhova L. L. Iron oxidization as indicator of metallogenic specialization of		Kirillov Ye. A. N. G. Meglitsky's investigations in the Far East	113

УДК 552.31(964)

*Н. А. Шило, Л. И. Красный, А. П. Милов***МАГМАТИЗМ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

На основе «Карты Циркум-Тихоокеанского магматизма» масштаба 1:10 000 000 рассматриваются особенности размещения различных магматических образований Тихоокеанского подвижного пояса в простран-

Выдающееся, с разных геологических позиций, значение магматических образований на континентах и в переходной зоне (транзитали), обрамляющих Тихий океан, широко известно. Их исследование в различных тихоокеанских странах проводилось петрологами, геохимиками и металлогенистами. Краткая сводка была опубликована в СССР в 1978 г. [2]. Однако картографическое обобщение материалов, представленных широким кругом геологов, было предпринято впервые 12 лет назад Международным сообществом по проекту № 30 «Циркум-Тихоокеанский плутонизм» (руководитель П. Бейтман, США) Международной программы геологической корреляции по предложению советской группы проекта (Л. И. Красный, Ю. М. Пуцаровский, Н. А. Шило). Главная цель карты «Циркум-Тихоокеанский магматизм» масштаба 1:10 000 000 [3] — показать на основе современных данных особенности размещения различных магматических образований Тихоокеанского пояса в пространстве и во времени с корреляцией их по вещественному составу пород. По наиболее интересным районам развития фанерозойских плутонических пород различных регионов были составлены 21 карты-врезки масштаба 1:1 500 000. Эти врезки дали возможность судить об условиях локализации и структурной обстановке типичных для того или иного региона плутонов, об их строении и составе слагающих пород, возрастных взаимоотношениях последних, соотношениях с вмещающими осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными и метаморфическими толщами. На карте помещена также схема строения литосферной мантии по глубинным ксенолитам.

Макет карты обсуждался в 1979 г. в г. Хабаровске во время проведения XIV Тихоокеанского научного конгресса, в 1981 г. в США и

стве и времени с корреляцией их по вещественному составу пород. Выделены крупнейшие «магматогенные» георазделы, указывающие на глубинные неоднородности литосферной мантии.

окончательно одобрен к публикации в 1982 г. на встрече участников проекта в Англии. Титул карты и легенда даны на русском, английском, японском и испанском языках, все остальные надписи — на русском и английском.

Согласно задаче проекта, на карте яркими цветами выделено семь групп плутонических образований, из которых четыре принадлежат гранитоидам, подразделяемым на три основные естественные ассоциации:

1. Существенно биотитовые, лейкократовые и двуслюдяные граниты.
2. Диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и трондjemиты.
3. Гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты.

Особо обозначены породы повышенной щелочности и собственно щелочные, а также базиты и ультрабазиты. Вулканические образования на карте расчленены по возрасту и составу. Кайнозойские вулканы выделены различным цветом по принадлежности к тому или иному петрохимическому типу серий. На картах-врезках осадочные, осадочно-вулканогенные и метаморфические толщи обозначены по возрасту соответствующими цветами и индексами для вулканических образований, но с более дробным возрастным делением.

Для плутонических пород на основной карте и картах-врезках в отдельных регионах приведены данные по изотопному возрасту, полученному калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-торий-свинцовым методами.

Фоном карты послужила обобщенная геолого-структурная основа. Выделены относительно устойчивые структуры, нередко многократно активизированные щиты и отдельные кристаллические выступы, древние и молодые платформы, массивы; системы негеосинклинального ряда — перикратонные прогибы и авлакогены

(обычно превращенные в краевые складчатые и складчато-глыбовые системы), краевые прогибы, системы мезозойской и кайнозойской регенерации (сводово-глыбовые и горстово-грабенные); геосинклинально-складчатые системы. Последние показаны по преобладающему типу выполняющих их осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований и возрасту складчатости. Выделены также впадины орогенного, внутриплатформенного и других типов. Геолого-структурная основа придала карте большую информативность, показав условия локализации различных типов магматических пород. Она также дает возможность проведения широких сопоставлений проявлений магматических процессов в структурах с различной геологической историей развития.

Прежде, чем обратиться к закономерностям размещения магматических тел в Тихоокеанском суперрегионе, следует кратко охарактеризовать его глобальные тектонические черты. Бросается в глаза резкая дисимметрия Тихоокеанского обрамления и Тихого океана, давно привлекающая внимание геологов, тектонистов и металлогенистов. Она заключается в полигонально-ячейном строении континентальной и транзитальной окраин Восточной Азии с четко выраженными литосферными блоками (геоблоками) и линейновытянутыми горными цепями Кордильер и Анд на западе Северной и Южной Америки.

В континентальной Восточной Азии различаются литосферные блоки (с севера на юг): Колымский, Алдано-Становой, Амурский, Сино-Корейский (Хуан-Хе), Янцзы и Индо-Китайский (Меконг). Они отделены друг от друга подвижными, раздвиго-сдвиговыми («коллизийными») системами — Монголо-Охотской, Яньшанской, Циньлинской и др.

Магматическое лицо этих блоков определяется в первую очередь грандиозным развитием гранитоидного магматизма с мощными его импульсами в раннем, среднем и позднем палеозое. Однако решающая роль (петрологическая и металлогеническая) принадлежит мезозойскому этапу. Наиболее значительные площади, занятые гранитоидами в континентальном обрамлении Тихого океана, известны в бассейнах Сунгари и Буреи (свыше 200 тыс. км²), Малайзии (190 тыс. км²), Береговом плутоническом комплексе Канады (140 тыс. км²).

Петельчато-изогнутые и ветвистые цепи, узлы, а также крупные сиалические глыбы — срединные, краевые и другие массивы — Омолонский, Хэгано-Буреинский, Цзиннанский, заполненные разновозрастными гранитоидами, создают картину кислого и умеренно кислого магматизма Восточно-Азиатского типа. На крайнем юго-востоке он завершается Восточно-

Австралийской палеозойской гранитоидной цепью. В поперечных широтных межблоковых системах отчетливо выражены телеорогенные гранитоиды тектономагматической активизации (дива), оторванные по времени формирования от древнего кристаллического фундамента, на котором они размещены. Это гранитоиды Становика, Яньшаня, Кореи и др. Здесь решающее значение имели мезозойские процессы, связанные с «возбужденной мантией» и распространением теплового фронта в области глубинного тектонического расслаивания.

И наконец, на Азиатской окраине континента гранитоидный магматизм тесно сопряжен с вулканитами близкого состава, образованными в континентальной обстановке. Наличие граничных вулканоплутонических поясов вдоль окраин материков — Азии и Северной, Центральной и Южной Америки, создает представление о Циркум-Тихоокеанском планетарном поясе — георазделе, о чем дальше будет сказано более подробно.

Мощнейший мезозойский гранитоидный (и вулканоплутонический) эпизод, охвативший грандиозные пространства континентов, обрамляющих Тихий океан, обусловил взламывание литосферы и линейное поднятие теплового фронта в межблоковых и других граничных структурах.

Палеозойско-мезозойское ареальное сосредоточение гранитоидных пород наблюдается в геоблоках Амурском (Янцзы) и Сиамском, а также в Западной Канаде и Сьерра-Неваде. Для такого широкого развития гранитоидов необходимо: 1) наличие мощного древнего гранитно-метаморфического (сиалического) слоя; 2) длительное глубинное щитовое крупнообъемное воздымание, «поддержанное» близкими по размерам термическими аномалиями.

Петрологические особенности Циркум-Тихоокеанского магматизма были освещены в изданном специальном сборнике (редактор Дж. Роддик, Канада) [6], крупная библиографическая сводка была составлена В. Питчер и Л. Агирре (Англия).

Краткие результаты геолого-структурных и петрологических обобщений состоят в следующем:

1. Ультрамафические и мафические породы в континентальной части Тихоокеанского обрамления свойственны только эвгеосинклинальным складчатым системам и имеют преимущественно палеозойский возраст (Южное Приморье СССР, Австралия, Новая Зеландия, Калифорния). Они представлены в основном дунитами, гарцбургитами, серпентинитами, норитами. Это хорошо видно на врезках по Новой Зеландии и Центральной Сьерра-Неваде.

Мезозойские и раннекайнозойские ультрабазиты и базиты локализуются по окраинам кон-

тинентов (Северо-Восточная и Юго-Восточная Азия, Аляска, Западная Америка, северная часть Южной Америки) и в переходной между континентом и океаном зоне.

В континентальной части Тихоокеанского пояса ультрабазиты характеризуются ассоциацией дунитов и гарцбургитов, для внутренней части обрамления, прилегающей к Тихому океану, типична ассоциация оливинитов, верлитов и пироксенитов.

Гипербазит-базитовый пояс Тихоокеанского кольца является глобальной петрологической структурой. Примечательна особенность пояса — это местами лентообразное размещение габброидных тел вдоль главных пограничных структурных швов (Монголо-Охотская система, Восточные Кордильеры Канады, северная часть Новой Гвинеи и др.).

2. Гранитоиды преобладают среди плутонических формаций Тихоокеанского подвижного пояса. Главные их массы сосредоточены в геосинклинально-складчатых системах, сводово-глыбовых областях и окраинно-континентальных вулканогенных поясах. В транзиталях (зонах перехода от континента к океану) проявления гранитоидного магматизма фиксируются главным образом в сиалических фрагментах зрелых островных дуг.

Небольшая часть гранитоидов фанерозойских эвгеосинклинальных складчатых систем (Сихотэ-Алинской, Монголо-Охотской, Анадырско-Корякской, Кордильер Северной Америки и др.) пространственно сопряжены с вулканогенно-кремнистыми толщами и интрузивными комплексами офиолитового сообщества, завершая развитие последнего. Породы представлены плагиогранитами, тоналитами, трондjemитами, ассоциирующими с более ранними габброидами.

Плагиограниты, гранодиориты, диориты и кварцевые диориты, характеризующие стадию островных дуг, представлены на Алеутских островах, Большой Курильской гряде, в системе Новая Гвинея — Соломоновы острова и др.

Наиболее представительная группа гранитоидов, связанная с процессами эвгеосинклинального орогенеза, известна в системах Лакланской (PZ₂), Новой Англии (PZ₃) на востоке Австралии, а также в позднепалеозойских структурах Китая, Монголии и Анд. К этой же группе принадлежат мезозойские гранитоиды Бирмано-Малаккской, Сихотэ-Алинской и Верхояно-Чукотской складчатых систем, Северо-Американских Кордильер и Анд. В них четко различаются гранодиорит-гранитовые и существенно гранитовые комплексы (тип «S»), не обнаруживающие очевидных связей с вулканическими породами, и различные по щелочности габбро-гранодиорит-гранитовые серии (тип «I»), тесно ассоциирую-

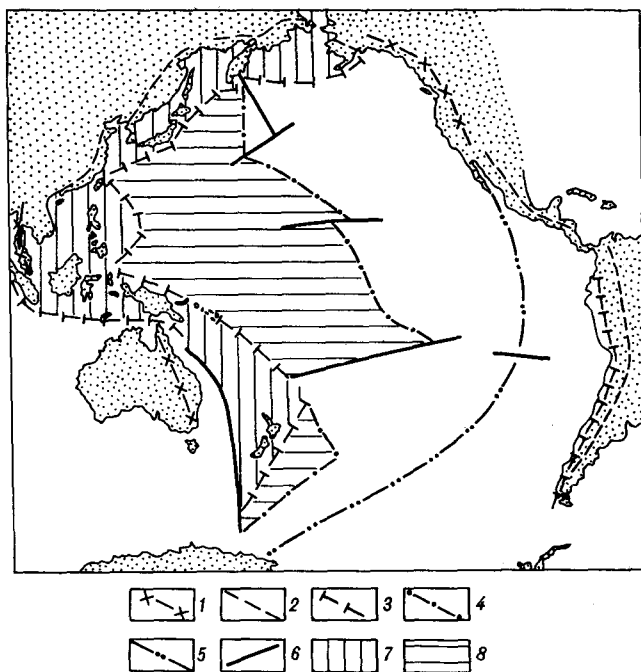


Рис. 1. Магматогенные георазделы Тихоокеанского региона.

1 — гранитоидные; 2 — риолитово-андезитовые; 3 — базальто-андезитовые; 4 — тоналитовые и щелочно-базальтоидные; 5 — существенно габброидные; 6 — разломы; 7 — переходная зона от континента к океану (транзиталь); 8 — область Западного Пацифика с «океанскими землями».

щие в пространстве и времени с продуктами вулканических извержений андезит-риолитового состава (рис. 1). Первые из них обычно приурочены к эвгеосинклинальным (Австралия, Сихотэ-Алинь) и миогеосинклинальным (Бирмано-Малаккская, Яно-Колымская и др.) складчатым системам. Они крайне ограничено развиты в структурах Северной и Южной Америки, что является примечательной особенностью гранитоидного магматизма Тихоокеанского обрамления. Эти гранитоиды слагают крупные (до 10 000 км²) плутоны, образующие линейные пояса и ряды, наследующие план разрывных нарушений. Нередко они приурочены к границам мио- и эвгеосинклинальных зон (Австралия, северо-восток СССР) и локализируются в мощных терригенных толщах.

Гранитоиды типа «I» характерны для эвгеосинклинальных складчатых систем: Анадырско-Корякской, Алазейско-Олойской, Восточно-Австралийской, Кордильер Северной Америки, Анд Южной Америки и др. Этого же типа породы слагают внегеосинклинальные плутоны, локализующиеся в ранее стабилизированных блоках земной коры. Внегеосинклинальные гранитоиды (триас — мел) наиболее ярко выражены в Становой и Дациньшань-Корейской сводово-глыбовых системах, а также в Цинь-

линской каледонской геосинклинально-складчатой системе [7].

Представительная по масштабам проявления группа гранитоидов, являющихся также составной частью габбро-гранитовых серий, связана с формированием окраинно-материковых вулканогенных поясов. Гранитоиды этих поясов находятся в тесных пространственно-временных связях с продуктами андезитового и дацит-риолитового вулканизма, образуя с ними вулканоплутонические ассоциации.

3. Щелочные магматические породы занимают крайне ограниченные площади. Они являются самостоятельными генетическими образованиями, связанными с заключительными фазами стабилизации складчатых систем. В герцинидах щелочные породы представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, в мезозоидах — щелочными гранитами, в кайнозоидах — щелочными базальтоидами. Щелочные базальтовые комплексы широко развиты в континентальных окраинах и островных дугах. Они подразделяются на существенно нагретые (Приморье, Северо-Восточный Китай, Сахалин, Хоккайдо, Курилы, Индонезия, Северная Америка и др.) и калиевые (Центральная Камчатка, Сихотэ-Алинь, Скалистые горы) комплексы.

4. Вулканические накопления краевых вулканических поясов представлены комплексами высокоглиноземистых базальтов, андезитов, игнимбритов кислого и умеренно кислого состава [1, 5].

Среди докайнозойских вулканических зон тектономагматической активизации необходимо указать Омолонскую (девонские андезит-риолитовые толщи), Индокитайскую (поздний палеозой), Патагонскую (средний мезозой), Большехинганскую (поздний мезозой) и Тасманскую (юрская трапповая формация).

Кайнозойские вулканы образуют Калифорнийско-Колумбийский ареал с районами рифтогенеза провинции Бассейнов и Хребтов, Колумбийских платобазальтов и андезитов Каскадных гор, а также Восточно-Австралийский, Индокитайский, и Сунгарийский ареалы с преобладающим развитием базальтов щелочного и толеитового типов.

Карта вместе с более широким синтезом данных о Тихоокеанском суперрегионе позволяет обосновать наличие крупнейших «магматогенных» планетарных георазделов. К ним относятся: окраинно-материковый андезит-риолитовый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и транзитальные: пироксенитовый базальтоидный и андезитовый — островодужный. Возможно, сюда следует добавить и гипербазитовые звенья транзитали, прослеживаемые на тысячи километров от Корякского нагорья через Камчатку, Сахалин, о. Хоккайдо и далее на

юг к островам: Филиппинским, Тимору, Сулавеси, Новой Гвинеи и Новой Зеландии.

С противоположной стороны океана выделяется Западно-Американский гранитоидно-вулканогенный геораздел с Кордильерским, Центрально-Американским и Андийским звеньями. Внутри Тихого океана известен Великий Тихоокеанский геораздел толеитовой — щелочно-базальтовой линии [4]. Все эти георазделы определяют глобальные глубинные, существенно мантийные зоны проницаемости литосферы с аномальным восходящим гребневидным потоком вещества и энергии. Эти принципиально важные магматогенные черты Тихоокеанского суперрегиона с особой силой подчеркивают его специфику и требуют существенного обновления глобальных тектонических концепций.

Немногие материалы, обосновывающие строение литосферной мантии по глубинным ксенолитам, обобщенные на схеме-врезке (рис. 2) к рассматриваемой карте (авторы Н. Добрецов, Н. Соболев), склоняют к следующим выводам: 1) переходные (транзитальные) области — Азиатско-Тихоокеанская и Австрало-Тихоокеанская, принадлежат эколгит-пироксенит-перидотитовой мантии с преобладающей анортит-форстеритовой и подчиненной шпинель-пироксеновой фациями под поверхностью Мохо; 2) на стыке с материковыми структурами протягиваются зоны того же типа мантии, но уже с приоритетом шпинель-пироксеновых образований, связанных с ультрабазитовой мантией; 3) отдельные звенья Западно-Американского геораздела состоят из ультрабазитовой мантии (система Инсуляр и смежная зона Кордильер) и эколгит-пироксеновой мантии (Калифорнийско-Мексиканское звено); 4) Андийско-Тихоокеанский геораздел находится на стыке шпинель-пироксеновых и анортит-форстеритовых глубинных фаций; 5) к Великому Тихоокеанскому георазделу тяготеет гавайский эколгит-пироксенит-перидотитовый тип литосферной мантии с анортит-форстеритовыми глубинными фациями.

Шпинель-пироксеновая фация (под 7 кбар при 1100 °С) соответствует обычно толщине континентальной коры (30—40 км). Глубже 70 км располагается графит-пироповая фация, породы которой фиксируются в ксенолитах кимберлитовых трубок; базальтоидами выносятся ксенолиты переходной гранат-шпинелевой зоны (глубина 70—100 км). Анортит-форстеритовая фация (глубина менее 20 км) характеризует верхнюю часть океанической или переходной мантии с тонкой базитовой (или переходной) корой.

Следует отметить, что эти данные, основанные на минералогической и петрохимической информации, полученной по результатам изу-

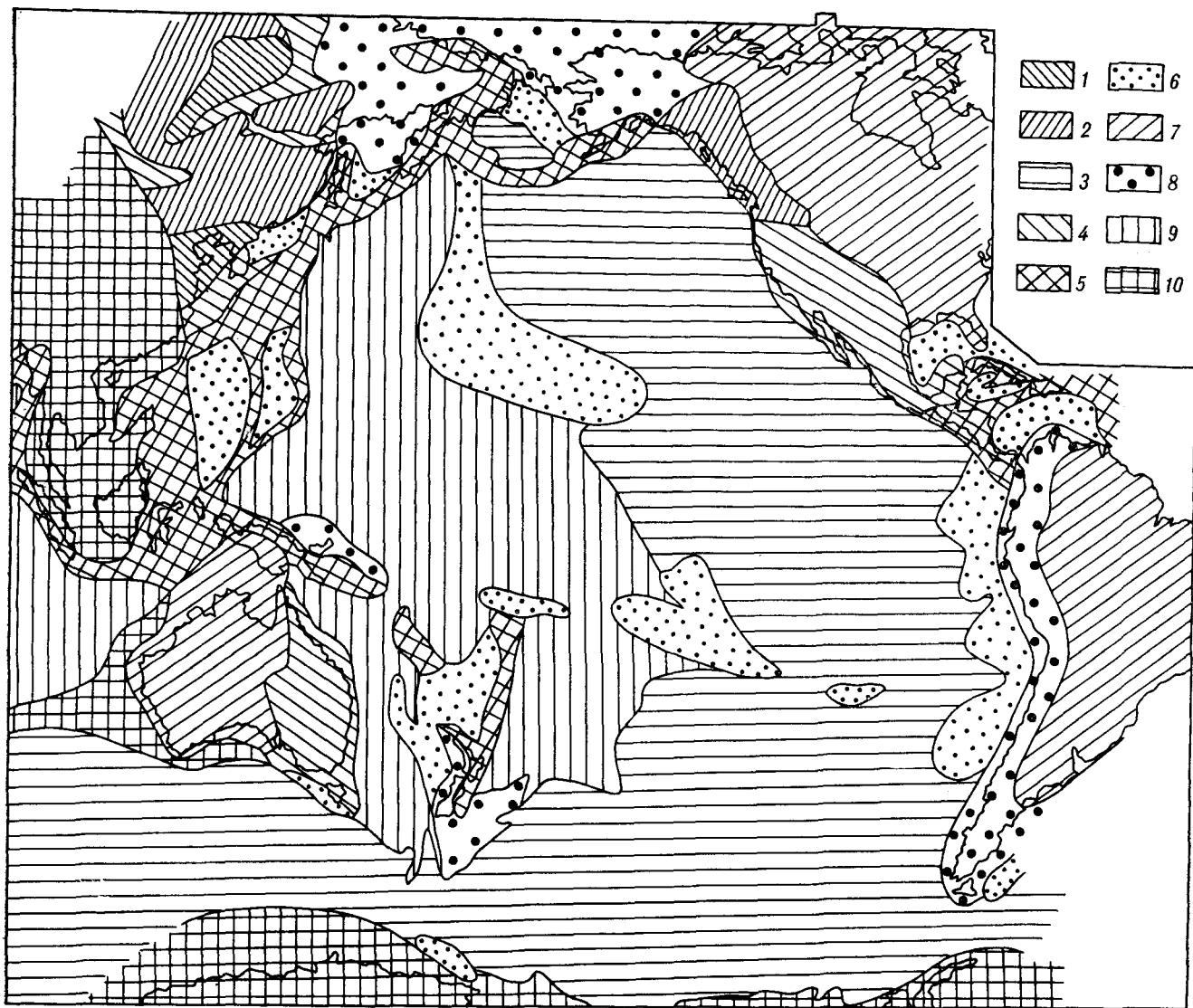


Рис. 2. Схема строения литосферной мантии (по глубинным ксенолитам). Составили: Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев. Состав мантии: 1—3 — ультрабазитовый (фации под поверхностью Мохо: 1 — графит-пироповая; 2 — шпинель-пироксеновая; 3 — анортит-форстеритовая); 4—6 — эклогит-пироксенит-перидотитовый (фации под поверхностью Мохо: 4 — шпинель-пироксеновая; 5 — шпинель-пироксеновая и анортит-форстеритовая; 6 — анортит-форстеритовая); 7—10 — нерасчленившийся (фации под поверхностью Мохо: 7 — графит-пироповая; 8 — шпинель-пироксеновая; 9 — анортит-форстеритовая; 10 — графит-пироповая и шпинель-пироксеновая).

чения глубинных ксенолитов в кимберлитах, сугубо предварительны. Однако они свидетельствуют о важнейших глубинных неоднородностях литосферной мантии, в целом подтверждающих вышеуказанную систему Тихоокеанских магматогенных георазделов.

Составленная коллективными усилиями ряда тихоокеанских стран карта подводит итоги определенного этапа (1974—1984 гг.) полевых и специальных картографических работ. Последние осуществлялись в Советском Союзе. Представляется целесообразным продолжить эти работы по новой программе с существенным расширением редакторского и авторского

коллектива и привлечением новейших материалов как по Тихоокеанскому обрамлению, так и по дну океана.

Завершающая работа по составлению карты проводилась в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте ДВО АН СССР. Основными использованными материалами явились геологические и специальные магматические карты, схемы, присланные геологами ряда стран Тихоокеанского региона и, в частности, США (Д. Брю, П. Бейтман, Д. Хайндман), Канады (Д. Роддик), Мексики (Г. Гастилл), Колумбии (М. Масиа), Южной Америки (Е. Коббинг, В. Питчер, Л. Агирре),

СССР (Е. Б. Бельтнев, А. П. Милов, А. П. Соболев), Японии (Т. Нозава, Н. Ямада, Н. Мураками), Южной Кореи (О. Ким, Д. Ли),

Таиланда (С. Сансилпонг), Папуа — Новой Гвинеи (Х. Девис), Австралии (А. Уайт) и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вулканические пояса Востока Азии.*— М.: Недра, 1984.
2. *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника.*— Л.: Недра, 1978.
3. *Карта Циркум-Тихоокеанского магматизма.*— М-б 1 : 10 000 000.— Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ/МИНГЕО СССР.— Л., 1988.
4. *Красный Л. И.* О Великом Тихоокеанском георазде-

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

- ле // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 242. № 5.— С. 1148—1151.
5. *Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф., Сидоров А. А.* Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов — особенности строения магматизма и металлогении // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 2.— С. 24—31.
6. *Circum-Pacific Plutonic Terranes.* Inc. memoir.— The geological Society of America, 1983.
7. *Geology of Granites and their Metallogenic relations.*— Beijing China, 1984.

Поступила в редакцию
3 ноября 1989 г.

УДК 550.831 : 551.24

В. Н. Сеначин

ГЛУБИННОЕ ПЛОТНОСТНОЕ СТРОЕНИЕ МАРИАНСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ МНГОВАРИАНТНОГО РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

Проведено многовариантное моделирование плотностного строения верхней мантии Марианской островной системы с использованием решения обратной линейной задачи гравиметрии на ЭВМ. Рассматриваются вопросы методики построения плотностного раз-

Активные океанические окраины, образующие системы окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб, характеризуются интенсивными гравитационными аномалиями, обусловленными глубинными мантийными источниками. На качественном уровне хорошее толкование этим аномалиям дает тектоника литосферных плит: тяжелая, холодная океаническая литосферная плита погружается в мантию под островной дугой, создавая тем самым положительную гравитационную аномалию [17], и процесс этот сопровождается, или обусловлен, поднятием из глубин мантии легкого горячего мантийного диапира, создающего разуплотнение под островной дугой и, соответственно, отрицательную аномалию в гравитационном поле [6, 10]. Однако, изучение отдельных систем островных дуг показывает, что не всегда это толкование объясняет наблюдаемые гравитационные аномалии. Одной из таких систем является Марианская островная система.

Глубинные плотностные модели Марианской островной системы, построенные разными исследователями, значительно отличаются друг от друга, представляя тем самым наглядный пример неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии. Тем не менее, во всех моделях можно отметить одну интересную особенность: после исключения из аномалий в свободном воздухе гравитационного эффекта земной коры в остаточной кривой не наблюдается региональной положительной «мантийной» аномалии, характерной для большинства активных океанических окраин [3, 20].

Теоретические расчеты плотности в погружающейся в мантию литосферной плите основываются, главным образом, на расчетах аномальных температур, образующихся в плите

реза по используемому алгоритму. Полученная модель сравнивается с моделями, построенными другими авторами для данного района. Сделан вывод об аномальности плотностного строения Марианской зоны субдукции в ряду других активных океанических окраин.

при погружении в горячее вещество астеносферы [9]. Расчеты, проведенные разными исследователями в различных зонах субдукции, дают довольно близкие значения уплотнения в субдуктирующей плите в пределах $+0,04 \div \div 0,05 \text{ г/см}^3$ [2, 17, 20]. Такое уплотнение должно создавать аномалию гравитационного поля с амплитудой не менее 150 мГал. Кроме того, в погружающейся плите должны происходить фазовые изменения вещества: базальта земной коры в эклогит на глубине 30—50 км [11] и оливина литосферы в шпинель на глубине 300—400 км, которые также приводят к ее утяжелению [14].

Таким образом, на основании теоретических расчетов следует ожидать во всех активных океанических окраинах положительную «мантийную» гравитационную аномалию с амплитудой не менее 150 мГал. Но тесное соседство с нагретой аномальной мантией под островной дугой значительно осложняет картину.

При интерпретации гравитационного поля на активных окраинах возникает трудность разделения положительной и отрицательной мантийных аномалий, все попытки которого неизбежно приводят к неоднозначности решения. Поэтому чаще всего принимают на основании теоретических расчетов аномальную плотность в погружающейся плите $+0,05 \text{ г/см}^3$ и подбирают плотность и форму аномального разуплотнения над сейсмофокальной зоной по соответствию с наблюдаемым гравитационным полем. По такому пути пошел В. В. Сэджер при построении глубинной плотностной модели Марианской островной системы и был вынужден компенсировать гравитационный эффект погружающейся плиты несколькими разуплотнениями, существование которых хоть и

вероятно, но все-таки спорно [20]. Он углубил на 2 км корень фронтальной дуги, определенный по сейсмическим данным [19], и фазовый переход базальта земной коры в эклогит установил на глубине 80 км. Если первое можно объяснить недостатком сейсмической информации под Марианской дугой, и это является особенностью только данного района, то второе должно быть характерным для всех районов субдукции и проявляться в остаточных гравитационных аномалиях, однако этого не наблюдается [4].

А. Г. Гайнанов с соавторами при построении плотностных разрезов Марианской окраины подбирает плотность в погружающейся плите по соответствию с наблюдаемым гравитационным полем и получил, что наилучшая согласованность достигается в моделях с аномальным значением $+0,01 \div 0,02$ г/см³ [3]. Такое слабое уплотнение объясняется уменьшением разности плотности между литосферой и астеносферой, однако, самая древняя океаническая плита, погружающаяся в Марианском желобе, может быть и более плотной из-за большой мощности и более низких температур.

В. Ю. Косыгиным и В. Н. Сеначиным был построен плотностной разрез Марианской островной системы по субширотному профилю, пересекающему желоб в районе 23° северной широты [8]. Модель получена методом автоматизированного решения на ЭВМ обратной двухмерной задачи гравиметрии в линейной постановке по алгоритму В. И. Старостенко [12]. Данный алгоритм позволяет рассчитывать плотности в блоках на разрезе с фиксированным положением границ. Преимущество метода заключается в том, что полученное решение целиком определяется только распределением гравитационного поля в рамках заданной априорной модели и практически не зависит от субъективного взгляда человека. Как показывают результаты контрольных вычислений, этот метод хорошо работает в районах с достаточно полной априорной информацией на разрезе (четко определенное положение всех сейсмических границ, данные скважинных определений плотности и т. п.) [5]; в условиях же изучения верхнемантийных источников в силу недостатка априорной информации достоверность полученного решения значительно понижается. Тем не менее, региональное распределение плотности на разрезе, полученном В. Ю. Косыгиным и В. Н. Сеначиным, заслуживает рассмотрения в ряду моделей других авторов. В составленной нами априорной модели погружающаяся плита задавалась с аномальной плотностью $+0,05 \div 0,10$ г/см³. В результате решения обратной задачи получили следующее: в нижней части разреза, на глубине 180—250 км плотность погружающейся

плиты существенно не изменилась, но она оказалась окруженной сверху и снизу значительным разуплотнением вмещающей мантии; в верхней части плиты ее аномальное уплотнение свелось к нулю, а в подкоровом слое между желобом и островной дугой выделилась область сильного разуплотнения.

Таким образом, ни одна из предложенных моделей строения Марианской островной системы не удовлетворяет современным представлениям о процессе субдукции, и все они лишь подчеркивают аномальность строения Марианской окраины в ряду других активных океанических окраин. Поэтому изучение строения верхней мантии данного района представляет особый интерес для развития теории субдукции и должно продолжаться в будущем всеми геофизическими методами. В настоящее же время, видимо, в качестве вероятной модели плотностного строения Марианской системы следует принять наиболее простую модель, удовлетворяющую наблюдаемому гравитационному полю.

Для построения такой модели была предпринята попытка продолжить моделирование плотностного разреза по субширотному гравиметрическому профилю через Марианскую островную дугу в районе 23° северной широты и рассмотреть все возможные варианты строения данного региона. Для проведения такого моделирования удобно использовать метод автоматизированного решения на ЭВМ обратной задачи гравиметрии, применявшийся нами ранее [8]. Достоверность получаемых решений может быть достигнута, если в качестве априорной модели задавать «загрубленную» модель, т. е. выделять на ней лишь крупные однородные блоки мантии, соответствующие общим представлениям о строении верхней мантии активных окраин и проводить многократное решение обратной задачи при различных начальных параметрах априорной модели. Для этих целей в существующую программу решения обратной задачи на ЭВМ и в методику построения априорной модели был внесен ряд существенных изменений, который позволил решать обратную задачу в новой постановке. Ниже приводятся результаты выполненной работы.

Методика проведения расчетов. В программу решения обратной задачи заложен алгоритм вычисления гравитационного эффекта от двухмерных тел с сечением в форме трапеции с вертикальными боковыми сторонами. Поэтому для решения обратной задачи плотностной разрез может разбиваться только на блоки соответствующей трапецидальной формы. Это вызывает некоторые неудобства при составлении априорной модели. Однако, любое тело произвольной формы всегда можно разбить на

определенное число вертикальных трапеций, а гравитационный эффект от такого тела будет равен сумме гравитационных эффектов всех слагающих его трапеций, и поэтому небольшое изменение, внесенное в программу, позволило решать обратную задачу на ЭВМ с подбором плотности в блоках произвольной формы.

При построении глубинных плотностных разрезов верхней мантии необходимо увязывать распределение плотности по глубине с нормальным распределением плотности, как указывает В. И. Старостенко [13]. Если строить плотностное распределение на основании известных соотношений скорость — плотность, то получаемые плотностные распределения могут различаться в разных районах на сотни и даже тысячи миллигал по общему гравитационному эффекту. В действительности же наблюдаемые на поверхности Земли аномалии в свободном воздухе изменяются в пределах нескольких сотен миллигал и определяются главным образом изменениями в рельефе земной поверхности. Так как мы научились распознавать в верхней мантии объекты только больших размеров — в десятки и сотни километров, то естественно предположить, что плотностные аномалии в таких объектах различаются в пределах нескольких сотых долей грамм в кубическом сантиметре. А. Г. Гайнанов с соавторами, проанализировав зависимость остаточных аномалий гравитационного поля от скоростных неоднородностей верхней мантии, отметил, что наилучшее соответствие достигается, если предположить, что при изменении скорости на 0,1 км/с плотность в верхней мантии меняется на 0,01 г/см³ [4]. При построении плотностного распределения в априорной модели было принято это соотношение, и на разрезе были выделены наиболее характерные неоднородности в мантии — например, зоны инверсии скорости на астеносферных глубинах, соответствующие состоянию частичного плавления. Кроме того, распределение плотности подбиралось так, чтобы общий гравитационный эффект от априорной модели соответствовал по уровню гравитационному эффекту от нормального плотностного распределения, т. е. обратная задача решалась без выделения постоянной составляющей регионального фона. В качестве нормального распределения верхней мантии был взят нормальный плотностной разрез океанической котловины, рассчитанный В. Г. Козленко [7] по данным А. М. Дзевонского с соавторами [16].

Были введены очень жесткие ограничения на возможные изменения плотности в процессе решения обратной задачи. Мы пренебрегли математической строгостью в оценке состоятельности получаемого решения, что позволило получать решения, гарантированно отвеча-

ющие современным представлениям о распределении плотности в коре и верхней мантии. Кроме того, некоторые блоки в априорной плотностной модели задавались с жестко определенной плотностью без изменений в процессе решения. Это позволило, во-первых, во многом облегчить процесс подготовки данных для расчетов на ЭВМ; во-вторых, закрепляя попеременно плотность в тех или иных телах на разрезе, можно проводить многовариантное решение, на необходимость которого указывал В. И. Старостенко [13], и выбирать из множества полученных решений наиболее приемлемые.

По сути дела, предложенная методика решения обратной задачи сводится к подбору плотностной модели вручную, так как на долю ЭВМ выпадает лишь завершающая подгонка значений плотности в пределах узких рамок ограничений. Однако, как показывает практика, в условиях недостатка сейсмической информации о строении изучаемого района нельзя целиком полагаться на ЭВМ. Но вместе с тем использование для таких задач программы автоматизированного решения обратной задачи значительно облегчает построение плотностной модели и позволяет проводить многовариантный анализ строения изучаемого района.

Априорная плотностная модель. Моделирование проводилось по разрезу вдоль субширотного гравиметрического профиля (вдоль 23° северной широты) длиной около 900 км, пересекающего восточную часть котловины Паресе-Вела, Марианскую островную дугу, желоб, и выходящую на 250 км от оси желоба в сторону океана. При измерении гравитационного поля использовались набортные гравиметры типа ГМН, позволяющие получать высококачественные данные. Одновременно с гравиметрической проводилась батиметрическая съемка. Гравиметрический профиль был продолжен на восток еще на 300 км значениями, снятыми с карты А. В. Уотса [22], так как при изучении глубинного плотностного строения активных океанических окраин необходимо учитывать распределение гравитационного поля на расстоянии не менее 500 км от желоба в сторону океана.

При моделировании плотностных границ земной коры были использованы сейсмические данные С. Мураучи с соавторами [19]. В основу плотностного распределения верхней мантии положены результаты сейсмических и сейсмологических исследований, выполненных японскими и американскими геофизиками, представленные в работах: для океанической мантии — [15]; для котловины Паресе-Вела — [21]. Положение субдуктирующей плиты было определено по положению сейсмофокальной зоны на данном участке Марианской дуги [18].

Рассчитанная плотностная модель. В разных вариантах решения обратной задачи на ЭВМ менялись априорные задания плотности в земной коре и мантии и пределы их изменения. Некоторые участки на разрезе считались с «закрепленными» значениями плотности, т. е. диапазон изменения плотности для них задавался равным нулю. Качество полученного решения оценивалось по величине среднеквадратического отклонения расчетной кривой гравитационного поля от наблюдаемой при условии, что все значения плотности в модели не выходят за рамки допустимых по современным представлениям о строении недр Земли.

В результате расчетов было обнаружено, что наиболее удовлетворительные решения получаются при закреплении априорных значений плотности мантии под океанической частью разреза. При таком условии среднеквадратическое расхождение наблюдаемого и расчетного гравитационных полей получается в пределах 7 ± 8 мГал.

Под котловиной Паресе-Вела рассчитанная плотность в астеносферном слое получается в пределах $-0,015 \div 0,020$ г/см³, т. е. с некоторым уплотнением относительно априорной модели. Под островной дугой в этом слое получается разуплотнение величиной от $-0,04$ до $-0,05$ г/см³. Эти значения вполне соответствуют общепринятой модели строения активных океанических окраин [17].

Аномальная плотность погружающегося блока литосферы задавалась значениями $+0,05$ г/см³; $+0,02$ г/см³; $+0,00$ г/см³. Во всех вариантах в процессе решения обратной задачи ее плотность сводилась к минимальным значениям (к нулю); при решении с закрепленным значением $+0,05$ г/см³ значительно увеличивалось расхождение наблюдаемого и расчетного гравитационного полей. При решении с закрепленным значением $+0,02$ г/см³ это расхождение получалось незначительно увеличенным (примерно на 1–2 мГал). При разделении погружающейся плиты на части верхний блок до глубины 220 км стремился к разуплотнению вплоть до отрицательных значений, а нижний уплотнялся в некоторых случаях до $+0,06$ г/см³. В погружающейся земной коре практически всегда получалось разуплотнение до глубины 80 км в пределах от 0 до $-0,4$ г/см³, глубже — уплотнение до предельного значения $+0,3$ г/см³. Вместе с тем, решение обратной задачи без выделения земной коры в погружающейся плите показало, что эти блоки не оказывают значительного влияния на получаемые решения, так как их общий гравитационный эффект мал. В блоке предполагаемого повышения фазовой границы оливин — шпинель в зоне субдукции получались значения плотности от 0 до $+0,06$ г/см³

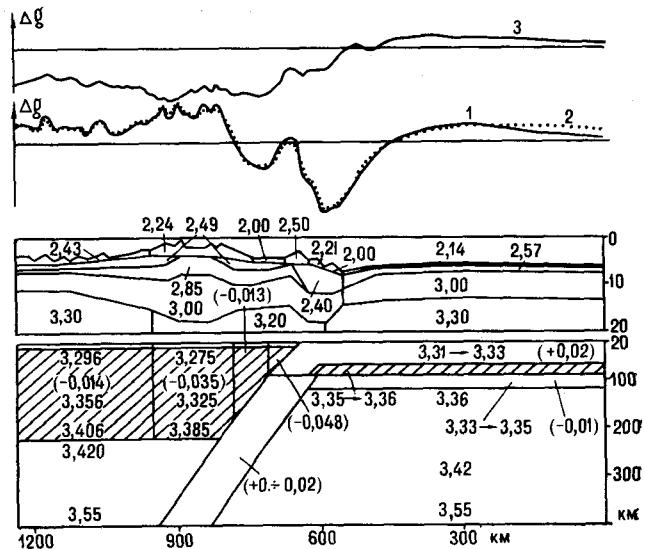


Рис. 3. Рассчитанная плотностная модель Марианской островной системы.

Цифрами показаны абсолютные значения плотности в блоках (в скобках приведены аномальные значения плотности). В верхней мантии глубже 20 км предполагается градиентное нарастание плотности. Кривые сверху рисунка: 1 — аномалия в свободном воздухе, 2 — гравитационный эффект от полученной модели; 3 — остаточная мантийная аномалия после вычета гравитационного эффекта земной коры.

против ожидаемых $+0,27$ г/см³. Следует отметить, что длины гравитационного профиля недостаточны для выделения полной аномалии гравитационного эффекта данного блока, и его влияние проявляется большей частью в выделяемом региональном фоне.

В астеносферном слое под внутренним склоном желоба выделяется значительное разуплотнение, аномальная плотность в котором часто достигала предельно заданных значений (до $0,085$ г/см³). В других островных системах подобных аномалий плотности не наблюдается. Анализируя все полученные решения, можно заметить, что на разрезе намечается тенденция к разуплотнению литосферы и астеносферы мантии на участке от оси желоба до островной дуги. Это разуплотнение может захватывать верхнюю часть погружающейся плиты. Отмечается также неустойчивость выделения регионального фона и его взаимосвязь с распределением плотности под котловиной Паресе-Вела. Градиент регионального фона меняется от 0 до $+0,03$ мГал/км; при максимальных значениях градиента уменьшается плотность в астеносфере под котловиной и увеличивается в литосфере иногда до $+0,04$ г/см³.

Окончательная плотностная модель, полученная нами, — наиболее простая и отвечающая современным данным о строении мантии островных систем, представлена на рис. 3. Плотность верхней мантии приведена здесь к абсолютным значениям. Среднеквадратическое рас-

хождение наблюдаемого и расчетного гравитационного поля для данной модели составляет 8,3 мГал. Коэффициенты регионального фона равны нулю.

В земной коре представленной модели значительных аномалий плотности не наблюдается. Исключение составляет лишь разуплотнение во втором слое в блоке, примыкающем к желобу с внутренней стороны,—здесь плотность понижена до предельного значения 2,4 г/см³. Следует отметить, что на разрезе, построенном В. В. Сэджером, отмечается такое же разуплотнение [20]. Объяснить его можно, вероятно, разрушением верхней кромки литосферного клина, наползающего на погружающуюся плиту.

Океаническая часть мантии задавалась для решения обратной задачи с фиксированным плотностным распределением, поэтому плотность здесь соответствует априорно заданным значениям. В мантии окраинного моря выделяются значительные аномалии плотности. Под котловиной Паресе-Вела в астеносферном слое рассчитанное разуплотнение составляет $-0,014$ г/см³ против предполагаемого $-0,030$ г/см³. Под островной дугой астеносфера более разуплотнена, здесь его величина достигает $-0,035$ г/см³. В астеносферном клине, примыкающем к погружающейся плите, величина разуплотнения достигает $-0,048$ г/см³. Выделяется также значительное разуплотнение и в литосфере на данном участке профиля.

Плотность в погружающемся блоке литосферы, как уже было показано, стремится к плотности вмещающей мантии. Вместе с тем известно, что сейсмофокальные зоны характеризуются повышенными значениями скоростей сейсмических волн. Это дает основание предполагать повышенную плотность в погружающейся плите. Для данного разреза можно допустить слабое уплотнение погружающейся плиты в пределах $0 \div 0,02$ г/см³, однако, вероятнее всего, эта величина на порядок меньше максимально допустимой. Данная модель рассчитывалась при аномальной плотности $+0,001$ г/см³.

Представленная модель не является наилучшей в оценке согласованности с наблюдаемым гравитационным полем. Как уже отмечалось,

на разрезе намечается тенденция к разуплотнению верхней части погружающейся плиты, однако такую картину трудно объяснить в рамках процесса субдукции: это должно означать резкое изменение режима субдукции с какого-то определенного времени, произошедшее в прошлом, что привело к разрыву плиты, либо к интенсивному нагреванию и проплавлению ее верхней части. В любом случае это отразилось бы в сейсмофокальной зоне перерывом землетрясений на определенной глубине, однако на нашем участке, например, такого перерыва не наблюдается [18]. Поэтому такая модель была отвергнута. Следует отметить однако, что и в принятой нами модели разуплотнение в мантии под внутренним склоном желоба вряд ли можно объяснить иначе, чем интенсивным разогревом вещества.

Можно также поспорить о полученном отсутствии регионального фона в гравитационном поле. Над окраинными морями наблюдается, как правило, региональное повышение гравитационных аномалий, определяемых по спутниковым данным, которое обусловлено существованием на большой глубине (примерно 1000 км) слоя с повышенной плотностью [1]. Иногда его связывают с остатками погружившейся плиты. В Филиппинском море не наблюдается четкой спутниковой аномалии, и это дает основание не выделять в нашей модели региональный фон. Вместе с тем, как уже отмечалось, можно подобрать модель и со слабым градиентом регионального фона.

Полученная нами модель, как и модель А. Г. Гайнанова с соавторами [3], не согласуется с теоретическими расчетами плотности в погружающейся плите, проведенными, например, В. В. Сэджером для Марианской дуги. Конечно, эти расчеты упрощены и не учитывают множества факторов, влияющих на температуру и плотность вещества, однако, модели, построенные во многих других районах субдукции, дают значения плотности, близкие к теоретическим [2, 17]. Поэтому искать объяснение данному факту следует прежде всего в особенностях строения Марианской системы, изучение которой должно быть продолжено с использованием всех геолого-геофизических методов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1978.— № 2.— С. 3—17.
2. Гайнанов А. Г. Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 5.— С. 21—30.
3. Гайнанов А. Г., Гилод Д. А., Мазурова И. С., Строев П. А. Гравитационное поле и строение литосферы Филиппинского моря // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол.— 1987.— № 3.— С. 70—78.
4. Гайнанов А. Г., Строев П. А., Булычев А. А., Водников А. Г. Гравитационное поле и плотностные модели литосферы и астеносферы дальневосточных окраинных морей // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 2/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 9—10.
5. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной

- интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 1.— С. 107—112.
6. *Кариг Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 266—288.
 7. *Козленко В. Г.* Системная интерпретация геофизических полей.— Киев: Наук. думка, 1984.
 8. *Косыгин В. Ю., Сеначин В. Н.* Плотностная модель тектоносферы Идзу-Марианской системы окраинное море — дуга — желоб — океан // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 5.— С. 12—22.
 9. *Маккензи Д. П.* Тектоника плит // Природа твердой Земли.— М.: Мир, 1975.— С. 180—210.
 10. *Паккэм Дж., Фалви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 288—314.
 11. *Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 7—26.
 12. *Старостенко В. И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наук. думка, 1978.
 13. *Старостенко В. И.* О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.— С. 120—122.
 14. *Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред.— Ч. 2.— М.: Мир, 1985.
 15. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and exploration at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by long-shot experiment // The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin/Ed. G. H. Sutton, M. H. Moberly, R. Moberly.— Washington: Amer. Geophys. Union, 1976.— P. 135—153.
 16. *Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R.* Parametrical simple Earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth and Planet. Inter.— 1975.— V. 10, N 1.— P. 12—48.
 17. *Grow I. A., Bodin C. O.* Evidence for high density mantle beneath the Chile Trench due to descending lithosphere // J. Geophys. Res.— 1975.— V. 80, N 11.— P. 1449—1458.
 18. *Katsumata M., Sykes L. R.* Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions // Ibid.— 1969.— V. 72.— P. 5923—5948.
 19. *Murauchi S., Den N., Asano S. et al.* Crustal structure of the Philippine Sea // Ibid.— 1968.— V. 73, N 10.— P. 3143—3171.
 20. *Sager W. W.* Mariana arc structure inferred from Gravity and Seismic Data // Ibid.— 1980.— V. 85, N B10.— P. 5382—5388.
 21. *Seekins L. S., Teng T. L.* Lateral variations in the structure of the Philippine Sea plate // Ibid.— 1977.— V. 82, N 2.— P. 317—324.
 22. *Watts A. B.* Gravity Field of the Northwest Pacific Ocean Basin and its Margin: Philippine Sea (one chart and summary statement)/Geol. Soc. Am. Map Chart, 1976.

УДК 549.761.34(265.54)

Н. В. Астахова, Е. Г. Ожогина, И. Б. Цой

БАРИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Приводятся данные о строении, минеральном и химическом составе и возрасте баритовых конкреций, поднятых при драгировании западного склона хребта Окусири в районе северного замыкания Центральной котловины Японского моря.

В этом районе обнаружены конкреции, образованные мелкозернистым баритом, и конкреции, имеющие необычное внутреннее строение. Краевая часть последних, толщиной 2—6 мм, образована мелкозернистым баритом, а в центральной части находится черный прожилок (плоскость, секущая конкрецию по длине). Пространство между коркой и прожилком заполнено

Первые находки баритовых конкреций в осадках Мирового океана были сделаны в тропических морях. Они были найдены около Цейлона на глубине 1235 м, у острова Кэй (к юго-западу от Новой Гвинеи) на глубине 304 м в голубом иле, на Калифорнийском шельфе [3]. Многочисленные баритовые конкреции были обнаружены в конце 60-х годов у берегов о. Хонсю, между п-овом Ога и о. Садо. Эти находки приурочены к банкам Сингури, Торимигури, Окикамагури, Мукайси, Кошиишио [5, 6]. Упоминается также о находках баритовых конкреций в заливах Акита и Садо [5].

В 28-м рейсе НИС «Первенец» большое количество баритовых конкреций было поднято с глубины 1200—1300 м при драгировании крутого уступа в юго-восточной части возвышенности Северное Ямато [2]. У берегов о. Хонсю наибольшая концентрация баритовых конкреций обнаружена на банке Сингури. Конкреции имеют субсферическую форму, диаметр их от 1 до 30 см. На остальных банках было поднято несколько мелких конкреций веретенообразной и неправильной формы, до 2 см в поперечнике.

Поверхность конкреций ровная, серого цвета. Внутреннее строение у одних конкреций однородное, у других выделяются темно-серая центральная часть и ряд концентрических слоев светло- и темно-серого цвета. Во внутренней части некоторых конкреций отмечаются кальцитовые прожилки. В шлифах видно,

диатомовым илом верхнемиоценового возраста. Содержание $BaSO_4$ в валовой пробе 69,1 %, в краевой части — 77,5 %, в черном прожилке 84,9 %. Кроме того, в черном прожилке отмечается повышенное содержание Fe_2O_3 (4,1 %) и мышьяка (0,1 %).

Так как хр. Окусири является восточным бортом шовного разлома, можно говорить о том, что источником бария в данном случае являлись гидротермальные растворы. Образование барита произошло, вероятно, в толще диатомового ила при реакции барийсодержащих растворов с сульфатами иловых вод осадка.

что основная масса конкреций представлена мелкозернистым баритом (размер частичек 0,02—0,1 мм) с примесью радиолярий, диатомей и терригенных минералов. Содержание $BaSO_4$ в конкрециях варьирует от 62,69 до 84,84 %. Баритовые конкреции приурочены к толще диатомовых аргиллитов, возраст которых, по данным диатомового анализа, — конец среднего — начало позднего миоцена [5].

Конкреции возвышенности Северное Ямато имеют различную форму и размеры. Встречаются шаровидные, диаметром 3—7 см; валикообразные и гантелевидные диаметром 1,5—7 см и длиной от 3 до 32 см; лепешковидные, диаметром 4—7 см и толщиной 1,5—2 см. Поверхность их в разной степени покрыта пленкой гидроокислов марганца. Внутренняя часть конкреций светлая, со слегка зеленоватым оттенком и характеризуется неравномерным кристаллическим строением. Центральная часть конкреций сложена крупнокристаллическим лучистым баритом, с размерами кристаллов до 1,2 см. Периферийная часть образована радиально-лучистым баритом, но кристаллы здесь заметны лишь под микроскопом. Здесь же отмечается примесь радиолярий и диатомей. Содержание $BaSO_4$ в центральной части конкреции — 98 %, в краевой — 74 %. Конкреции приурочены к толще диатомового осадка верхнемиоценового возраста [2].

При ревизии каменного материала, поднятого в районе Северного замыкания Центральной котловины Японского моря (33-й рейс

НИС «Первенец»), было вновь обнаружено несколько конкреций барита (ст. 1711). Драгирование на этой станции велось в интервале 1560—1400 м на западном склоне хребта Окусири. Вместе с конкрециями в драге находилось большое количество ила, глыба базальтов, галька базальтов и андезитодацитов, кремнистые алевролиты и аргиллиты светлого цвета с зеленоватым оттенком, слабоуплотненные зеленовато-серые песчано-глинистые породы с редкими ходами червей. Конкрекции имеют шаровидную и эллипсоидальную форму. Поверхность их серого цвета, слегка шероховатая.

На срезе шарообразной конкреции диаметром 4 см (обр. 1) отчетливо выявляется зональное строение: темно-серое ядро и более светлая оторочка толщиной 0,5 см. Конкреция образована мелкопористым баритом, в шлифе отмечается большое количество диатомей разной сохранности и очень мелкие глобулы диагенетического пирита. Пирит развивается как по основной массе, так и по органическим остаткам.

Другая шаровидная конкреция диаметром 5 см, как самая легкая, была разбита на борту судна. Внутри находился песчано-глинистый осадок. Сохранился обломок размером 7×5 см с максимальной толщиной 2 см (обр. 2). Внешнюю часть оболочки конкреции составляет корка толщиной 4—6 мм, серого цвета. Внутренняя часть более светлая, пористая, с ямчатой поверхностью. Размер пор не превышает 1 мм. Создается впечатление, что она образована многочисленными сросшимися оолитами песчаной размерности. Граница с внешней частью оболочки довольно отчетливая.

Две конкреции овальной формы наиболее интересны и значительно отличаются от всех ранее описанных. Первая из них уплощенной формы. Размер максимального сечения $2,5 \times 1,5$ см. Первоначальная длина около 6 см (обр. 3). Вторая конкреция более округлая. Размер максимального сечения $2,5 \times 2$ см (обр. 4). Следует отметить, что один краешек по удлиненной оси у обеих конкреций отбит.

На распиле хорошо видно необычное строение конкреций (рис. 1). Внешнюю часть их составляет слой серого мелкокристаллического барита шириной в первом случае 3 мм, во втором 2 мм, в раздувах до 6 мм. В центральной части конкреций находится черный прожилок (плоскость, секущая конкрецию по длине). В первом случае он выходит за пределы конкреции, во втором — оканчивается во внешнем слое. Толщина черного прожилка колеблется от 1 до 5 мм. На старых сколах он рыжий за счет гидроокислов железа. Пространство между коркой и прожилком заполнено диатомовым илом (см. рис. 1, 2). Инфракрасный



Рис. 1. Баритовая конкреция (обр. 4).

спектр поглощения барита серого цвета снят на спектрофотометре UR-20 в области $400—3800 \text{ см}^{-1}$ по стандартной методике (0,5 мг образца таблетировались с 300 мг KBz). Полученный спектр (рис. 3) подобен эталонному спектру барита, приведенному в атласе Менке. Черный прожилок по данным рентгеноструктурного анализа определен также как барит (табл. 1).

Микротвердость серого барита, замеренная на микротвердомере ПМТ-3 при нагрузке 50 г и экспозиции 10 с, равна 183,5—203 кгс/мм². Черный барит имеет меньшую твердость 130—132 кгс/мм², что, возможно связано с методической ошибкой, так как полированный шлиф дотирался вручную и в пустотах прожилка присутствует порошок хрома. Плотность черного барита, замеренного по методу М. М. Василевского, равна $4,06 \text{ г/см}^3—4,10 \text{ г/см}^3$ (ошибка $\pm 0,02 \text{ г/см}^3$).

Рудная минерализация в баритовой конкреции представлена гидрогетитом и сульфидом железа и распространена крайне неравномерно. В прожилке черного барита отмечаются единичные очень мелкие зерна сульфида и гидрогетита. Основная часть рудного материала приурочена к припрожилковым участкам (рис. 4). В количественном отношении значительно преобладает сульфид, представленный мельчайшими (2—3 мкм) преимущественно округлыми (глобулярными) выделениями, образующими пыле- и сыпчевидную вкрапленность. Помимо этого, сульфид железа неравномерно замещает органические остатки, образуя при этом сетчатые, совиодные текстурь. Отмечаются единичные скопления, в каждом из которых присутствует по 6—10 глобулей.

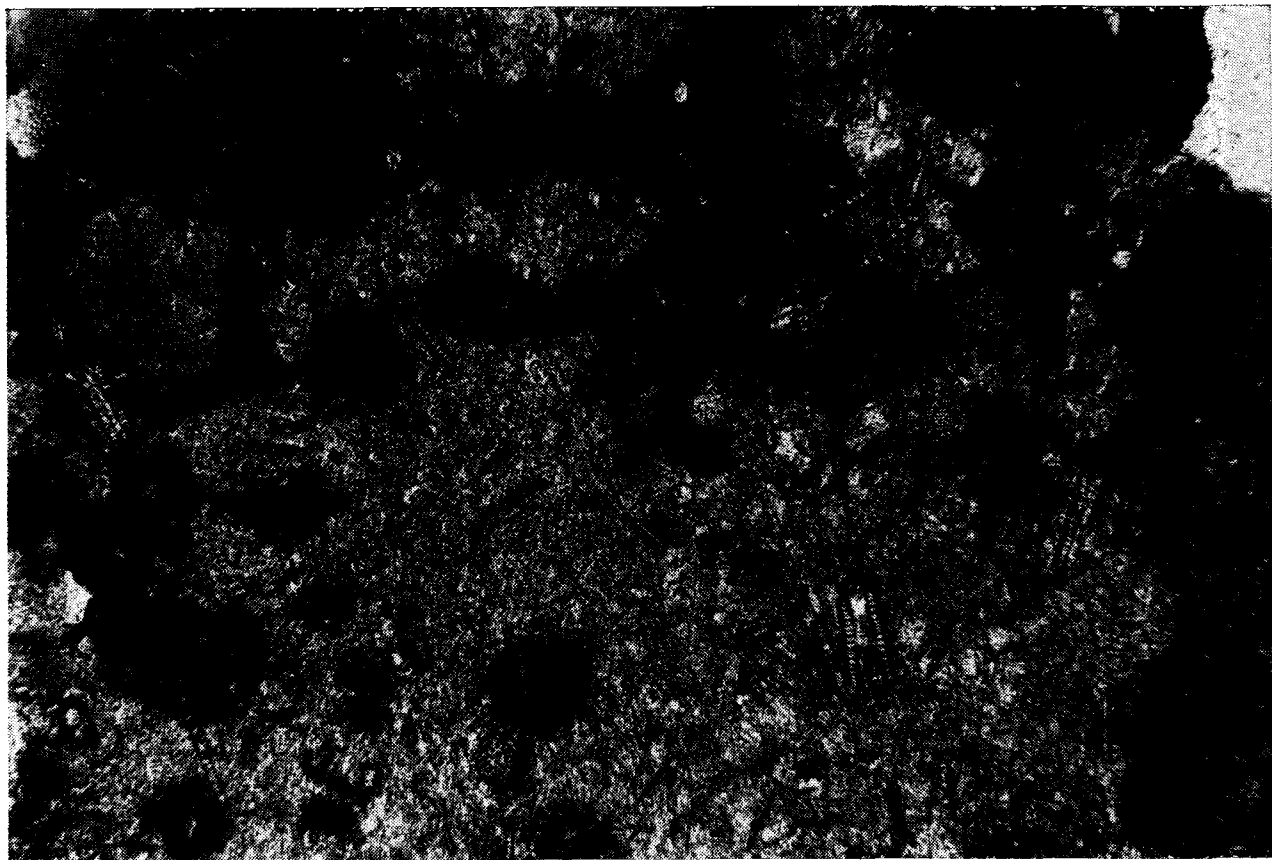


Рис. 2. Взаимоотношения барита (темное) и диатомового ила (светлое) (обр. 3). Прозрачный шлиф, без анализатора. Ув. 125. Репродукция.

Диаметр таких выделений изменяется от 13,8 до 28,8 мкм, размер глобулей — 2,5—2,7 мкм. Микротвердость, замеренная у глобулей сульфидов из таких выделений, равна 241—286 кгс/мм². Данные по микротвердости не позволяют описываемый сульфид однозначно отнести к пириту, так как в литературе известен пирит, обладающий микротвердостью меньше 550 кгс/мм². Тем не менее по данным рентгеновской микродифракции, полученной на электронном микроскопе (рис. 5), он однозначно определяется как пирит. Кроме этого

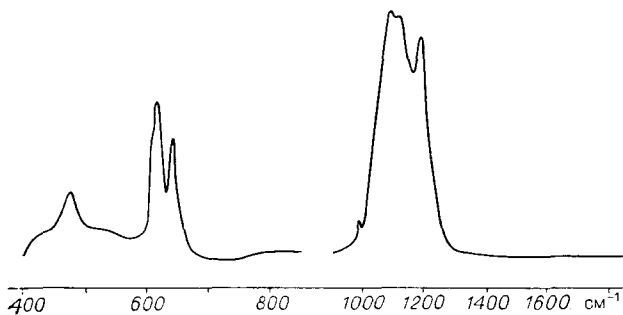


Рис. 3. ИК-спектр барита (обр. 1).

отмечается перекристаллизация сульфидов, заключающаяся в сегрегации глобулей и образовании плотно упакованных агрегатов.

Из текстурно-структурных особенностей сульфидной минерализации следует, что образование ее носило полностью или отчасти биогенный характер и в настоящее время находится в стадии перекристаллизации.

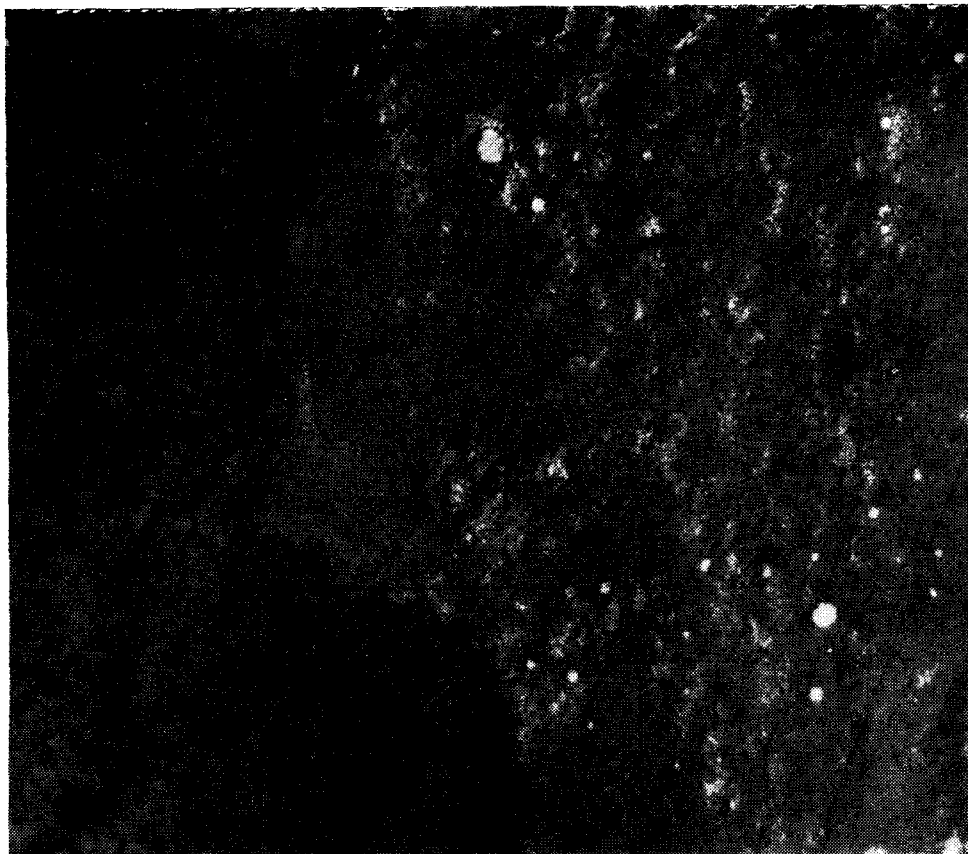
Гидрогетит представлен преимущественно гипидноморфными зёрнами размером до 30 мкм по длинной оси, реже отмечаются ксеноморфные вкрапления. Гидрогетит отмечается в баритовой массе, реже развивается по органическим остаткам. Наблюдался один случай замещения гидрогетитом сульфида железа.

Для определения возраста баритовой минерализации были отобраны три образца: рыхлый осадок из внутренней части конкреции (обр. 3), песчано-глинистая порода (обр. 5) и окремненный алевролит, поднятые на этой же станции.

В окремненном алевролите диатомей не обнаружены. В остальных образцах обнаружена довольно разнообразная диатомовая флора, близкая по составу. Кроме диатомей в них от-

Рис. 4. Контакт баритового прожилка с основной массой конкреции.

Светлое — вкрапленность сульфидов. Полированный шлиф, без анализатора. Увел. 200. Репродукция.



мечены эбриидеи, силикофлагелляты и спиккулы губок.

При анализе осадка из конкреции определено около 50 видов диатомей. Характерно разнообразие видов рода *Thalassiosira*, среди которых высокую численность имеет только *Thalassiosira marujamica* Sheshukova. Из стратиграфически важных видов отмечены *Actinocyclus ingens* Rattray, *Cosmiodiscus insignis* Jouse, *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen, встреченные в единичных экземплярах. Часты находки *Nitzschia rolandii* Schrader em. Koizumi, *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) H. et M. Perag., *Cymatosira debyi* Temp. et Brun. Данный комплекс сопоставляется с верхнемиоценовой зоной *Rouxia californica* (7,4—6,0 млн лет), согласно зональной неогеновой схеме Ф. Акибы [4].

В песчано-глинистой породе определено около 50 видов диатомей. Доминирует *Coscinodiscus marginatus*. Часто встречается *Nitzschia rolandii* Schrader em. Koizum. Остальные виды редки или единичны. Это *Actinocyclus ingens* Rattray, *Coscinodiscus symbolophorus* Grun., *Cosmiodiscus insignis* Jouse, *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Simonsen, *Thalassionema hirosakiana* (Kanaya) Schrader, *Thalassiosira antiqua* (Grun.) Cl., *Th. marujamica* Sheshuk., *Th. punctata* Jouse, *Th. singularis* Sheshuk.

Данный комплекс также сопоставляется с зоной *Rouxia californica* (7,4—6,0 млн лет). В результате сравнительного анализа вышеописанных комплексов установлено, что диатомовые флоры из конкреций и вмещающих пород имеют близкий видовой состав. Особенности диатомовой флоры из баритовой конкреции (присутствие *Denticulopsis hustedtii*, *D. dimorpha*), возможно, свидетельствуют о несколько более древнем ее возрасте по сравнению с другими комплексами.

В результате сравнительного анализа вышеописанных комплексов установлено, что диатомовые флоры из конкреций и вмещающих пород имеют близкий видовой состав. Особенности диатомовой флоры из баритовой конкреции (присутствие *Denticulopsis hustedtii*, *D. dimorpha*), возможно, свидетельствуют о несколько более древнем ее возрасте по сравнению с другими комплексами.

Таблица 1

Данные рентгеноструктурного анализа барита

Черный прожилок		Барит	Черный прожилок		Барит
d/n (Å)	J	d/n (Å)	d/n (Å)	J	d/n (Å)
3,82	3	3,82	1,420	2	1,420
3,64	1	3,59	1,386	1	1,384
3,37	5	3,33	1,353	1	1,357
3,25	3		1,316	1	1,317
3,05	6	3,05	1,298	1	1,294
2,76	3	2,73	1,257	5	1,259
2,68	4		1,216	2	1,215
2,44	2	2,47	1,188	1	1,193
2,30	5	2,32	1,165	1	1,161
2,19	3	2,20	1,143	1	1,145
2,09	10	2,10	1,096	4	1,094
2,04	2	2,04	1,068	1	
1,927	1	1,922	1,057	1	1,058
1,839	3	1,847	1,044	1	1,045
1,751	2	1,745	1,030	2	1,027
1,670	3	1,670	1,024	2	
1,624	2	1,625	1,006	2	
1,587	1	1,581	0,996	1	0,991
1,520	3	1,526	0,983	2	
1,470	1	1,467			

Примечание. Анализ выполнен в ДВГУ ДВО АН СССР, аналитик С. М. Горюхина. Условия съемки: камера РКД-57, 3 мм; режим работы: 35 кВ, 1,5 мА, излучение Fe, экспозиция 4 ч.

Химический состав баритовых конкреций, мас. %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	BaO	ППП	Sr
Обр. 1:														
край	10,00	0,009	1,64	0,64	0,07	1,05	1,29	0,12	0,25	0,10	27,44	53,07	2,08	1
центр	5,50	0,05	1,82	0,67	0,14	1,05	1,50	0,14	0,25	0,15	29,72	55,21	1,48	1
Обр. 2:														
край	7,31	0,41	2,60	1,20	1,25	1,15	1,07	0,25	0,39	0,12	27,18	51,92	2,76	0,50
валовая проба	14,5	0,09	3,00	1,47	0,17	1,47	1,50	0,32	0,35	0,05	22,29	49,13	3,40	1
Обр. 3:														
край	10,19	0,05	2,90	1,12	0,11	0,84	1,72	0,32	0,50	0,01	24,44	53,07	2,64	0,20
центр	0,24	0,03	1,55	4,10	0,11	0,73	1,50	0,03	0,05	0,01	31,21	53,73	6,12	0,12
валовая проба	15,34	0,10	2,90	2,39	0,17	1,47	1,72	0,39	0,50	0,02	23,75	45,35	4,56	0,60
Обр. 5:														
песчано-глинистая порода	66,28	0,37	10,61	4,20	0,04	1,96	1,32	2,88	1,80	0,09	Н. о.	0,8	11,30	0,01

Примечание. Определение породообразующих окислов произведено методом «мокрой химии», аналитик И. Н. Якушева, ТОИ ДВО АН СССР. Стронций определен спектральным приближенно-количественным анализом.

Содержание микроэлементов в баритовых конкрециях, 10⁻⁴ %

Образец	Sn	Pb	Zn	Cu	Ag	Ge	Ga	V	Cr	Ni	Co	Mo	As	Bi	Li
Обр. 1:															
край	—	5	—	20	—	—	6	—	5	3	—	—	—	—	60
центр	—	8	30	20	—	—	10	5	5	5	—	10	—	—	60
Обр. 2:															
край	—	10	30	20	—	—	10	5	10	5	—	5	—	—	100
валовая проба	—	20	50	30	—	—	10	5	10	30	10	10	—	—	300
Обр. 3:															
край	—	6	—	30	0,1	—	3	—	3	30	—	3	—	—	30
центр	—	60	60	50	0,3	3	10	10	—	30	20	20	1000	2	—
валовая проба	2	10	50	50	5	1	10	10	10	30	—	10	—	—	30
Обр. 4:															
валовая проба	3	60	60	100	2	2	5	20	5	60	—	30	300	2	100

Примечание. Содержание микроэлементов определялось спектральным приближенно-количественным анализом в ЦЛ ПГО Приморгеология.

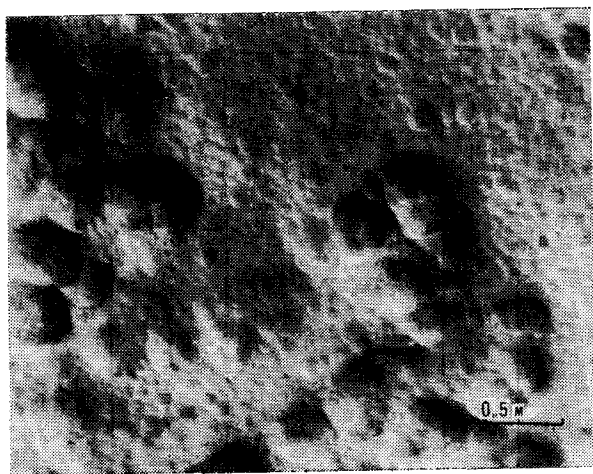


Рис. 5. Коллоидная структура пирита. Видна начальная стадия формирования глобулей. Сканирующий электронный микроскоп.

нию с флорой, выделенной из песчано-глинистой породы. Различие сравниваемых форм заключается в основном в количественном соотношении видов, обусловленном, вероятно, разными фаціальными условиями: диатомовая флора из песчано-глинистой породы формировалась в относительно глубоководных условиях.

Химический состав изученных конкреций приведен в табл. 2, 3. Изменение содержания SiO₂ в конкрециях от 0,24 до 15,34 % связано, скорее всего, с изменением количества примеси органических остатков. Содержание BaSO₄ в обр. 1 варьирует от 84 % в центральной части конкреции до 80,5 % в периферийной. Более темный цвет ядра, по-видимому, связан с высоким содержанием Mn. Содержание барита в валовой пробе обр. 3 составляет 69 %, в краевой части — 77 %, а в черном прожилке — 81,15 %. Черный барит характеризуется также значительно повышенным содержанием Fe₂O₃ и присутствием мышьяка, что возможно, и объясняет его цвет.

Так как хр. Окусири является восточным бортом шовного разлома [1], можно говорить о том, что источником барита в данном случае являлись гидротермальные растворы. Образование барита произошло, вероятно, в толще диатомового или при реакции барийсодержащих растворов с сульфатами поровых вод осадка. Железисто-бариевые и бариевые гидротермальные растворы поступали с перерывом во времени. При этом черный барит, по видимому, образовывал пластовые тела, впо-

следствии раздробленные более поздними тектоническими процессами.

Принимая во внимание, что уже обнаруженные баритовые конкреции и гидротермально-осадочные месторождения барита в Японии приурочены к морским отложениям миоценового возраста [3], следует ожидать новые находки барита на морском дне Японского моря в районах тектонических уступов в осадках этого же возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безверхний В. Л., Берсенева И. И., Ващенко Н. Г. и др. Геологическое строение Северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 15—22.
2. Липкина М. И., Цой И. Б. Конкреции барита с подводной возвышенности Ямато в Японском море // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 254, № 4.— С. 1002—1005.
3. Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах.— М.: Наука, 1966.
4. Akiba F. Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1986.— V. 87.
5. Okada K., Kato S., Kobayashi S. I. The barite nodules from the Sin-Guri Bank, Japan Sea // J. Mining and Mat. Inst. Jap.— 1971.— V. 87, N 1002.— P. 594—598.
6. Sakai H. Sulfur and oxygen isotopic study of barite concretions from banks in the Japan Sea of the Northeast Honshu, Japan // Geochem. J.— 1971.— V. 5, N 2.— P. 79—83.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
5 июня 1989 г.

УДК 552.217 : 550.4(260)

М. И. Липкина

ЗЕЛЕННЫЕ ГЛИНЫ В ОСАДКАХ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНАМ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПРАКТИЧЕСКОЙ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

На основе сопоставления данных по химическому составу, структурно-минералогическим характеристикам и абсолютному возрасту калиевых высокожелезистых слоистых силикатов, слагающих как гидротермальные зеленые глины (называемые нонтронитом), так и перетолженные в осадок комочки, зерна, глобулы зеленой глины (называемые глауконитом), делается вывод об их генетическом родстве. Глауконит в донных осадках и осадочных породах не является аутигенным минералом, а, как правило, присутствует в осадках в качестве продукта подводного разрушения гидротермальных зеленых глин. Высокие концентрации глауконита в осадке свидетельствуют о его гидротермальном происхождении *in situ*. Как индикатор субмаринной гидротермальной деятельности, глауконит морских осадков и осадочных пород может дать существенно новую информацию, которую можно

использовать в практике геологических исследований, например, для поисков относительно древних и долгоживущих, разрушающихся на дне, подводных гидротермальных систем с сопутствующими им полезными ископаемыми; для оценки роли подводной гидротермальной деятельности в процессах осадконакопления и для регистрации импульсов тектонической активизации; для воссоздания эволюции гидротермальных систем в геологической истории; для реконструкции и суждений о времени появления морских и океанических бассейнов, без которых был бы невозможен подводный вулканизм с сопровождающей его гидротермальной деятельностью; для выяснения взаимосвязи процессов образования гидротермальных зеленых глин и фосфатной минерализации в отдельные геологические периоды и т. д.

Зеленые глины являются спутником рудосносных осадков современных действующих гидротермальных систем рифтовых зон Мирового океана. Зеленые глины в виде комочков, зерен, глобул самой разнообразной формы содержатся в осадках и осадочных породах переходной зоны, включающей в себя шельфы и материковые склоны, островодужные системы, окраинные моря с подводными вулканическими постройками и возвышенностями. Зеленые глины гидротермальных систем называют чаще всего «нонтронитами», а осадков — «глауконитами», хотя по структурно-минералогической характеристике они не отличаются друг от друга.

Термин «глауконит» используется в литературе в двух значениях: в широком обобщающем — для наименования всех зерен зеленой глины, содержащихся в морских осадках и осадочных породах, и в минералогическом — для названия только некоторой части зерен. Первое значение термина является традиционным и наиболее употребительным в практической геологии. В этом смысле «глауконит» использовался его автором Х. Кеферштейном [31], хотя зеленые зерна из осадочных пород описывались еще раньше [29]. Более ста лет

смысловое обобщающее значение термина «глауконит» оставалось неизменным. Второе — минералогическое — толкование «глауконита» появилось сравнительно недавно, с введением в практику исследований рентгеновского метода. Из всей совокупности зеленых зерен, встречающихся в донных осадках и осадочных породах и представленных разнообразными калиевыми диоктаэдрическими слоистыми силикатами, стали называть глауконитом только их часть, обладающую свойствами гидрослюд, нередко содержащих небольшое количество набухающих слоев. Глауконит-минерал занял свое место как конечный член непрерывного ряда калиевых диоктаэдрических слоистых силикатов со всеми взаимопереходами от набухающего монтмориллонита (нонтронита) через серию смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых фаз до почти чистых гидрослюдов (глауконита и селадонита).

В результате многолетнего изучения материала экспедиций в Японское море с применением современных методов было показано, что вся группа калиевых диоктаэдрических слоистых силикатов характерна как для первичных гидротермальных зеленых глин, так и для продуктов их подводного разрушения — комоч-

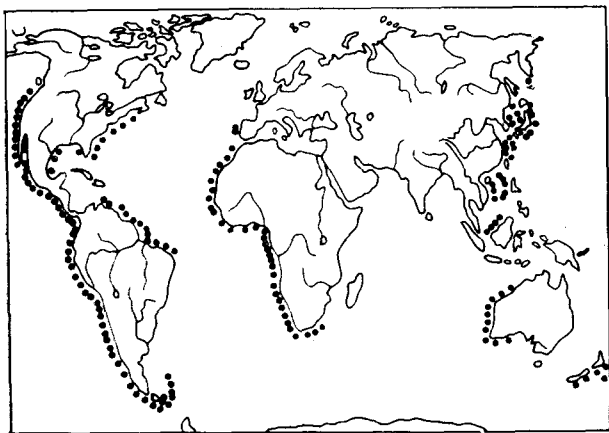


Рис. 1. Распространение глауконита в донных осадках приконтинентальных океанических окраин переходной зоны [17, с. 151].

ков, зерен, глобул так называемого глауконита, распространенного как в современных донных осадках, так и в более древних осадочных породах миоцена и плиоцена Японского моря. Оказалось, что глауконит, как правило, присутствует в осадках как эдафогенный компонент и представляет собой переотложенные в местный осадок комочки, зерна, глобулы и пр. гидротермальных зеленых глин, разрушающихся под водой в тектонически активных районах морского дна. Распространенность глауконита в осадке зависит от близости к материнскому источнику — коренным выходам гидротермальных зеленых глин [5, 6, 8, 9, 11].

Глауконит в современных донных осадках Мирового океана тяготеет к краевым морям и приконтинентальным окраинам зоны перехода от континентальных структур к океаническим. В Тихом океане он, за редким исключением [7], не распространяется за пределы глубоководных желобов, ограничиваясь осадками и осадочными породами шельфов, материковых и островных склонов, подводных вулканических гор и возвышенностей (рис. 1) [17]. По данным глубоководного бурения, глауконит пятнисто распространен в осадочных отложениях переходной зоны на различных стратиграфических уровнях, начиная с нижнего миоцена, редко — с эоцена. В Индийском и Атлантическом океанах наиболее древний возраст осадочных толщ с глауконитом — меловой.

Происхождение глауконита в осадочных толщах приконтинентальных океанических окраин Мирового океана, по-видимому, аналогично япономорскому. Об этом свидетельствуют сравнительные данные о химическом составе, структурно-минералогических особенностях и абсолютном возрасте гидротермальных зеленых глин и глауконита из осадочных отложений Японского моря и океана.

Гидротермальные зеленые глины Японского моря детально охарактеризованы в работе [11]. Они распространены в пределах подводных вулканических гор и тектонических нарушений (рис. 2). Глины входят в состав своеобразных гидротермальных пород с минералами кремнезема (от опала до кварца), сульфидами железа (пиритом, мельниковитом), наложенной и синхронной марганцевой минерализацией (тодорокитом, мапганитом), встречаются в ассоциации с филлипситом и фосфоритами.

Характерной особенностью химического состава гидротермальных зеленых глин Японского моря является высокое содержание трехвалентного железа, низкое — двухвалентного, предельно низкое — алюминия, переменное — натрия и калия, относительно стабильное — магния. Отмечается разброс величин по содержанию P_2O_5 (табл. 1, в этой и прочих таблицах помещены средние содержания и пределы значений главных породообразующих окислов без учета п. п. п., так как в литературе не всегда имелись данные по компонентам, составляющим потери).

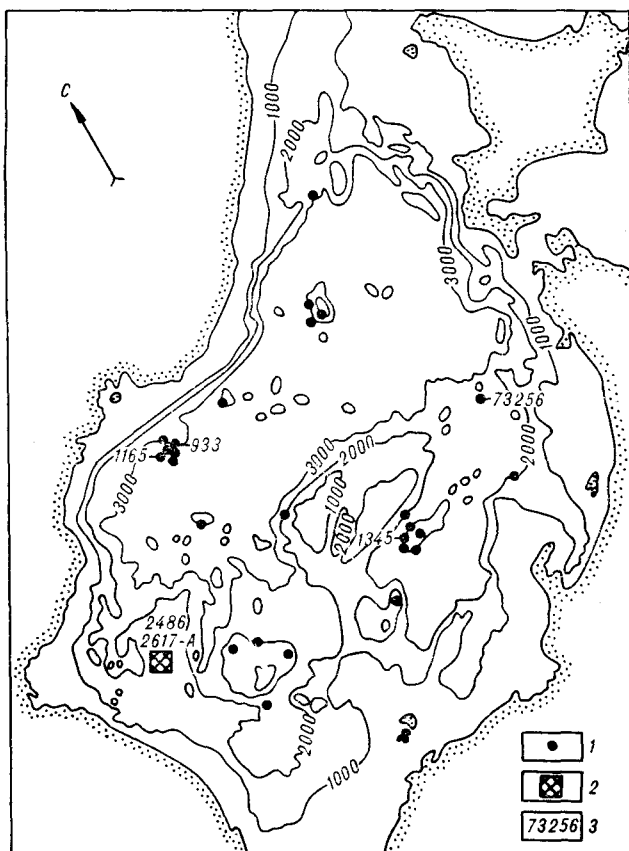


Рис. 2. Распространение гидротермальных зеленых глин на подводных вулканических постройках и возвышенностях в Японском море.

1 — станция драгирования с гидротермальными зелеными глинами; 2 — фосфоритоносная площадь вулкана Ченцова с гидротермальными зелеными глинами; 3 — номера станций с данными абсолютного возраста.

Содержание главных компонентов в гидротермальных высокожелезистых слоистых силикатах в различных регионах Мирового океана, мас. %

Компонент	Японское море		Восточно-Китайское море		Галапагосская рифтовая зона скв. 506, 506С, 507Д		Скв. 509В		Красное море
	Среднее из 53 проб *	Пределы содержания	Две пробы *		Среднее из 13 проб [28]	Пределы содержания	Среднее из 7 проб [3]	Пределы содержания	Одна проба [2]
SiO ₂	52,66	45,18—59,98	45,66	45,32	52,56	51,30—54,00	45,73	43,24—48,42	41,70
TiO ₂	0,026	0,02—0,18	0,02	0,02	0,02	0,02—0,05	0,05	0,004—0,28	0,27
Al ₂ O ₃	0,73	0,12—4,82	3,53	1,01	0,38	0,02—1,00	1,40	0,30—6,67	1,90
Fe ₂ O ₃	27,86	20,90—35,41	26,17	24,67	24,21	18,70—30,40	27,26 **	17,62—30,82	35,80
FeO	0,65	0,09—1,66	0,02	0,09	5,09	1,80—9,80			7,46
CaO	0,33	0,11—1,56	1,04	0,52	0,37	0,20—0,80	0,83	0,00—3,21	
MgO	3,57	1,40—4,93	2,49	2,37	4,30	3,48—3,51	3,57	2,95—4,35	—
MnO	0,56	0,04—6,37	2,06	0,36	0,118	0,039—0,413	0,18	0,03—0,60	1,98
Na ₂ O	1,72	0,12—6,20	0,57	5,80	2,51	0,63—3,99	2,94	1,80—5,76	—
K ₂ O	4,37	0,56—8,00	1,90	1,70	3,22	2,34—5,58	2,61	1,48—3,61	0,25
P ₂ O ₃	0,16	0,04—2,24	0,12	0,08	—	—	0,05	0,00—0,26	2,49

* Наши данные, анализы выполнялись в ТОИ ДВО АН СССР методом «мокрой» химии, аналитик И. Н. Якушева.

** Общее железо.

По структурной характеристике гидротермальные зеленые глины Японского моря относятся к калиевым высокожелезистым диоктаэдрическим слоистым силикатам, представленным всевозможными вариациями от нонтронита через серию смешанослойных смектит-гидрослюдистых минералов с различным соотношением разбухающих монтмориллонитовых и неразбухающих гидрослюдистых пакетов до собственно гидрослюдистых минералов глауконит-селадонитового типа [11].

Абсолютный возраст гидротермальных глин Японского моря, определенный калий-аргоновым методом для мономинеральных проб из различных районов Японского моря, характеризуется величинами: 2,7; 6,3; 6,5; 17,5 млн лет (табл. 2), что соответствует среднему и позднему миоцену, а также и плиоцену [26].

Палеотемпература кристаллизации гидротермальных образований Японского моря, в состав которых входят зеленые глины, определена изотопно-кислородным методом по квар-

Т а б л и ц а 2

Калий-аргоновый возраст гидротермальных высокожелезистых диоктаэдрических слоистых силикатов Японского моря

Подводные вулканические постройки и номер геологической станции	Глубина моря, м	Возраст, млн лет
Возвышенность Первенца ст. 933	2200—2000	6,3
ст. 1165	1500—1400	2,7
Вулкан Ченцова, ст. 2486	2100	6,5
Вулкан Мейе-3, ст. 73256	1300	21,0

Примечание. Определения возраста выполнены в Центральной лаборатории ЦПГО МинГео СССР, возраст по ст. 933 приведен по данным [4].

цу и кристобалиту и составляет 42—58 °С [25]. Эти значения вполне согласуются с реальной температурой гидротермальных осадков впадины Атлантик-II Красного моря 63,2 °С, где из кремниевое-железистого геля кристаллизуются высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты глауконит-селадонитового ряда [2, 24].

В осадочном чехле вулканических гор Японского моря рядом с коренными выходами гидротермальных образований широко распространены и продукты их подводного разрушения — зеленые комочки, глобулы, зерна так называемого глауконита. Их концентрация в осадке возрастает по мере приближения к первоисточнику — гидротермальным зеленым глинам. На некоторых участках дна Японского моря, в районе Восточно-Корейской подводной возвышенности, возвышенностях Ямато и Криштофовича коренные выходы оруденелых гидротермальных пород с зелеными глинами или их свалы находятся в пределах распространения коренных обнажений и свалов фосфоритов. Вблизи коренных выходов образуются эдафогенные осыпи, представляющие собой механические смеси из комочков гидротермальных зеленых глин (глауконита), обломков фосфоритов и различных пород местного происхождения, нередко состоящих из базальтоидов и галечного грубообломочного материала ледового разноса. Чем ближе к первоисточнику — коренным выходам гидротермальных пород и фосфоритов, тем выше концентрация глауконита и обломков фосфоритов в осадках. Последние нередко бывают сильно изменены, брекчированы, пронизаны жилками

Содержание главных компонентов в высокожелезистых диоктаэдрических слоистых силикатах (глауконитах) из донных осадков Японского моря и приконтинентального обрамления Мирового океана, мас. %

Компонент	Японское море		Калифорнийский залив и склон Центрально-Американского желоба у побережья Мексики		Континентальный склон Чилийского желоба		Островной склон Японского желоба		Шельф и континентальный склон юго-западной Африки	
	Среднее из 24 проб*	Пределы содержания	Среднее из 5 проб [13, 33]	Пределы содержания	Среднее из 13 проб [14], в том числе 8*	Пределы содержания	Две пробы [12]		Среднее из 11 проб [18]	Пределы содержания
SiO ₂	52,20	39,00—60,40	48,90	46,85—51,42	50,63	47,46—52,01	48,64	48,71	46,75	41,65—49,68
TiO ₂	0,13	0,02—0,22	0,23	0,18—0,42	0,08	0,02—0,12	0,24	0,21	0,26	0,12—0,37
Al ₂ O ₃	3,45	1,19—6,16	4,86	2,37—6,67	3,73	1,72—4,86	1,50	1,49	5,39	3,18—6,19
Fe ₂ O ₃	22,50	17,63—29,53	22,20	19,80—23,36	24,05	20,98—27,39	27,38	26,57	21,01	16,79—27,59
FeO	1,25	0,23—2,69	1,01	0,33—1,80	2,18	1,41—2,68	1,36	1,44	2,60	1,78—3,24
CaO	1,02	0,03—4,22	1,09	0,58—1,84	1,53	0,22—4,51	0,44	нет	1,44	0,00—8,09
MgO	4,29	3,00—5,74	3,70	3,32—4,58	4,18	3,00—4,61	3,94	3,97	5,05	4,65—5,90
MnO	0,14	0,02—0,56	0,08	0,01—0,31	0,05	0,02—0,19	0,01	0,01	0,06	0,01—0,07
Na ₂ O	1,32	0,40—2,10	0,60	0,11—2,27	0,61	0,30—1,31	0,43	0,55	0,22	0,08—0,41
K ₂ O	5,16	2,82—6,87	5,03	2,44—6,93	6,89	6,00—7,50	6,10	5,96	7,84	6,41—9,49
P ₂ O ₅	0,58	0,02—2,29	0,12	0,10—0,17	1,20	0,17—4,51	нет	нет	0,86	0,10—5,02

* Наши данные, анализы выполнены в ТОИ ДВО АН СССР методом «мокрой» химии, аналитик И. Н. Якушева.

зеленой глины, пиритизированы, с выделениями и вкрапленностью барита [10].

Химический состав переотложенных в осадок гидротермальных зеленых глин (глауконита) в принципе не отличается от состава материнских зеленых глин. Отмечается лишь некоторое повышение содержания Al₂O₃ (3,45 против 0,73 % в гидротермальных глинах) и TiO₂ (0,13 против 0,026 %, см. табл. 1, 3), что, возможно, объясняется загрязнением зерен глауконита вмещающим осадком, в составе которого отмечается высокое содержание Al₂O₃ (14,73—19,75 %) и повышенное — TiO₂ (0,51—1,54 %).

По структурно-минералогической характеристике глауконит из осадков Японского моря тождествен гидротермальным зеленым глинам из коренного залегания. Причем каждой копчетной вулканической постройке Японского моря свойствен определенный структурно-минералогический тип гидротермальной глины и, соответственно, в местном осадке распространен такой же структурный тип глауконита [11]. В целом же все изученные гидротермальные зеленые глины Японского моря и глауконит из донных осадков относятся к калиевым высокожелезистым диоктаэдрическим слоистым силикатам, среди которых присутствует практически вся серия непрерывного минералогического ряда от сильно набухающего нонтронита и широко развитых смешанослойных нонтронит-гидрослюдистых разностей до почти чистых глауконит-селадонитовых гидрослюдов.

Калий-аргоновый возраст глауконита из

осадков плейстоцена двух вулканических построек Японского моря (Мейе-3 и Медведева) равен 3,1 и 21 млн лет, т. е. глауконит древнее вмещающего осадка, но аналогичен по возрасту гидротермальным зеленым глинам (см. табл. 2, 4).

По предварительным данным, в кальдере подводного влк. Ченцова Японского моря (по мнению В. Т. Съедина [22], комплекс вулканических пород на этой постройке соответствует жерловой фации вулканов) в одном из разрезов миоценового гидротермально измененного осадка калий-аргоновый возраст переотложенных в осадок комочков гидротермальных зеленых глин (глауконита) изменяется снизу вверх по разрезу от 15 ± 3 к 6 ± 3 и до < 3 млн лет (см. табл. 4). То есть в разное время практически на одном и том же месте подводному разрушению подвергались гидротермальные высокожелезистые слоистые силикаты разного возраста и тут же на месте переотлагались в осадок, который в свою очередь подвергался дополнительной гидротермальной переработке. Судя по имеющимся данным абсолютного возраста гидротермальных и переотложенных в осадок слоистых силикатов, гидротермальный процесс в кальдере влк. Ченцова был растянут во времени на несколько миллионов лет, т. е. в данном случае можно говорить об относительно древней долгоживущей миоцен-плиоценовой гидротермальной системе, которая для бассейна Японского моря вряд ли является единственной, так как подобный влк. Ченцова тип подводного вулканизма имеет широкое распространение в Япон-

Таблица 4

Калий-аргоновый возраст переотложенных в осадок высокожелезистых диоктаэдрических слоистых силикатов (глауконитов) из Японского моря и Мирового океана

Регион	Глубина моря, м	Возраст, млн лет	Источник
Японское море вулкан Мейе-3, ст. 73256 вулкан Медве- дева, ст. 1345 вулкан Ченцова, ст. 2617-А	1300	21,0	
	1250—1350	3,1	
	1980	$<3,0; 6,0 \pm$ $\pm 3,0; 15,0 \pm$ $\pm 3,0$	
Тихий океан склон Японского желоба у о. Хон- сю у побережья Ка- лифорнии склон Централь- но-Американского желоба у побе- режья Мексики скв. 489-1-1-121 скв. 489-1-4-65 скв. 490-1-2-96 скв. 490-5-7-9 склон Чилийского желоба	2220	2,7; 2,8; 2,7; 2,5	15, 16
	2400	20,5	15
	1450	1,8	15
	1240	$3,6 \pm 0,9$	32
	»	$5,1 \pm 0,8$	32
	1761	$3,1 \pm 0,7$	32
	»	$3,2 \pm 0,5$	32
Атлантический океан поднятие Чатем шельф юго-запад- ной Африки шельф у Фолк- лендских островов шельф вблизи Ньюфаундленда	1200; 650 1015, 600 209; 269	12,2; 7,5 9,0; 19,0 3,0; 5,6	15 27
	5÷350	0,5; 5,8; 11,0; 13,4	19
	250—1500 910—930; 800	2,1; 28,0 46,0; 70,0	19 4

Примечание. Определения возраста для Японского моря выполнены в Центральной лаборатории ИПГО МинГео СССР

ском море [23]. В принципе цифры абсолютного датирования, полученные по первичным гидротермальным зеленым глинам Японского моря и по переотложенным в осадок глауконитам, сопоставимы между собой. В целом они охватывают промежуток времени от среднего миоцена до позднего плиоцена. В то же время на подводных вулканических постройках Японского моря, где известны гидротермальные породы с зелеными глинами, есть и заведомо молодые, позднеплейстоценовые гидротермальные тодорокитовые корки, возраст которых подтвержден микропалеонтологическими определениями [21].

Гидротермальные зеленые глины Японского моря по химическому составу сходны с зелеными глинами Галапагосских гидротермальных холмов [28, 30], рудоносных гидротермальных отложений Восточно-Китайского моря (банка Мекура — наши данные), рудоносных осадков Красного моря [2] и других районов Мирового океана, отличаясь от них лишь

относительно более древним возрастом. Химический состав зеленых глин этих регионов характеризуется несколько более низкими значениями K_2O , не превышающими для галапагосских глин 5,76 %, восточно-китайских — 1,9 %, красноморских — 2,49 % (см. табл. 1).

В структурном отношении гидротермальные глины этих регионов аналогичны япономорским. Они также характеризуются широкой гаммой высокожелезистых диоктаэдрических слоистых силикатов от нонтронита до глауконита-селадонита с преимуществом смешанослойных разностей [2, 3].

По химическому составу и структурным характеристикам продукты подводного разрушения гидротермальных зеленых глин Японского моря, переотложенные в осадок в виде комочков, зерен, глобул глауконита, сопоставимы с глауконитом из осадков приконтинентального обрамления Мирового океана (см. табл. 3). Несколько более высокими содержаниями калия выделяются глаукониты из осадков шельфа и континентального склона юго-западной Африки. Все глаукониты из осадков приконтинентальных окраин относятся к высокожелезистым диоктаэдрическим слоистым силикатам преимущественно смешанослойного ряда с различным содержанием разбухающих монтмориллонитовых и неразбухающих гидрослюдистых слоев, реже к почти чистым гидрослюдистым минералам.

Таким образом, первичные гидротермальные зеленые глины и глаукониты из донных осадков Японского моря и приконтинентального обрамления Мирового океана по химическому составу и структурно-минералогическим характеристикам в сущности не отличаются друг от друга. Они имеют сходные признаки, объединяющие их в одну группу калиевых высокожелезистых диоктаэдрических слоистых силикатов обширного минералогического ряда с преимуществом смешанослойных разностей. Океанические глаукониты из осадков приконтинентального обрамления, как и глаукониты из осадков Японского моря, в подавляющем большинстве случаев показывают древние, главным образом, миоцен-плиоценовые цифры изотопного возраста, укладываемые в диапазон величин 2,5—20,5 млн лет, редко древнее или моложе. В близком интервале величин находится абсолютный возраст обломочных (3,1—21 млн лет) и первичных гидротермальных слоистых (2,7—17,5 млн лет) силикатов из Японского моря (см. табл. 2, 4).

Таким образом, сходство структурных и химических характеристик, а также абсолютного возраста гидротермальных зеленых глин и глауконитов донных осадков Японского моря и Мирового океана очевидно. Из полученных сравнительных характеристик напрашивается

вывод о том, что установленное для тектонически активных районов Японского моря подводное разрушение гидротермальных зеленых глин с переотложением их в донные осадки в виде известного многообразия комочков, зерен, глобул так называемого глауконита имело место в целом для всего Мирового океана, где глауконит, так же, как и в Японском море, имеет преимущественно миоцен-плиоценовый возраст, более древний по сравнению с четвертичным возрастом вмещающего донного осадка. Еще раз можно констатировать, что глауконит не является аутигенным минералом диагенеза морских осадков, а представляет собой подводно-переотложенные в осадок комочки, зерна, глобулы гидротермальных зеленых глин, разрушающихся в тектонически активных районах морского и океанического дна в зоне перехода от континентальных структур к океаническим. Для глауконита морских отложений свойственны закономерности, характерные для терригенного материала.

Эта, в сущности простая, идея разрешает многие дискутируемые положения концепции осадочного генезиса глауконита. Высокие концентрации глауконита и его пятнистое распределение в морских отложениях объясняются близостью к источнику сноса — коренным выходам гидротермальных зеленых глин, наличие глауконита в генетически разнородных морских осадках — независимой от осадочного процесса подводной гидротермальной деятельностью, морфологическое многообразие зерен, комочков, глобул — первичным строением зеленых глин (например, «granular green clay» Галапагосского рифа [30]). Химическая и структурная неоднородность глауконита определяется первичной неоднородностью (гетерогенностью) гидротермальных зеленых глин, ассоциация с пиритом — существованием таковой в зеленых глинах; выполнение и замещение глауконитом карбонатных и кремневых раковин, створок и панцирей микрофоссилий — проработкой органогенных осадков гидротермальными растворами; несоответствие возраста глауконита возрасту вмещающего его осадка — переотложением в осадок более древних по возрасту гидротермальных зеленых глин и т. д.

В окончательном варианте главная наша исходная позиция заключается в следующем. Глауконит не является аутигенным минералом диагенеза морских осадков, как то принято считать подавляющим большинством исследователей, а представляет собой переотложенные в осадок комочки, зерна, глобулы и пр. гидротермальных зеленых глин, разрушающихся в тектонически активных районах морского и океанического дна. При этом структурно-минералогические характеристики глау-

конита и его концентрация в осадке зависят от состава первичных гидротермальных зеленых глин и пространственного положения их коренных выходов на дне морей и океанов. Высокие концентрации глауконита в осадке — признак его гидротермального происхождения «in situ».

Подход к изучению глауконита, как первичного гидротермального минерала (или группы минералов), позволяет использовать его в качестве индикатора подводной гидротермальной деятельности. Ниже приводятся отдельные положения, которые, базируясь на изложенной концепции, могут представить интерес для практической и теоретической геологии. Как всякое новое, они вызовут неадекватную реакцию, но не исключено, что для некоторых исследователей прогнозы и соображения автора покажутся достаточными разумными и приемлемыми для объяснения геологических фактов.

1. Наиболее распространенным структурно-минералогическим типом глинистых минералов гидротермальных систем и глауконитов из осадков Мирового океана являются калиевые высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты широкого минералогического ряда от нонтронитов и смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов до гидрослюд глауконит-селадонитового типа. По-видимому, калиевые диоктаэдрические слоистые силикаты в целом могут считаться признаком гидротермальных процессов.

2. Глауконит морских осадков и осадочных пород как индикатор подводной гидротермальной деятельности может служить минералогическим критерием поиска обнаженных на поверхности дна относительно древних и долгоживущих гидротермальных систем с сопутствующими им полезными ископаемыми, а также залежей, погребенных под осадками. При этом следует исходить из специфики распространения древнего глауконита в современных донных осадках Мирового океана, а также в более древних осадочных породах мела, палеогена и неогена (с учетом материалов глубоководного бурения) в пределах окраинных морей и приконтинентальных океанических акваторий переходной зоны. Для подобного рода древних гидротермальных образований способы их поиска не разработаны. Известная на сегодняшний день многоступенчатая система поиска действующих гидротермальных систем (эхолотный промер, дистанционные геофизические исследования, региональное гидро- и геохимическое опробование с помощью подводных обитаемых аппаратов [12, 20]) вряд ли пригодна для поисков древних «не курящих» гидротермальных систем, в том числе погребенных под осадками. Поиск гидротермальных залежей на основе минералогического крите-

рия, роль которого может сыграть глауконит донных осадков и осадочных пород, будет более экономичным и эффективным для обнаружения древних, в том числе и долгоживущих, гидротермальных систем в зоне перехода от континентальных структур к океаническим. Судя по имеющимся в литературе данным по распространению глауконита в осадочных толщах Мирового океана, уже сейчас можно наметить перспективные полигоны для обнаружения на дне морей и океанов гидротермальных проявлений с сопутствующими им рудными и нерудными полезными ископаемыми. Сравнительно просто могут быть обнаружены обнаженные на дне древние гидротермальные системы, продукты подводного разрушения которых (в частности, глауконит) переотложены в молодые современные донные осадки, а отбор проб из последних грунтовыми трубками, дночерпателями и драгами не представляет особой сложности. При этом определенную роль должны сыграть эхолотные промеры для выявления мелких и малых форм рельефа, характерных для районов морского и океанического дна с гидротермальными системами.

3. Судя по вариациям данных абсолютного возраста глауконита из донных осадков приконтинентальных океанических окраин, переходную зону от континентальных структур к океаническим можно отнести к тектонически активным регионам, где распространены относительно древние и долгоживущие гидротермальные системы, разрушавшиеся в разное время. Поэтому в приконтинентальных бассейнах вероятно обнаружение различных по возрасту коренных гидротермальных полезных ископаемых.

4. Природной границей распространения глауконита в донных осадках Тихого океана почти всюду являются днища глубоководных желобов. Это может означать, что происхождение желобов тесно связано с эволюцией гидротермального процесса в зоне перехода, обусловленной, по-видимому, тектономагматической активизацией в миоцене, плиоцене и, отчасти, в четвертичное время. Практически полное отсутствие глауконита в осадках океанического ложа, за пределами глубоководных желобов, по-видимому, объясняется отсутствием древних гидротермальных систем, которые могли бы разрушаться и поставлять в осадки глауконит. Современные гидротермальные залежи в рифтовых зонах Мирового океана, сопровождающиеся гидротермальными зелеными глинами, пока еще не подвергаются существенному подводному разрушению, в противном случае в непосредственной близости к ним в осадках были бы найдены комочки гидротермальных зеленых глин (глауконит). В целом можно высказать предположение об омоложе-

нии подводных гидротермальных систем по направлению от континентов к океаническому ложу.

5. По наиболее древнему венд-рифейскому возрасту глауконита из морских отложений, распространенных на континентах, можно судить о вероятном появлении в это время на земной поверхности морей и океанов с тектонически активным ложем, без которых была бы невозможна подводная гидротермальная деятельность, регистрируемая в морских отложениях глауконитом. Отделение воды как самостоятельной жидкой субстанции от некогда «сухой» Земли, возможно, есть следствие каких-то планетарных явлений, приведших к качественно новому состоянию Земли, на поверхности которой вероятно в позднем протерозое появились первые моря, преобразовавшиеся в океаны.

6. Подводный гидротермальный процесс, судя по глаукониту морских осадков, развивался пульсационно и был разной интенсивности в разное геологическое время. Количество глауконитовых слоев в конкретном стратиграфическом разрезе указывает на импульсы тектонической активизации в геологической истории и, одновременно, на перерывы в осадконакоплении.

7. Гидротермальные зеленые глины формируются в верхней, наиболее низкотемпературной зоне гидротермальных систем, разгружающихся в самой приповерхностной части морских осадков. Корневые части систем на дне не обнажены (по крайней мере, об этом пока не известно). При выведении дна из-под уровня моря первичные гидротермальные зеленые глины в ряде случаев могут оказаться полностью разрушенными, а образовавшиеся при этом комочки и зерна глауконита будут перенесены на разные расстояния от своего первоисточника и захоронены в осадке (для этого, по-видимому, необходима достаточно мощная разрядка тектонических напряжений). В результате на суше могут быть выведены на поверхность более глубокие высокотемпературные части гидротермальной системы. В этом случае глауконит может оказаться полезным для поисков высокотемпературных корней, минерализованных зон трещиноватости, остатков вулканических аппаратов. Это дополнительно позволит оценить качественную сторону тектонических процессов, в результате которых на поверхности Земли могут оказаться различные по глубинности эрозонные срезы гидротермальных систем.

8. Интерпретация фактов, накопленных в огромном количестве за полутравековую период изучения глауконита, с принципиально новых позиций может внести существенные коррективы в оценку геологических событий,

соответствующих эпохам широкомасштабного накопления глауконита в морских осадках. Максимумы глауконитовой седиментации приходится на венд—рифей, нижний кембрий, нижний ордовик, юру, нижний и верхний мел, палеоген, неоген, плейстоцен и соответствуют проявлениям активного вулканизма в эти периоды. В отдельные геологические периоды, например, в меловое время, накопление глауконита в осадочных толщах было очень интенсивным и масштабным, что свидетельствует о многократной разрядке тектонических напряжений, многочисленных землетрясениях. Это могло сказаться на резком колебании климатических условий на Земле. Не связаны ли известные экологические катастрофы мелового периода с интенсификацией тектонической деятельности? В этой связи не случайным представляется накопление глауконита в осадочных толщах на рубеже ледниковых эпох.

9. Эволюция химического состава глауконита во времени должна отражать эволюцию подводных гидротермальных систем в геологи-

ческой истории. С этих позиций важным представляется изучение элементов-примесей в глауконите.

10. Особое место занимает проблема изучения пространственной и генетической связи фосфатно-глауконитовой минерализации, характерной для зон перехода от континентов к океанам. Первичный гидротермальный генезис глауконита в морских осадках, обоснованный большим фактическим материалом по Японскому морю и сравнительными данными по другим акваториям приконтинентальных окраин Мирового океана, позволяет выразить сомнение в правомерности модели шельфового фосфоритообразования, предложенной Г. Н. Батуриным [1] и распространенной им, в частности, на бассейн Японского моря, где в вулканических областях имеет место сопряженность во времени и пространстве гидротермальных зеленых глин и фосфоритов, что может свидетельствовать в пользу гидротермального генезиса последних.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978.
2. Бугузова Г. Ю., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море) // Литология и полезн. ископаемые.— 1979.— № 1.— С. 30—42.
3. Варенцов И. М., Сахаров Б. А., Дриц В. А. и др. Гидротермальные отложения зоны Галапагосского рифта; аспекты минералогии и геохимии главных компонентов // Тр. ГИН АН СССР.— 1985.— Вып. 398.— С. 173—202.
4. Крылов А. Я., Логвиненко Н. В. К вопросу об абсолютном возрасте глауконита в современных осадках океана // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 249.— № 4.— С. 965—968.
5. Липкина М. И. Глауконит подводных вулканов Японского моря // Новые данные по геологии дальневосточных морей/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 98—108.
6. Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полезные ископаемые.— 1980.— № 4.— С. 44—54.
7. Липкина М. И. Возраст Японского желоба с позиции гипотезы гидротермального происхождения глауконита // Строение и динамика переходных зон: Тез. докл. на международ. симпози.— М., 1983.— С. 20.
8. Липкина М. И. Об интерпретации геологических данных с позиций гидротермального происхождения глауконита в морских бассейнах // Геология, геофизика и геохимия океана: Тез. докл. III съезда советск. океанологов.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.— С. 146—147.
9. Липкина М. И. Противоречия в концепциях осадочного происхождения глауконита и их решение с новых позиций // Геология океанов и морей. Тез. докл. 8-й всесоюзн. школы морской геологии. Т. 4.— М., 1988.— С. 163—164.
10. Липкина М. И. О типизации фосфоритов вулкана Ченцова Японского моря // Новые данные по геологии западной части Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 48—54.
11. Липкина М. И., Дриц В. А., Ципурский С. И. и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 10.— С. 92—111.
12. Лисицына Н. А., Градусов В. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков // Литология и полезн. ископаемые.— 1974.— № 6.— С. 3—20.
13. Литология и геохимия осадков Тихого океана (Трансокеанский профиль).— М.: Наука, 1979. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 334).
14. Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкевич Е. А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые.— 1973.— № 4.— С. 15—27.
15. Логвиненко Н. В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 225, № 3.— С. 673—675.
16. Логвиненко Н. В., Волков И. И. Диагенетическое силикатообразование в осадках. Глауконит // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (Трансокеанский профиль).— М.: Наука, 1980.— С. 138—143.
17. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
18. Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки // Тр. ИГиГ СО АН СССР.— 1971.— Вып. 144.— С. 7—51.
19. Николаева И. В., Плюснин Г. С., Смирнов В. Н. Изотонный возраст глауконитов в современных донных осадках Мирового океана // Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.— С. 28—33.

20. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане.— М.: Мир, 1986.
21. Скорнякова Н. С., Батурич Г. Н., Гураич Е. Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 293, № 2.— С. 430—434.
22. Сьедин В. Т. Особенности геологического строения фосфоритоносного участка Ченцова (Японское море) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 88—89.
23. Сьедин В. Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 6.— С. 1441—1445.
24. Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ероцев-Щак В. А. Особенности современного гидротермального литогенеза // Литология и полезн. ископаемые.— 1980.— № 4.— С. 3—16.
25. Устинов В. И., Стрижев В. П., Липкина М. И. Температура кристаллизации гидротермальных глауконитовых пород Японского моря по данным изотопных исследований // Минеральные преобразования океанической коры/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1982.— С. 69—71.
26. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени.— М.: Мир, 1985.
27. Cullen D. The age of glauconite from Chatham Rise, east of New Zealand // N. Z. J. Marine and Water Res.— 1967.— V. 1.— P. 399—405.
28. Honnorez J., Karpoff A.-M., Trauth-Badaut D. Sedimentology, Mineralogy and Geochemistry of green clay samples from the Galapagos Hydrothermal Mounds. Holes 506, 506C and 507D // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1983.— V. 70.— P. 211—224.
29. Humboldt A. Sandstein und eisenschussiger Sand.— Strassburg: Geognostischer Versuch, 1823.
30. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1983.— V. 70.
31. Kaferstein Ch. Deutschland, geognost // Geolog. dargestellt.— 1828.— V. 5, N 3.
32. Odin G. S., Stephan J. F. The occurrence of deep water glauconite from the Eastern Pacific: the Result of in situ Genesis or Subsidence? // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1982.— V. 66.— P. 419—428.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
2 июня 1989 г.

ДИСКУССИЯ

Построение новой теории или выявление новых закономерностей геологических процессов, в том числе процессов образования полезных ископаемых, на базе ранее накопленных фактических данных считается наиболее эффективным результатом научного исследования и заслуживает самого пристального внимания. Статья М. И. Липкиной претендует на научную разработку такого рода. Она обещает более адекватное генетическое истолкование минералогических и геохимических особенностей глауконита, закономерностей его распространения в осадках и в морских отложениях на континентах, их связи с полезными ископаемыми. М. И. Липкина считает, что в осадках Японского моря, в осадках шельфов и материковых склонов, в морских отложениях континентов глауконит представляет собой переотложенный продукт гидротермального генезиса. Главными аргументами для такого широкого вывода М. И. Липкина считает: 1) факт, что гидротермальные и осадочные минералы образуют непрерывный ряд от минералов со структурой слюды через серию смешанослюдяных слюдосмектитовых минералов к смектитам; 2) глаукониты в морских отложениях несут признаки перемыва. Считая, таким образом, вопрос решенным, М. И. Липкина прогнозирует связь глауконита с эндогенными полезными ископаемыми.

Мне представляется, что вопрос о генезисе глауконита не решается так легко и просто, он требует всестороннего анализа.

Детальными работами океанологов установлено, что основная масса глауконита на шельфах и материковых склонах тяготеет к зоне развития реликтовых осадков [16], в формировании которых решающую роль сыграла переработка древних осадочных отложений прилегающей приморской суши и подводных поднятий. Уже поэтому трудно допустить, что в осадках шельфов и материковых склонов глаукониты представляют только перемытые гидротермальные образования. Так, на атлантическом шельфе США глауконитовые осадки содержат обломки литифицированных третичных и верхнемеловых осадочных пород, аналогичных таковым на побережье и о. Ньюфаунд-

ленд, а глаукониты показывают верхнемеловой и палеогеновый изотопный возраст [6, 10]. На Фолклендско-Патагонском шельфе глауконитовые осадки содержат палеогеновую фауну, палеогеновый возраст глауконита подтвержден изотопными данными [10].

Древние глаукониты представляют собой главный объект для современной геохронологической шкалы [13, 18]. Критерием достоверности рубидий-стронциевого изотопного возраста считается соответствие первичного отношения изотопов стронция по изохроне в глауконите таковому во вмещающих морских карбонатах и морской воде. Многочисленные факты такого соответствия установлены для фанерозойских глауконитов, показывающих сходящейся радиологической возрасту по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам. Поскольку подобное изотопное равновесие стронция в терригенных гидрослюдах никогда не достигается, постольку изотопные данные по глаукониту рассматриваются как аргумент в пользу аутигенного образования последнего в древних морских отложениях.

Состав древней морской воды находит отражение и в макрохимическом составе глауконита [7, 8]. Содержания таких галассофильных элементов, как Mg, Li, F, увеличиваются с ростом температуры и солёности морской воды. По изменению содержания этих элементов в глауконите установлены три типа фациальной зональности древних морских отложений: субширотная, субмеридиональная и концентрическая, подтверждающие зональность состава осадочных отложений, а также палеотемпературную зональность по изотопно-кислородным анализам морских карбонатов.

Индикаторные возможности глауконита позволяют рассматривать его в качестве аутигенного, а не терригенного компонента морских отложений.

Вернемся к глауконитам в современных осадках шельфов. В реликтовых осадках в общих чертах сохраняется мелкомасштабная первичная аутигенно-минералогическая зональность, сходная с таковой в древних отложениях на континентах, что свидетельствует об определенных чертах сходства современной и древней палеогеографической зональности. Приуроченные

к шельфовым осадкам у бессточных побережий глаукониты (шельф юго-западной Африки, атлантический шельф США, Фолклендско-Патагонский шельф и др.) замещаются шамозитами при приближении к дельтам (р. Нигер, р. Амазонка и др.), а силикаты, в свою очередь, к берегу переходят в осадки с железисто-гидроокисными соединениями (железистые оолиты, железистые «рубашки» на зернах кварца), и далее, — в континентальные кварцевые пески с циркониевыми и титаномагнетитовыми россыпями и каолиновые глины. Таким образом, размещение глауконита в шельфовых осадках вполне соответствует месту, отведенному ему в схеме аутигенно-минералогической зональности осадочных отложений [11, 12].

Изучение процессов древнего выветривания позволило прийти к выводу о решающем их влиянии на образование глауконита, шамозита, оолитовых железных руд, россыпей, бокситов [2, 3, 11, 12]. Все упомянутые, а также другие осадочные отложения, связанные с выветриванием, приурочены, как правило, к перерывам в осадконакоплении и характеризуются многочисленными признаками конседиментационных перерывов осадков. Установлено, что зональность в распределении железа и алюминия в глауконитах контролируется направленностью процессов химического выветривания на прилегающей суше [8]. Фактические данные о связи глауконита с процессами выветривания не позволяют говорить об исключительно гидротермальном образовании глауконита в осадочных морских отложениях.

Широкие колебания содержания калия в селадоните и глауконите были известны еще в дорентгеновский период их изучения, когда эти минералы выделялись как синие и зеленые «земли» — осадочные глаукониты и гидротермальные селадониты. С внедрением рентгеновского метода Дж. Барст [15] различил среди так называемых глауконитов минералы со структурой слюды поли типа IM, IMd, смешанослойные слюдосмектитовые минералы и минералы со структурами, не имеющими ничего общего с глауконитом. Глауконитом Дж. Барст предложил называть только минералы со структурой слюды поли типа IM, IMd. Предложение нашло широкое признание и отражено в решении Международной номенклатурной комиссии по глинам. Среди гидротермальных образований установлен аналогичный структурный ряд минералов: со структурой слюды IM, смешанослойные слюдосмектитовые минералы, смектиты [1, 4] к собственно селадониту относятся только минералы со структурой слюды поли типа IM.

На протяжении пятидесяти лет активно обсуждались признаки сходства и различий глауконита и селадонита, теперь мы можем подвести итог. Для гидротермального селадонита свойственны относительно повышенные содержания кремния [17], совершенный изоморфизм двухвалентных катионов $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ (как

и в высокотемпературных слюдах биотит-флогопитового ряда), тогда как в глауконитах установлен минал ($Mg \cdot Fe^{2+}$) [7], более низкие значения параметра b элементарной ячейки при одинаковом с глауконитом содержании калия и трехвалентного железа [14], более совершенная кристаллическая структура. Структурные и кристаллохимические различия глауконитов и селадонитов широко признаны и нашли отражение в решении Международной номенклатурной комиссии, предложившей их в качестве самостоятельных минеральных видов. М. И. Липкина с соавторами [5] отходит от общепринятой классификации и относит к «типичным глауконитам и селадонитам» смешанослойные минералы, содержащие 30—40 % разбухающих слоев. Неудивительно, что используемыми методами анализа непредставительной для глобальных выводов частной минералогической коллекции М. И. Липкиной не удалось выявить различий минералов, называемых ею типичными глауконитами и типичными селадонитами. Однако это не повод закрывать проблему генетических, структурных и кристаллохимических различий осадочного глауконита и гидротермального селадонита.

Признаки перерыва зерен глауконита в морских осадках еще ничего не говорят о первичном составе размываемых пород. Существует ряд литологических методик анализа продуктов размыва для восстановления состава первичных размывавшихся пород. С помощью таких методик установлено, что первичными (глауконитообразующими) были чаще всего глинистые и карбонатные, реже — песчаные осадки [7, 9]. Возможности подобного анализа для доказательства источника, поставившего глауконит в древние морские и океанские осадки, в широком плане М. И. Липкина не использовала.

Итак, подводя итог обсуждению новой интерпретации генезиса глауконита, предлагаемой М. И. Липкиной, следует подчеркнуть, что эта интерпретация отнюдь не основывается на глубоком анализе накопленных фактических данных. Скорее можно говорить, что основные фактические данные по минералогии, геохимии и генезису глауконита просто игнорируются. Аргументы, на которых основаны глобальные выводы М. И. Липкиной, едва ли можно принимать за таковые даже для конкретного локального случая. Например, для глауконитов в осадках Японского моря.

Анализ фактического материала свидетельствует о широком распространении аутигенного (и перемытого на месте образования) глауконита в древних осадках океана и древних морских отложениях на континентах, их генетической связи с процессами выветривания на прилегающей суше. Присутствие селадонитов в гидротермальных системах океанов также достоверно установлено. Перерыв гидротермальных селадонитов в осадки океанов и морей не исключается, однако масштабы перерыва предстоит еще выяснить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугузова Г. Ю., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море) // Литология и полезн. ископаемые.— 1979.— № 1.— С. 30—42.
2. Каванский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении.— М.: Наука, 1969.
3. Казарина В. П. Мезозойские отложения Западной Сибири.— М.: Гостоптехиздат, 1958.
4. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Коледа К. Т. и др. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристаллита в преобразованных океанических базальтах // Литология и полезн. ископаемые.— 1984.— № 4.— С. 63—84.
5. Липкина М. И., Дриц В. А., Ципурский С. И. и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 10.— С. 92—111.
6. Логвиненко Н. В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 225, № 3.— С. 673—675.
7. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
8. Николаева И. В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и оп-

- ределяющие ее факторы // Минералогия и геохимия глауконита.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение.— 1981.— С. 4—47.
9. Николаева И. В., Матюнина Н. С. Сравнительный гранулометрический анализ зерен глауконита и вмещающих пород // Литология и полезные ископаемые.— 1981.— № 4.— С. 114—123.
10. Николаева И. В., Сенин Ю. М. Изотопный возраст глауконитов современных донных осадков Мирового океана // Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород/ИГиГ СО АН СССР, 1975.— С. 28—33.
11. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород.— М.: ОНТИ, 1940.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. Шкала геологического времени.— М.: Мир, 1985.
14. Buckley H. A., Bevan I. C., Brown K. A. Glauconite and Celadonite: two separate mineral species // *Miner. Mag.*— 1978.— V. 42.— P. 373—382.
15. Burst J. E. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets // *Amer. Miner.*— 1958.— V. 43, N 5/6.— P. 481—497.
16. Emery K. O. Relict sediments of continental shelves of the World // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*— 1969.— V. 52, N 3.— P. 445—464.
17. Hendricks S. B., Ross C. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite // *Amer. Miner.*— 1941.— V. 26, N 12.— P. 683—708.
18. *Numerical dating in stratigraphy*. Pt. 1, 2. Chichester etc.: Wiley, 1982.

ИГиГ СО АН СССР

И. В. Николаева

УДК 550.4 : 551.46

А. А. Андреев, М. Л. Красный, А. А. Кругляков, Н. А. Рагозин

ИССЛЕДОВАНИЕ РАЗЛОМА ВБЛИЗИ ОСЕВОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОГО ЖЕЛОБА

Приводятся результаты эхолотирования, магнитометрии, НСП, полученные в 31-м рейсе НИС «Морской геофизик» (1988 г.) для участка разлома Тускарора вблизи Курильского желоба. Уточнен рельеф дна, магнитные аномалии, кровля «акустического» фундамента. Установлена корреляция линейного подвятия фун-

Несимметричная система стратифицированных (раннемеловых-позднеюрских) магнитных аномалий в северо-западной части Тихого океана хорошо известна. Предполагается, что источник аномалий (активный хребет — дивергентная граница) полностью субдуцировался под Курильский желоб. Судя по положению осей одноименных аномалий, вдоль многочисленных следов трансформных разломов происходили неоднократные смещения отдельных звеньев хребта. Продолжающиеся региональные исследования позволяют уточнить протяженность и количество следов трансформных разломов [2].

Особый интерес представляют детальные работы на полигонах, позволяющие осветить мало изученный вопрос о возможных движениях и деформациях вдоль бывших трансформных разломов в районе их пересечения с окраинным глубоководным желобом. Подобное исследование начато в 1980 г. на разломе Тускарора* [6] и продолжено на НИС «Морской геофизик» в 1988 г. (магнитометрия, эхолотирование, НСП).

Полигон работ НИС «Морской геофизик» в 1988 г. (31-й рейс) отработан над осевой частью Курильского желоба, т. е. в районе, где интерпретация геофизических данных до настоящего времени вызывает наибольшую дискуссию (рис. 1).

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) проводилось по стандартной методике. В качестве излучателя упругих волн использовался электроискровой источник (номинальная запаасаемая энергия 20 кДж). Прием отраженных волн велся на пьезоэлектрическую

дамента вдоль разлома с положительной магнитной аномалией. Предполагается, что появление узкого хребта в фундаменте вблизи желоба вдоль разлома связано с выжиманием (холодной интрузией) вдоль ослабленной зоны, образующейся при изгибе Тихоокеанской плиты.

косу, состоящую из 50 датчиков ЦДС-7, расположенных равномерно на базе 40 м. Регистрация производилась на модифицированном фототелеграфном аппарате «ФАК-П». Измерение модуля постоянного магнитного поля выполнено магнитометром МПП-1М.

Рассматривая рельеф желоба в целом [4], можно заметить, что в приосевой его части многочисленны осложнения в виде причлененных к одному из бортов отдельных возвышенностей или гор. Одна из таких возвышенностей закартирована в пределах полигона.

Рельеф континентального склона желоба представляет собой систему террас, в разной

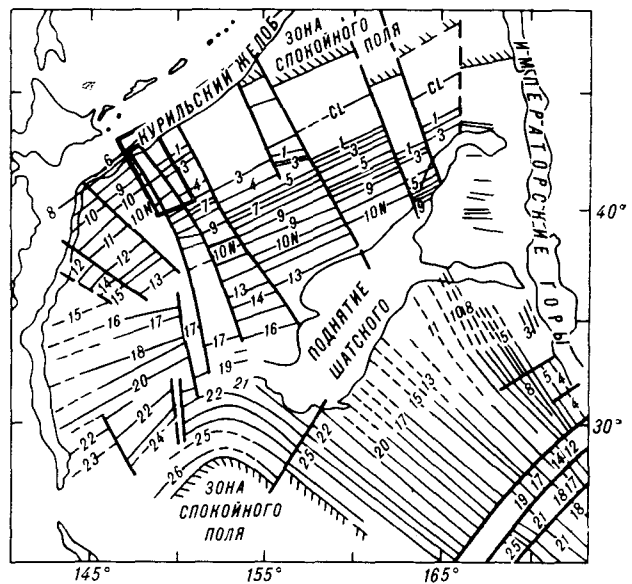


Рис. 1. Схема осей линейных мезозойских магнитных аномалий северо-западной части Тихого океана [7]. Район исследований («Пегас», 21-й рейс, 1980 г. и «Морской геофизик», 31-й рейс, 1988 г.) показан квадратом.

* Так ради краткости ниже будем именовать след одного из трансформных разломов, получивших собственное имя Тускарора.

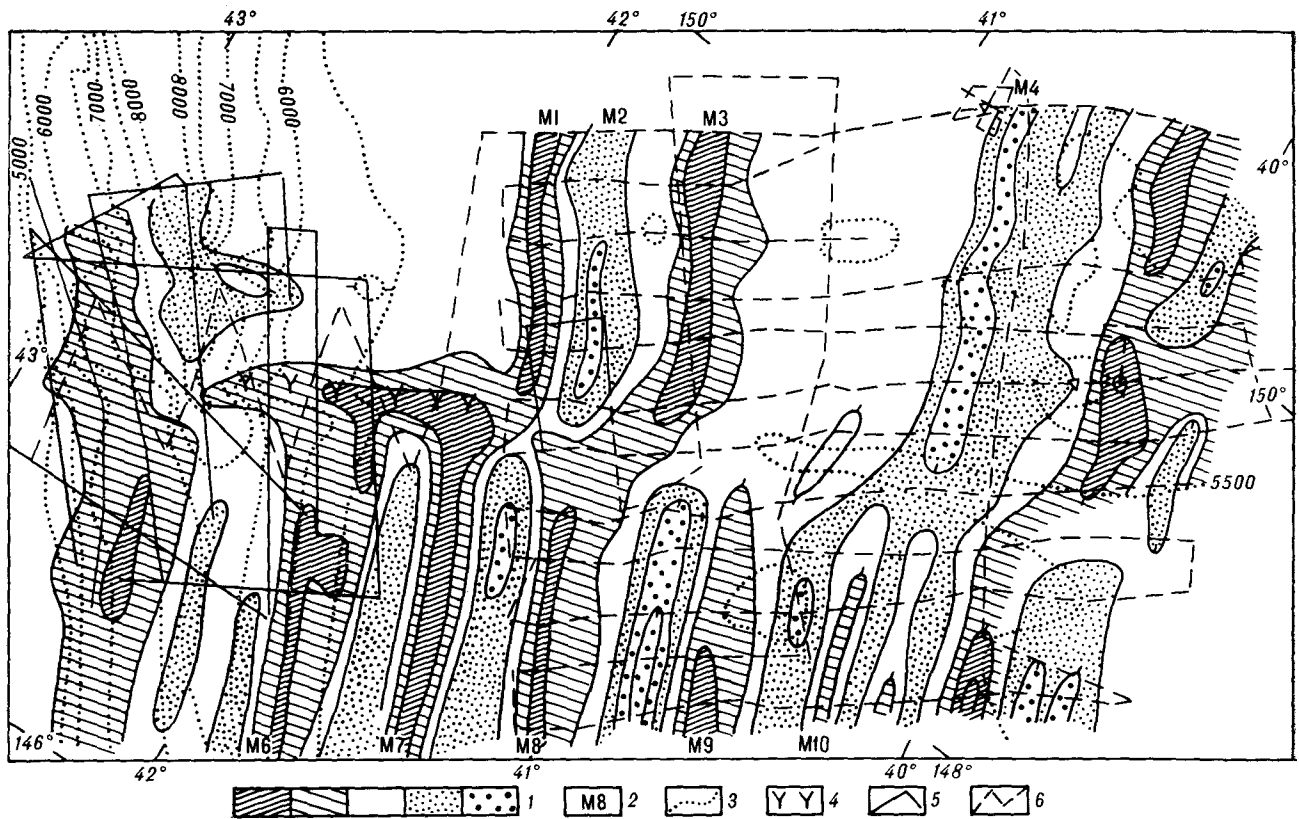


Рис. 2. Схема магнитных аномалий участка разлома Тускарора.

1 — ΔT , $n T_z$; 2 — идентифицированные аномалии мезозойского возраста; 3 — изобаты; 4 — положительная магнитная аномалия, обсуждаемая в тексте; 5, 6 — геофизические профили: 5 — НИС «Морской геофизик», 31-й рейс, 1988 г., 6 — НИС «Пегас», 21-й рейс, 1980 г.

степени смещенных друг относительно друга. В частности, на континентальном склоне продолжению разлома Тускарора соответствует коленообразный рисунок изобат, который можно связывать со смещением по этому разлому. Однако следует отметить, что подобные по размерам нарушения континентального склона желоба в других его частях за пределами полигона не сопоставляются так явно с разломами на океаническом склоне [4].

Непосредственно от вершины вала Хоккайдо в сторону Курильского желоба сначала в рельефе акустического фундамента, а затем и в рельефе дна хорошо прослеживается хребет, который захватывает также и наиболее глубоководную часть желоба.

Вблизи вершины внешнего океанического вала Хоккайдо берет начало так называемый канал Нэвбе [9]. Это узкая эрозионная форма, которая хорошо подчеркивается изобатой 5500 м (рис. 2, 3). На эхограммах вдоль океанического склона желоба продолжение канала Нэвбе не наблюдается.

Карта магнитного поля (см. рис. 2) построена по совокупности новых данных 1988 г. с учетом результатов на полигоне НИС «Пе-

гас» 1980 г. и отдельных галсов более ранних экспедиций. Межпрофильная корреляция линейных аномалий на полигоне не вызывает сомнений. Идентификация отмеченных линейных аномалий соответствует эталонной магнитостратиграфической шкале [7]. Карта показывает, что в отличие от результатов работы [7] (см. рис. 1) на исследованном полигоне отмечается только один след трансформного разлома. Обращает на себя внимание практическая независимость формы линейных аномалий от рельефа «акустического фундамента». Это обстоятельство демонстрируется на рис. 4 на примере подборки профилей, пересекающих отрицательную аномалию М4 непосредственно северо-восточнее разлома Тускарора.

Важно отметить, что система нумерованных аномалий не переходит на островной склон желоба. Выделяемая у подножья островного склона положительная аномалия явно не входит в систему идентифицированных линейных аномалий, так как протягивается на островном склоне строго вдоль направления изобат по обе стороны от предполагаемого пересечения с разломом Тускарора.

Юго-восточнее вала Хоккайдо в составе ме-

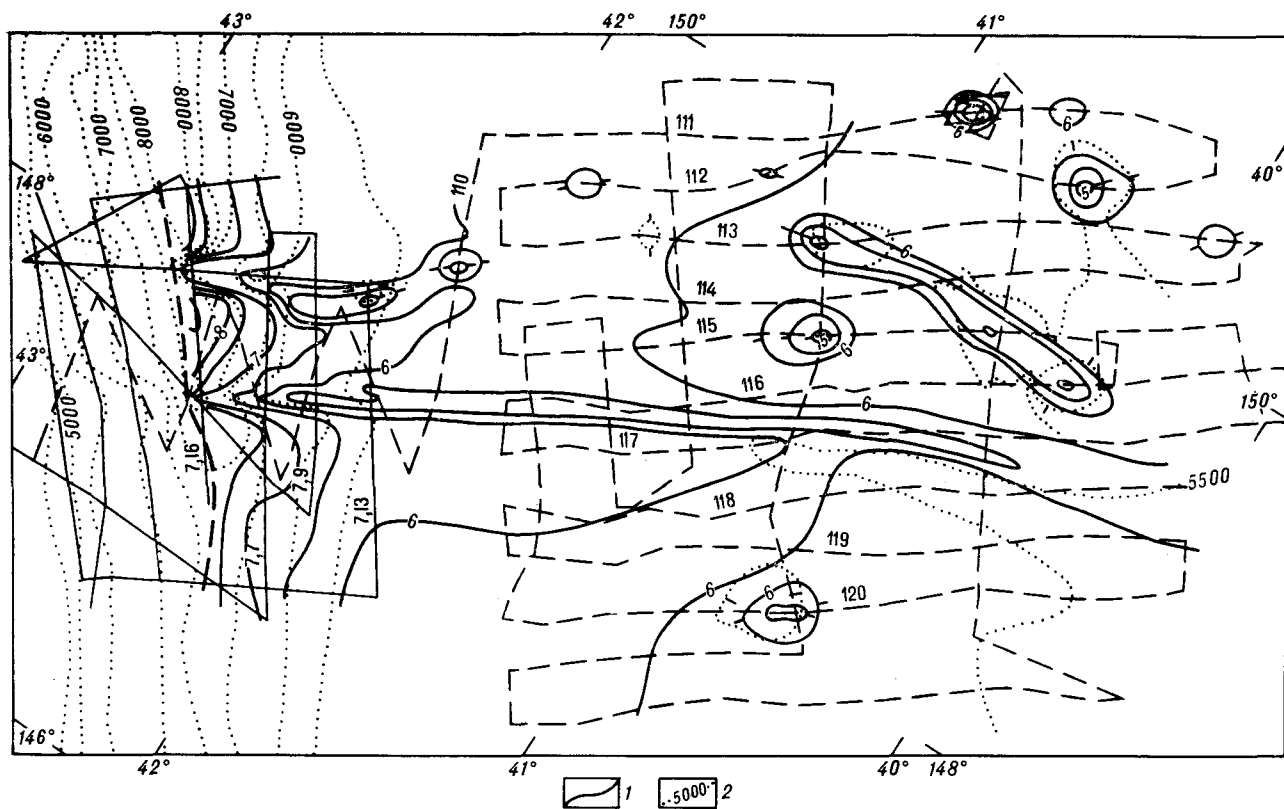


Рис. 3. Соотношение рельефа акустического фундамента (1, км) и рельефа дна (2, м). Остальные цифры — номера профилей.

зозойских линейных аномалий непосредственно перед зоной «спокойного мелового поля» выделяется аномалия CL — первая в ряду линейных аномалий (далее следуют аномалии M1, M2, M3 и т. д.) [7]. На рассматриваемом полигоне аномалия CL не выделяется. Непосредственно со «спокойным меловым полем» граничит аномалия M1. Эта аномалия, по материалам региональных профилей, протягивается в северо-восточном направлении вдоль вала на расстояние не менее 400 км. Учитывая это, а также то, что аномалии «спокойного мелового поля» существенно неупорядочены, можно ставить вопрос о выделении вала Хоккайдо в обособленную геомагнитную провинцию, где магматизм в составе фундамента существенно связан не с процессом генерации линейных аномалий, а с рассеянным магматизмом в пределах вала, судя по многочисленным подводным горам, многие из которых по форме подобны вулканам.

Интересной особенностью магнитного поля является наличие положительной аномалии непосредственно на линии разлома. Эта аномалия протяженностью около 90 км целиком расположена на океаническом склоне желоба. Происхождение ее обсуждается ниже.

Непрерывное сейсмическое профилирование

позволило выявить рельеф «акустического фундамента» и характер изменения мощности осадков вблизи оси желоба (см. рис. 3, 5). Рис. 5 показывает форму сечений линейного поднятия, располагающегося вдоль линии разлома. Ширина этого поднятия 5—6 км при относительной высоте по фундаменту более 1 км. Северо-восточнее, вне разлома, хорошо выделяется возвышенность шириной 6—12 км. Ее относительная высота по фундаменту сопоставима с таковой для линейного хребта вдоль разлома Тускарора. На кровле возвышенности фиксируются осадки мощностью в десятки метров. Хорошо заметно на поперечных сечениях, что генезис возвышенности и хребта вдоль разлома различный. Во всяком случае более древний облик возвышенности не вызывает сомнения.

Строение осадочного чехла океанического склона желоба в пределах полигона имеет ряд особенностей в сравнении с типичным разрезом Северо-Западной котловины Тихого океана. В Северо-Западной котловине сверху вниз выделяют: 1) акустически прозрачный слой; 2) непрозрачный (опаковый) слой; 3) нижний прозрачный слой, лежащий на «акустическом» фундаменте [5]. По данным бурения (скважины 303, 304 [7]), верхний акустически про-

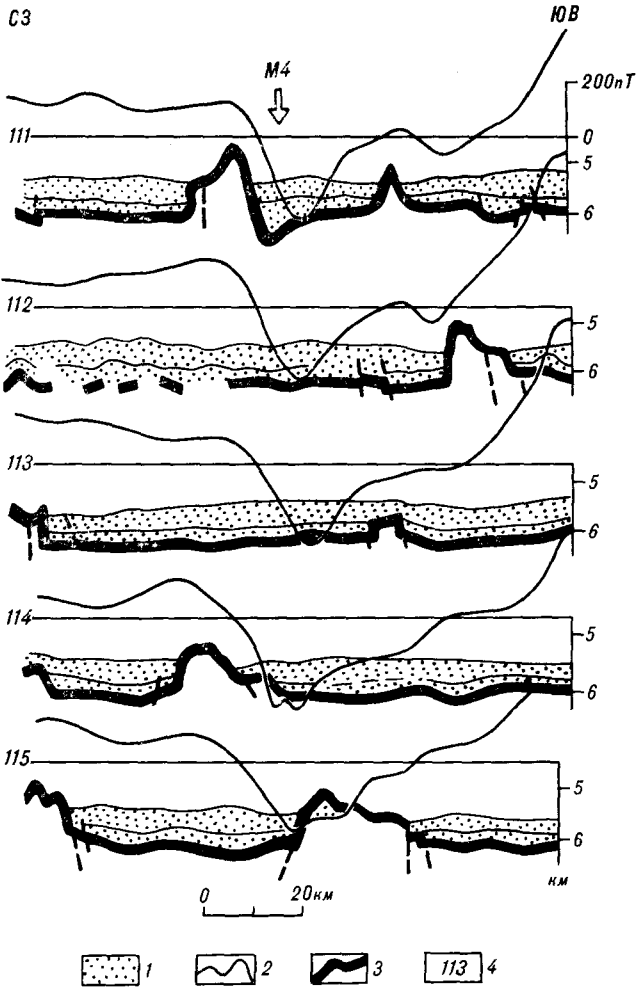


Рис. 4. Соотношение аномального магнитного поля и рельефа «акустического фундамента».

1 — осадочный комплекс; обозначен точками nT ; 2 — напряженность поля, 3 — рельеф акустического фундамента; 4 — номера профилей НИС «Пегас», 21-й рейс, 1980 г.

зрачный слой (глины, илы с прослоями пеллов) сформировался в неоген-четвертичное время. По результатам региональных исследований [3], акустически прозрачный слой на нашем полигоне можно разделить на две части: верхнюю, сильно дифференцированную и нижнюю, более однородную. Общая мощность всего слоя 600–700 м, причем мощность сильно дифференцированной части 300–400 м.

Мощность опавшего слоя, сложенного карбонатно-кремнистыми породами [8], на полигоне незначительна (40–50 м), а нижний акустически прозрачный слой отсутствует. В связи с этим при построении рис. 3 и 5 за акустический фундамент принята кровля опавшего слоя.

Линейное поднятие вдоль разлома прослежено вплоть до оси глубоководного желоба. Профиль 7.16 (см. рис. 3, 5) проходит по самой глубоководной части желоба. Можно по-

этому говорить, что линейное приразломное поднятие утыкается в островной склон желоба, который почти нацело лишен рыхлых осадков. Отдельные линзы современных осадков (до 0,2–0,3 с) выполняют не связанные между собой карманы островного склона.

В свете представленных данных разлом Тускарора имеет ряд особенностей. В работе [9] обсуждаются две причины возникновения канала Наэве: сейсмичность и придонные течения. Очевидно, что внешний склон желоба в современную эпоху более подвержен сотрясению, чем склон вала Хоккайдо, обращенный в сторону океана. На внешнем склоне желоба тем не менее канал отсутствует. Следовательно, нет оснований считать, что сейсмичность на рассматриваемом полигоне способна привести к образованию канала или поддерживать его существование. Вместе с тем вблизи отдельных подводных гор, основание которых выглядит подмытым, отмечается влияние придонных течений. В целом количественные характеристики придонных потоков не исследованы и потому о деталях процесса говорить не приходится.

Примечательной особенностью рассматриваемого участка вала Хоккайдо является обилие подводных гор и возвышенностей. Их происхождение и время образования не достаточно ясно. Основной вопрос по отношению к ним такой: являются ли они образованиями вала Хоккайдо или вал как компенсационное упругое поднятие перед желобом является более поздним образованием? Представляется, что определенную помощь в решении этого вопроса может оказать картирование магнитных аномалий.

Единичные определения магнитной восприимчивости базальтов, драгированных на вы-

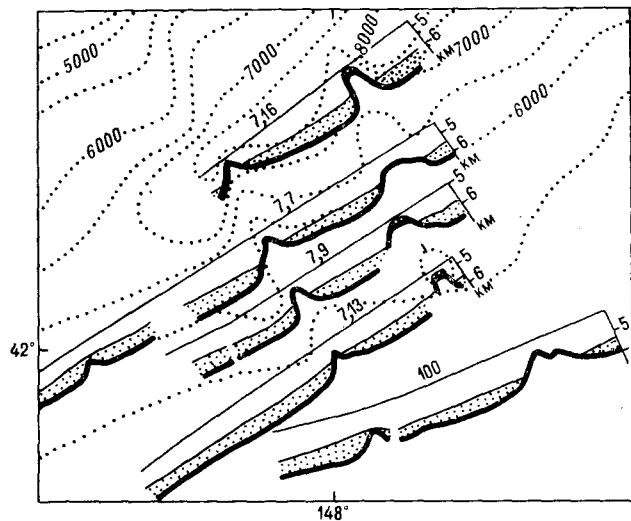


Рис. 5. Монтаж сейсмических профилей на карте. Условные обозначения см. на рис. 3, 4.

ступах «акустического фундамента», дают малые значения в пределах $90-220 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM [1]. Магнитные свойства пород, являющихся фундаментом для этих базальтов, неизвестны. Судя по рис. 3, породы верхней части фундамента в целом относительно мало магнитны и не вызывают заметного возмущения магнитного поля в местах резкого подъема кровли фундамента. Вместе с тем линейные мезозойские аномалии являются характерной чертой рассматриваемого района, из чего следует, что намагниченность консолидированного фундамента на определенной глубине все же существенна.

Наибольший интерес представляет положительная магнитная аномалия, отделяющая по линии разлома Тускарора «спокойное меловое поле» от линейных магнитных аномалий. Эта аномалия совпадает с линейным хребтом вдоль разлома и поэтому может быть связана с его формированием. Рассматриваемая аномалия — единственная на полигоне, которая коррелируется с особенностями рельефа фундамента. Хотя в чистом виде выделить интересующую аномалию весьма трудно, важно подчеркнуть, что у нее нет заметных отрицательных ветвей с какой-либо из сторон.

Количественная оценка параметров намагниченного тела выполнена методом подбора. Ввиду малой величины намагниченности верхней части «акустического фундамента» принято, что верхняя кромка магнитного тела расположена ниже поверхности этого «фундамента» на 0,5 км. Расчетная глубина нижней кромки намагниченного тела около 30 км, угол падения тела ЮВ $30-40^\circ$. При этом принято, что угол намагниченности современный (57°). Важно подчеркнуть, что другие комбинации расположения тела (среди тел, образующих в сечении призму) не дают удовлетворительного согласия с формой аномалии.

На примере хорошо изученных следов транс-

формных разломов северо-восточной части Тихого океана показано, что первоначально возникшие уступы в фундаменте вдоль трансформных разломов не изменяются по величине в течение последующих многих десятков миллионов лет [10]. Это означает, что одних сохраняющихся упругих напряжений (на границе между соседними участками литосферной плиты разной мощности) недостаточно для реализации релаксационных движений. Следовательно, вдоль линии бывшего трансформного разлома лишь при дополнительных благоприятных условиях может возникнуть ослабленная зона — узкое пространство, выполненное сравнительно маловязким веществом.

Интересно отметить, что линейный хребет по разлому Тускарора выражен только на внешнем склоне желоба и в направлении к вершинной части окраинного вала почти исчезает. Хребет находится, таким образом, на месте наибольших упругих напряжений океанической плиты при ее изгибе перед желобом.

Разлом Тускарора — контакт двух литосферных блоков. Судя по контакту разноименных идентифицированных магнитных аномалий по разным сторонам от разлома, разница в их возрасте составляет 8—10 млн лет. По этой причине здесь должны сохраняться остаточные упругие напряжения. Можно полагать, что дополнительные напряжения, возникающие при изгибе в зоне бывшего трансформного разлома, суммируясь с существующими, превышают порог текучести вещества, вызывая появление ослабленной зоны. Маловязкое вещество ослабленной зоны, находясь в области резкого нарушения изостатического равновесия, должно выжиматься вверх, порождая линейное поднятие. С этой точки зрения хребет — холодная интрузия вещества фундамента. По-видимому, в такое движение вовлечена и нижняя магнитная часть земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. П., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. — М.: Наука, 1979.
2. Красный М. Л., Андреев А. А., Воробьев В. М. Магнитная неоднородность фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // Океанология. — 1988. — Т. 28, вып. 3. — С. 430—434.
3. Пагрикеев В. Н., Рагозин Н. А. Структура осадочного чехла и фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1987. Ч. 2. — С. 54.
4. Тектоника Курило-Камчатского желоба. — М.: Наука, 1980.
5. Ewing J., Ewing M., Aitren T., Ludwig M. J. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling // The crust and upper mantle of the Pacific area. Washington, 1968. — P. 147—173. (Trans. Amer. Geophys. Union/Geophys. Monogr; N 12).
6. Gribidenko H. S., Svarichevsky A. S., Sedelnikova S. P., Zhigulev V. V. The structure of Tuscaraora fracture zone, northwestern Pacific // Geo-Marine Letters. — 1981. — V. 1. — P. 221—224.
7. Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M. Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific // The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin/Editors: Sutton G. H., Manghnani M. H., Moberu R. — Washington, 1976. — P. 204—226 (Trans. Amer. geophys. Union/Geophys. Monogr; N 19).
8. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — 1975. — V. 32.
9. Mammerickx P. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Mar. Geol. — 1980. — V. 34, N 3/4. — P. 207—218.
10. Sandwell D. T., Schubert G. Lithospheric flexure at fracture zones // J. Geophys. Res. — 1982. — V. 87. — P. 4657—4667.

УДК 551.21 : 550.422

Л. А. Дагис, Н. И. Филатова

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АНАДЫРСКОЙ ВПАДИНЫ

Установлена гетерогенность разреза вулканогенных образований, вскрытых скважинами в фундаменте Анадырской впадины. Они состоят из двух толщ: нижней, маастрихт-нижнеэоценовой и верхней, верхнеэоценовой-олигоценовой. Вулканиды нижней толщи (преимущественно базальты) относятся к толеитовой серии,

Наиболее полная информация о строении Анадырской впадины дана в работах [1, 2]. Анадырская впадина занимает восточную окраину и всю юго-восточную часть Нижне-Анадырской низменности, расположенной к югу от залива Онемен, а также мелководную акваторию Анадырского залива Берингова моря (рис. 1). Она имеет отчетливый характер наложенной структуры и перекрывает сложные зоны сочленения районов флангового затухания Анадырско-Корякской системы кайнозой с разновозрастными структурными сооружениями более ранней консолидации Северной Чукотки. Эти разновозрастные складчатые системы перекрываются вулканитами мелового Охотско-Чукотского и палеогенового-раннемиоценового Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентальных вулканических поясов [4]. Кроме того, по обрамлению Анадырской впадины и кое-где в ее пределах вскрываются базальтоиды палеоцен-эоцена (или маастрихт-эоцена), имеющие рифтогенную природу [5].

Более подробно строение впадины изучено Д. И. Агапитовым, который возглавил проводимый здесь комплекс геолого-геофизических работ. Согласно их результатам, в складчатом фундаменте впадины выделяются два структурных комплекса. Нижний комплекс представлен альб-нижнесенонской морской граувакковой формацией. Верхний комплекс в низах разреза сложен континентальными угленосными толщами верхнего кампана-дания, включающими пластовые и секущие тела диабазов и долеритов, которые коагматичны перекрывающим их палеоцен-эоценовым эффузивно-пирокластическим образованиям. Палеоцен-эоценовые отложения широко развиты в пределах Анадырской впадины. Их мощность резко

уменьшается в южном направлении с 2 км до нескольких десятков метров. Эта эффузивно-пирокластическая толща параллелизуется Д. И. Агапитовым с выделенной В. А. Захаровым на прилегающих с севера к Анадырской впадине площадях танюерской свитой палеоцен-эоценового возраста. Перекрывается она в Анадырской впадине терригенными породами эоцен-олигоцена и неогеновыми отложениями. Определения абсолютного возраста входящих в эффузивно-пирокластическую толщу базальтов (К — Аг-метод по валовому составу) дали довольно широкий интервал, причем наиболее древние значения соответствуют позднему мелу.

Поскольку Д. И. Агапитов любезно предоставил в наше распоряжение керн из скважин, пробуренных в Анадырской впадине (за что, пользуясь случаем, мы выражаем ему признательность), то у нас появилась возможность более детально изучить вещественный состав вулканитов, вскрытых этими скважинами и составить мнение о происхождении этих вулканитов. Для исследования химического состава пород был использован комплекс методик. Микронзондовые определения выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе «Самебах» в ИГиГ СО АН СССР. Породообразующие окислы определены химическим (ИМГРЭ АН) и рентгенофлуоресцентным (ЦЛИАВ ГЕОХИ АН) методами, Rb, Sr, Zr, Y, Ni, Cr — рентгенофлуоресцентным методом (аналитический центр ИЛСАН). Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) установлены методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индукционной плазмой после предварительного отделения и концентрирования суммы РЗЭ методом ионно-обменной хроматографии (анали-

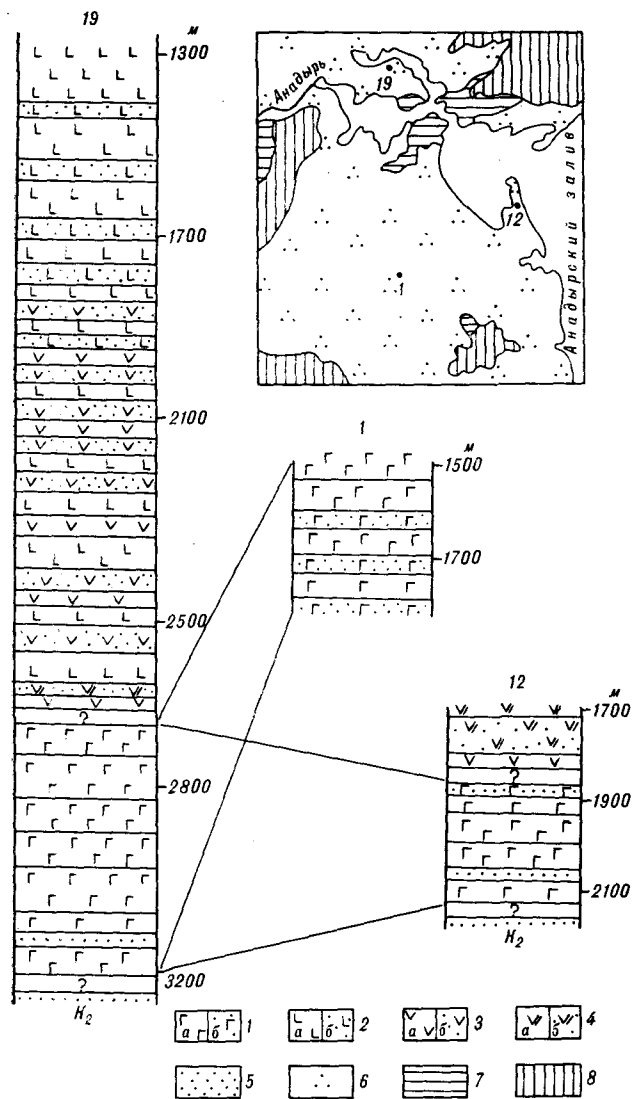


Рис. 1. Стратиграфические разрезы маастрихт-нижнеэоценовых и эоцен-олигоценых вулканогенных толщ Анадырской впадины.

1 — нижняя маастрихт-нижнеэоценовая толща (а — преимущественно базальты и андезитобазальты, б — агломератовые лавы основного состава); 2—4 — верхняя верхнеэоцен-олигоценая толща: 2 — базальты и андезитобазальты (а) и туфы основного состава (б), 3 — андезиты (а) и туфы среднего состава (б), 4 — андезитодациты и дациты (а) и туфы умеренно кислого состава (б), 5 — песчаники. На разрезе: 6 — четвертичные терригенные отложения; 7 — позднемеловые и олигоценые вулканогенные образования не расчлененные; 8 — меловые терригенные отложения. 1, 12, 19 — номер буровых скважин на врезке и на колонках.

тический центр ИЛСАН). Часть использованных в статье силикатных анализов взята из работ Д. И. Агапитова.

Для характеристики вулканогенных образований Анадырской впадины нами, в основном, использованы данные по трем скважинам — 1, 12 и 19 (см. рис. 1), в которых вулканы представлены наиболее полно. Нами было установлено, что эти образования слагают две самостоятельные толщи, различающиеся петро-

графическим и химическим составом пород, а также обстановками формирования. Нижняя толща образована малодифференцированными разностями, включающими базальты и андезитобазальты. Местами в низах этой толщи располагаются маломощные прослои полимиктовых песчаников. Максимальная ее мощность 550 м. Верхняя толща включает гораздо более полно дифференцированный ряд пород: базальты, андезитобазальты, андезиты, андезитодациты и их туфы. Преобладают в этой толще андезиты. Максимальная ее мощность около 1500 м. Характер контакта базальтоидной и дифференцированной вулканогенных толщ по скважинам остался не выясненным.

Ниже дана характеристика двух этих толщ по отдельным скважинам.

Скважина № 19 (Вахрушкинская площадь) расположена в северной части Анадырской впадины (см. рис. 1). Разрез нижней толщи здесь представлен пироксеновыми базальтами с редкими прослоями агломератовых лав основного состава суммарной мощностью 500 м. Располагающаяся выше вулканогенная толща в нижней части сложена чередованием андезитов, андезитобазальтов, их туфов мощностью 800 м, а в верхней — оливковыми базальтами, реже андезитобазальтами и их туфами мощностью 700 м.

Скважина № 12 (Береговая площадь) расположена на востоке территории на побережье Анадырского залива. Мощность нижней толщи здесь сокращается до 250 м. Состав ее остается неизменным. В нижней ее части, наряду с базальтами и андезитобазальтами, присутствуют прослои песчаников (что характерно для аналогичной толщи скважины № 19). Верхняя толща также резко сокращена в мощности (до 150 м) с сохранением дифференцированного состава. В обеих скважинах ниже рассматриваемых вулканогенных образований располагаются терригенные породы верхнего мела.

Скважина № 1 (Ягельная площадь, Центральная часть Анадырской впадины) включает разрез только нижней вулканогенной толщи мощностью 340 м, который представлен переслаиванием пироксеновых базальтов и брекчий, причем генезис последних остался не выясненным.

Информация о возрасте рассматриваемых образований весьма скудна и опирается исключительно на данные Д. И. Агапитова. Более определенно можно говорить о возрасте нижней толщи, для пород которой К — Аг-методом получены следующие цифры: 58 ± 3 млн лет (скв. № 19) и $60-70 \pm 10$ млн лет (скв. № 1). Кроме того, в этой толще в скв. № 1 обнаружен, по данным Д. И. Агапитова, спорово-пыльцевой комплекс раннеэоценового возраста. Таким образом, интервал ее формирования охватывает мааст-

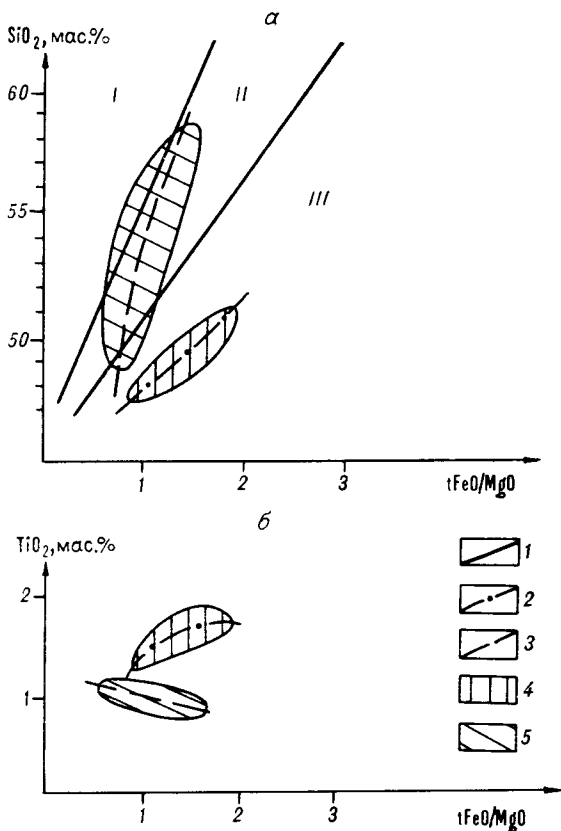


Рис. 2. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{tFeO/MgO}$ (а) и $\text{TiO}_2 - \text{tFeO/MgO}$ (б) для вулканических пород Анадырской впадины.

1 — границы полей серий (I — известково-щелочной, II — умеренно известково-щелочной, III — толеитовой) [8]; 2, 3 — тренды дифференциации (2 — вулканитов нижней толщи, 3 — вулканитов верхней толщи); 4, 5 — поля составов пород (4 — нижней толщи, 5 — верхней толщи).

рихт-ранний эоцен. Что же касается верхней толщи, то для нее имеется лишь одно определение абсолютного возраста пород — 61 ± 5 млн лет. Однако, учитывая ненадежность единичных определений возраста пород методом по валовому их составу, а также тот факт, что верхняя толща перекрывает маастрихт-эоценовые (раннеэоценовые?) вулканиды, наиболее реальным представляется позднеэоцен-олигоценый возраст этой толщи.

Ниже рассматриваются петрографические и петрохимические характеристики вулканогенных толщ Анадырской впадины.

Наиболее распространенные в нижней толще пироксеновые базальты содержат 20—50% вкрапленников, представленных шпинелью, клинопироксеном и плагиоклазом; редко встречается мелкий, практически нацело замещенный оливин. Плагиоклаз образует выделения призматической формы, зонален, имеет состав $\text{An}_{55} - \text{An}_{65}$. Клинопироксен представлен крупными вкрапленниками удлиненной формы, нередко прорастает лейстами плагиоклаза. Основ-

ная масса микроделеритовой, интерсертальной, реже — гиалопилитовой структуры образована лейстами или микролитами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена, рудного минерала и хлоритизированным вулканическим стеклом.

Из верхней толщи петрографическую характеристику получили породы основного и среднего состава. Входящие сюда оливиновые базальты имеют порфирировые или редкопорфирировые структуры. Вкрапленники (5—30% объема пород) представлены оливином (10—100% выделений), клинопироксеном (0—20%), плагиоклазом (0—30%). Оливин образует идиоморфные фенокристы, имеет состав от Fo_{77} до Fo_{89} , содержит включения хромистых шпинелей. Плагиоклаз удлиненно-призматического габитуса отвечает по составу лабрадору. Клинопироксен (авгит) образует мелкие выделения. Основная масса микроделеритовой, пилотакситовой или гиалопилитовой структуры сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, реже — оливином, вулканическим стеклом и магнетитом. Андезитобазальты и андезиты обладают порфирировыми структурами. Вкрапленники, составляющие от 20 до 40% объема породы, представлены плагиоклазом (60—90% выделений), клинопироксеном (10—40%), редко — ортопироксеном (0—5%). Плагиоклаз $\text{An}_{46} - \text{An}_{57}$ образует выделения удлиненно-призматического или таблитчатого габитуса, нередко представлен двумя генерациями вкрапленников. Клинопироксен по оптическим характеристикам отвечает авгиту. Основная масса гиалопилитовой, пилотакситовой или интерсертальной структуры образована микролитами или лейстами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, вулканическим стеклом и магнетитом.

Таким образом, на основании петрографических наблюдений, для вулканидов двух выделенных толщ устанавливаются различные парагенетические ассоциации фенокристов: $(\text{Sp}) + \text{Cr}_x + \text{Pl} \pm \text{Or}_x$ для нижней базальтовой и $(\text{Sp}) + \text{Ol} \pm \text{Pl} \pm \text{Cr}_x$ для верхней дифференцированной. Вулканиды двух рассматриваемых толщ имеют ряд отличительных характеристик по химизму. На диаграмме зависимости содержания кремнезема от железистости (рис. 2, а) они образуют самостоятельные тренды фракционирования. Породы нижней базальтовой толщи имеют высокую железистость, равномерно возрастающую при незначительном увеличении кремнекислотности, что характерно для толеитовых серий. Породы дифференцированной верхней толщи имеют низкую железистость, которая практически не возрастает в процессе быстрого накопления SiO_2 (49—60 мас. %), что характерно для известково-щелочных серий. Аналогичные закономерности прослеживаются и на диаграмме зависимости

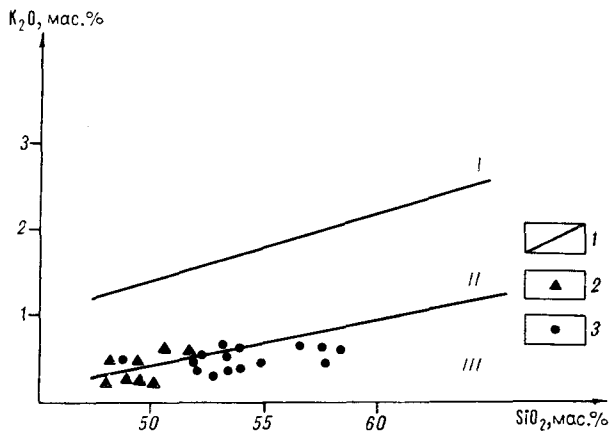


Рис. 3. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для вулканических пород Анадырской впадины.

I — границы полей серий (I — высоко-, II — умеренно- и III — низкокальцевых) [10]; 2 — базальты нижней толщи; 3 — базальты, андезитобазальты и андезиты верхней толщи.

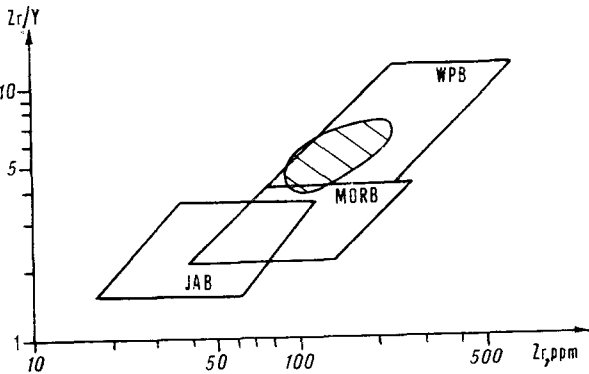


Рис. 4. Диаграмма $Zr/Y - Zr$ для вулканических пород Анадырской впадины.

Заштриховано поле составов вулканитов нижней и верхней толщ; MORB — базальты СОХ, WPB — внутриплитные базальты, JAB — островодужные базальты [9].

содержания TiO_2 от железистости (см. рис. 2, б), где также выделяются тренды толеитовой и известково-щелочной серий. Для толеитовой (нижняя базальтовая толща) фиксируется систематическое увеличение содержания титана в процессе фракционирования на фоне общих повышенных его концентраций ($TiO_2 = 1,3 - 2,0$ мас. %). Для известково-щелочной серии (дифференцированная верхняя толща) характерны умеренные содержания TiO_2 (0,9—1,2 мас. %) и проявлена обратная зависимость концентрации титана от степени фракционирования.

Две выделенные толщи достаточно близки по содержанию щелочей. Суммарная щелочность колеблется в узких пределах (3—4 мас. %). Это породы умеренной щелочности натрового ряда (отношение K_2O/Na_2O составляет 0,1—0,2). На диаграмме зависимости содержания K_2O от SiO_2 (рис. 3) фигуративные точки составов вулканитов обеих толщ расположены в поле низкокальцевых пород.

Рассматриваемые толщи различаются по отношению $Ti - Zr - Y$ [9]. На этой тройной диаграмме нижняя толща (толеитовая серия) относится к внутриплитным образованиям, а верхняя (известково-щелочная серия) — к островодужным. Для пород обеих толщ характерны высокие содержания циркония (см. таблицу); отношения Zr/Y колеблются от 4 до 6, и на диаграмме зависимости $Zr/Y - Zr$ (рис. 4) фигуративные точки составов всех изученных вулканитов образуют сгущение в области внутриплитных базальтов (отметим, что аналогичные повышенные отношения Zr/Y характерны и для пород активных континентальных окраин). Базальты верхней толщи характеризуются более высокими по сравнению с базальтами нижней толщи содержаниями хрома и никеля (340—380 и 140—200 г/т), что согласуется с их высокой магнезиальностью (8,6—10,8 мас. % MgO). Более фракционированным составом свойственно снижение концентраций Cr и Ni (соответственно до 140—65 г/т), что объясняется преобладающим отделением оливина на ранних этапах дифференциации. Для менее магнезиальных (5,4—7,2 мас. % MgO) базальтов нижней толщи характерны умеренные концентрации никеля и хрома (соответственно 75—115 и 180—260 г/т). Содержания Rb и Sr более высоки в породах верхней толщи (см. таблицу). Различия прослеживаются и по характеру распределения редкоземельных элементов. Базальты нижней толщи обогащены легкими лантаноидами при достаточно низких концентрациях Yb , отношение $(La/Yb)_N = 7,7$, $(La/Sm)_N = 3,3$. По этим характеристикам они обнаруживают сходство с производными обогащенного мантийного источника [3]. Базальты верхней толщи характеризуются низкими содержаниями суммы РЗЭ, относительно низкой величиной $(La/Yb)_N = 1,7$, некоторым дефицитом лантана относительно церия и самария ($(La/Ce)_N < 1$, $(La/Sm)_N < 1$), хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией. Фракционированное распределение РЗЭ сближает данные породы с некоторыми островодужными и окраинно-континентальными сериями [6, 7]. Однако уровень концентрации высокозарядных литофилов (ВЗЛ) в описываемых базальтах существенно выше.

Обсуждение результатов. Проведенное исследование вулканогенных образований, вскрытых скважинами в пределах Анадырской впадины, позволяет сделать вывод о гетерогенности разреза этих образований и принадлежности последних к двум различающимся по составам разновозрастным толщам — маастрихт-нижнеэоценовой и верхнеэоценовой — олигоценовой. Нижняя, существенно базальтовая, толща относится к недифференцированной серии с толеитовым трендом фракционирования, низкими

Химический состав (мас. %) и содержания редких элементов (г/т) в породах вулканогенных толщ Анадырской впадины

Оксиды и элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	19/16	19/18	19/19	19/20	19/30	19/46	1/57	1/30	1/62
SiO ₂	51,90	52,47	51,86	52,04	57,28	51,47	49,32	49,92	49,59
TiO ₂	1,17	1,12	1,06	1,02	0,75	1,65	2,01	1,88	1,69
Al ₂ O ₃	17,15	16,69	16,46	17,56	17,39	18,06	19,04	19,16	18,65
tFeO	7,66	7,62	7,52	7,75	5,97	8,47	10,58	9,26	9,50
MnO	0,13	0,17	0,14	0,13	0,11	0,10	0,34	0,25	0,21
MgO	9,04	9,32	10,79	8,56	5,94	5,32	6,50	6,62	7,13
CaO	8,89	8,22	8,49	8,98	6,40	9,66	8,42	9,15	9,55
Na ₂ O	3,21	3,59	2,81	3,36	4,84	4,15	3,27	3,32	3,14
K ₂ O	0,54	0,54	0,56	0,36	0,68	0,62	0,27	0,22	0,26
P ₂ O ₅	0,30	0,29	0,30	0,20	0,19	0,25	0,26	0,20	0,25
Cr	350	340	380	350	140	260	190	180	260
Ni	194	165	163	141	65	108	115	72	109
Y	26	20	27	22	26	32	31	27	28
Zr	118	96	127	106	153	186	162	127	128
Rb	9	12	11	8	11	4	2	1	3
Sr	666	897	578	452	581	429	327	326	542

Примечание. 1—5 базальты, андезитобазальты и андезиты верхнеэоцен-олигоценовой толщи; 6—9 — базальты маастрихт-нижнеэоценовой толщи.

содержаниями крупноионных литофилов (КИЛ), обогащенной титаном, цирконием и легкими лантаноидами с умеренными содержаниями элементов группы железа. Судя по особенностям химизма, вулканогенные образования данной толщи имеют, скорее всего, внутриплитную природу, а их образование можно связать с плавлением обогащенного некогерентными элементами вещества мантии.

Верхняя толща принадлежит дифференцированной известково-щелочной серии с умеренными содержаниями щелочей, титана, рубидия, стронция, высокими концентрациями элементов группы железа, циркония и низкими содержаниями легких лантаноидов. По уровню содержания и характеру распределения РЗЭ эта серия близка необогащенным сериям вулканических поясов островных дуг и континентальных окраин, но отличается от таковых более высокими концентрациями ВЗЛ, с одной стороны, и более высокими содержаниями Cr и Ni, с другой. Таким образом, в целом известково-щелочные образования верхней толщи можно считать принадлежностью окраинно-континентального вулканического пояса, причем состав слагающих его вулканитов обладает определенной спецификой (заметим, что последнее свойственно всем вулканическим поясам, как окраинно-континентальным, так и островодужным).

Выделенные две вулканогенные толщи Анадырской впадины обнаруживают хорошую корреляцию с двумя соответствующими им по возрасту толщами, широко распространенными на прилегающих к впадине площадях и резко от-

личающимися обстановками формирования [4, 5]. Наиболее древняя из них вскрывается в северной части Корякского нагорья, в Пенжинском прогибе, а также в пределах Охотско-Чукотского пояса, где она несогласно перекрывает меловые вулканиты. Эта маастрихт-эоценовая толща, сложенная недифференцированными базальтоидами, включает либо субщелочные (шошонитовые), либо толеитовые породы [3], обладающие свойствами внутриплитных образований, возникших в условиях континентального рифтогенеза. Эти вулканиты содержат и терригенные грабенные фацции, что, кстати, характерно и для нижней вулканогенной толщи Анадырской впадины.

Верхняя вулканогенная толща впадины по возрасту и составу пород коррелируется с вулканитами позднеэоцен-раннемиоценового Запднокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса, отдельные разобщенные ареалы которого широко развиты вблизи Анадырской впадины, в том числе и непосредственно на западном ее обрамлении, в хр. Рарыткин.

Таким образом, вскрывающиеся в фундаменте Анадырской впадины две вулканогенные толщи формировались в совершенно различных геодинамических обстановках. Для маастрихт-раннеэоценового этапа были свойственны проявления внутриплитного базальтового вулканизма, тогда как в позднеэоценовое — олигоценное время происходило накопление пород дифференцированной серии Запднокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапитов Д. И., Иванов В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника.— 1969.— № 1.— С. 68—82.
2. Агапитов Д. И., Иванов В. В., Мужиков В. Г., Шабатин И. В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины // Берингия в кайнозое.— Владивосток, 1976.— С. 89—92.
3. Кепежинская П. К. Геохимические типы примитивных андезитов в зонах перехода океан — континент // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.— С. 57—67.
4. Филатова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса.— М.: Наука, 1983.
5. Филатова Н. И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника.— 1987.— № 4.— С. 85—101.
6. Dixon T. N., Baliza R. Petrology and geochemistry of Resent Lavas in the Northern Marianus: implications for the origin of Island arc basalts // Contrib. Miner. and Petrol.— 1979.— V. 70, N 2.— P. 167—181.
7. Hickey R. L., Frey F. A., Gerlach D. C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34—41 °S): trace element and isotopic evidence for contribution from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B6.— P. 5963—5983.
8. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci.— 1974.— V. 274, N 4.— P. 321—365.
9. Pearce J. A., Norry J. M. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol.— 1979.— V. 69.— P. 33—47.
10. Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey // Ibid.— 1976.— V. 58, N 1.— P. 63—81.

Институт литосферы АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
25 июля 1989 г.

УДК 552.321.6 : 54—553.491.8 571.64

В. Т. Старожилов

СТРУКТУРНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНАЯ ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ПОРОД ЮЖНО-ШМИДТОВСКОГО АЛЛОХТОНА

Рассматриваются закономерности изменения состава пород и петрохимическая типизация пород Южно-Шмидтовского аллохтона (о. Сахалин) на глубину и по латерали. Установлено, что тип слоистости пород аллохтона отличается от классических стратиформных плутонов, кристаллизовавшихся в континентальной изоляции, и от пород пластин кристаллических

В последние десятилетия усилилось внимание научных и производственных организаций к изучению рудоносности базит-гипербазитовых комплексов континентального обрамления Тихого океана. Это вызвано не только необходимостью конкретной практической оценки отдельных наиболее интересных с точки зрения рудоносности массивов, но и интересом к их металлогени в связи с представлениями глобальной тектоники. Наши исследования базит-гипербазитовых комплексов юга Дальнего Востока включали и оценку возможной платиноносности пород Южно-Шмидтовского аллохтона о. Сахалин, которой раньше не проводилось.

В большинстве публикаций Южно-Шмидтовский аллохтон рассматривается как фрагмент офиолитового пояса [5—9]. В то же время для решения региональных геотектонических и металлогенических задач, состав и структурные взаимоотношения слагающих аллохтон пород изучены недостаточно.

Так, отсутствуют сведения о петрографической типизации пород, закономерностях изменения петрохимического состава по латерали и на глубину. Были проведены лишь петрографические описания, достаточные для выполнения геолого-съёмочных работ. Вероятно, поэтому в публикациях нет ясных сведений, в частности, о количественных соотношениях лерцолитов и гарцбургитов. В середине семидесятых годов ряд авторов [6—8] отмечали, что лерцолиты и гарцбургиты преобладают среди перидотитов, слагающих аллохтон. Позднее [9] уже отмечалось, что лерцолиты отсутствуют в центральной части и развиты только в крае-

вых частях аллохтона, хотя, как будет отмечено ниже, краевые части блока сложены серпентинитами и в них почти не сохранилось реликтов первичных пород. С целью поисков хромитов в районе г. Левенштерна проведено бурение до глубины 400 м (Чалых и др., 1972 г.). Однако выделение петрографических разновидностей (гарцбургитов и лерцолитов) по керну не производилось, закономерности изменения петрографического состава и петрохимических параметров детально не изучались, не выяснен тип возможной слоистости, не проведены рудно-формационная типизация пород аллохтона и классификация по химическому составу.

С целью выяснения поставленных вопросов нами в 1986 г. были проведены полевые работы и исследован каменный материал бурения. Для петрохимической характеристики выполнено свыше 80 полных силикатных анализов. На дневной поверхности Южно-Шмидтовский аллохтон — это сравнительно узкий (0,8—2,0 км) блок, протягивающийся вдоль побережья Охотского моря на расстояние более 15 км (рис. 1). Блок сложен преимущественно гипербазами, представленными гарцбургитами и дунитами. Лерцолитов, которые здесь выделялись, мы не встретили. В южной части блока среди гипербазитов выделяется тектонический блок габброидов площадью около 1,3 км², с гипербазами связана хромовая минерализация (Чалых и др., 1972 г.).

Для блока характерны сложное мозаичное строение, обусловленное серией тектонических нарушений, развитие по его периферии (см. рис. 1) лизардитовых, хризолитовых, антиго-

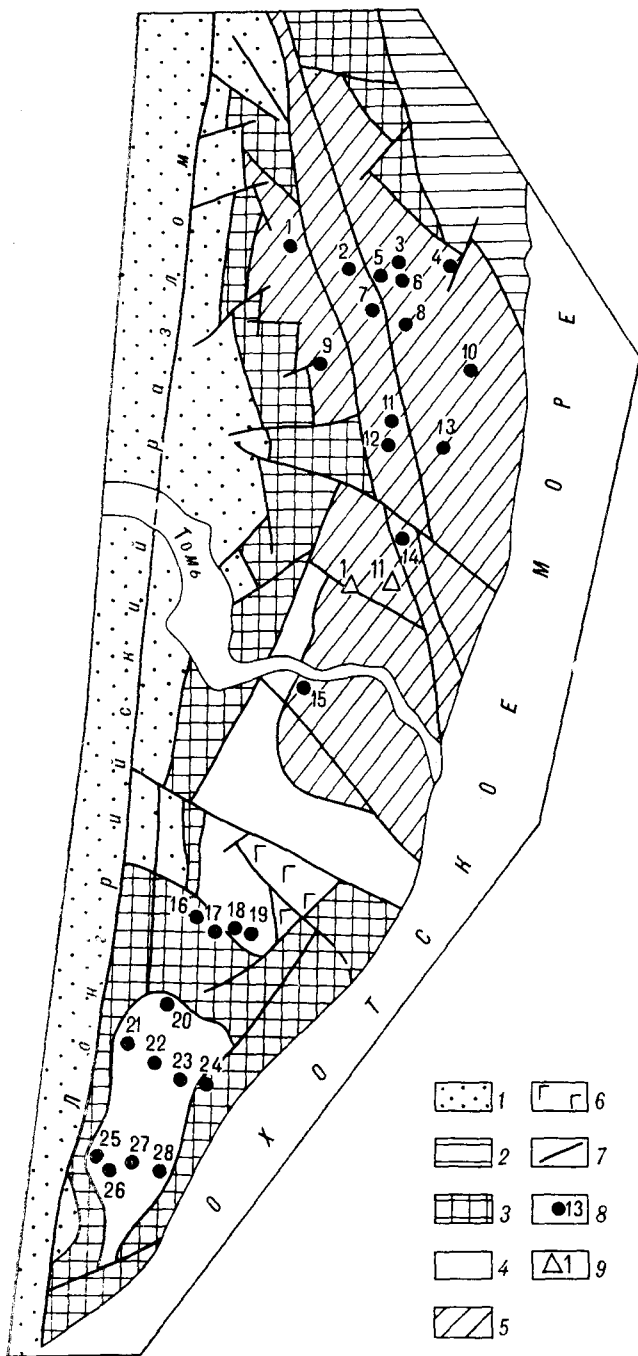


Рис. 1. Схема геологического строения Южно-Шмидтовского аллохтона (по материалам Чалых и др., 1972 г. и автора).

1 — неогеновые осадочные породы; 2 — вулканогенно-кремнисто-терригенные породы; 3 — серпентиниты; 4 — гарцбургиты; 5 — гарцбургиты и дуниты; 6 — габброиды; 7 — тектонические нарушения; 8 — точки отбора проб и их номера (соответствуют табл. 1); 9 — скважины и их номера.

ритовых и смешанного состава серпентинитов, на отдельных участках интенсивно меланжированных, с многочисленными зеркалами скольжения. Ширина серпентинитовой «оторочки» от 300 до 900 м. К центральной части блока

гипербазиты серпентинизованы слабее, среди них уверенно выделяются разновидности. В южной части аллохтона распространены преимущественно гарцбургиты. В районе р. Томь они сменяются дунит-гарцбургитовой ассоциацией, причем по керну (рис. 2) наблюдается чередование слоев дунитов и гарцбургитов, мощностью от 1 до 30 м. Выделяются многочисленные зоны милонитизации и рассланцевания хлорит-серпентинового и тальк-хлорит-серпентинового состава (Чалых и др., 1972 г.), что свидетельствует о сложном тектоническом строении аллохтона. Однако, несмотря на нарушенность разрезов, в целом выделяются повторяющиеся интервалы чередования дунитов и гарцбургитов мощностью 50—80 м. При этом каждый интервал начинается дунитами и заканчивается гарцбургитами, а в дунитах наблюдаются иногда маломощные (до 1 м) прослои гарцбургитов. Интервалы характеризуются переходом от слоев, относительно богатых высокотемпературными минералами (оливином), к слоям, обогащенным более низкотемпературными составляющими (пироксеном), и обладают резкими внешними границами. Слои, сложенные дунитами, нередко обогащены хромитом. С ними сопряжены и хромитовые залежи, обычно имеющие тектонические контакты. Как показали петрографические исследования, наблюдаются генетическое родство породообразующих и рудных минералов хромитоносных слоев, сопряженность этих слоев с чередующимися слоями пород и изменением химического состава пород в ходе кристаллизационного фракционирования.

Среди слагающих интервалы дунитов и гарцбургитов большого разнообразия не наблюдается. Дуниты обычно содержат до 90—95 % оливина, до 10 % ортопироксена и клинопироксена, редко 5—7 % хромшпинелидов и вторичные минералы — лизардит, бастит, хризотил, хлорит, тальк. Встречается карбонат, брусит, антигорит, магнетит. Изменения дунитов проявлены интенсивнее вдоль зон тектонических нарушений и при приближении к контактовым частям аллохтона.

Гарцбургиты сложены преимущественно оливином (до 85 %), ортопироксеном (иногда до 40 %), клинопироксеном (до 10 %), хромитом (до 2 %) и вторичными минералами, которые не обязательно могут встречаться вместе: лизардитом, баститом, карбонатом, хризолитом, хлоритом. Оливин обычно принадлежит к группе форстерита. Ортопироксен чаще представлен энстатитом, но встречается и бронзит. Ортопироксен иногда обладает хорошо выраженными кристаллографическими формами и простым двойникованием. В железистых его разновидностях появляются полисинтетические двойники шириной от 0,5 до 4,5 мм.

Рис. 2. Геологический разрез по скважинам I (а) и II (б) и распределение SiO_2 и MgO по типам пород.

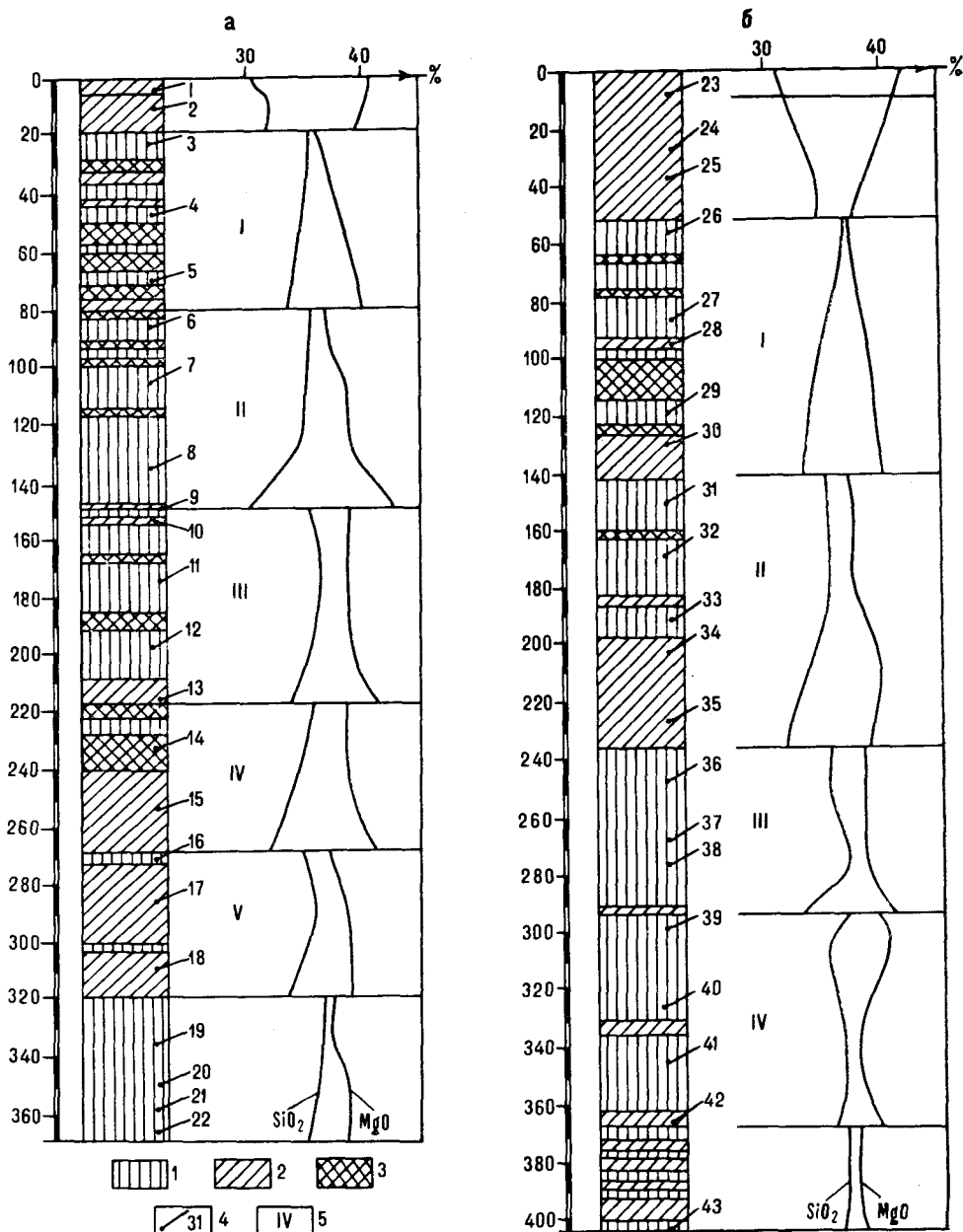
1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — зоны милонитизации и рассланцевания; 4 — интервалы отбора проб и их номера (соответствует табл. 2); 5 — номера ритмов. При составлении разреза кроме данных автора использованы данные Чалых и др., 1972 г.

В ядерных зонах ортопироксенов, выделившихся первыми, присутствуют игольчатые (0,01—0,05 мм) включения светло-коричневой шпинели. Вероятно, шпинель является продуктом распада твердых растворов. Иногда наблюдаются темно-коричневые и черные хромшпинелиды идиоморфной огранки, рассеянные в кристаллах равномерно или концентрирующиеся в их краевых зонах.

Дуниты и гарцбургиты обычно несут следы интенсивных деформаций. Для них характерны катакластические структуры, часто наблюдаются изогнутые кристаллы оливина и пироксена, иногда растащенные, интенсивно трещиноватые. Встречаются пироксены с волнистым погасанием.

Общая особенность пород Южно-Шмидтовского блока — присутствие по всему вскрытому разрезу ортопироксена, в большинстве случаев определяющего тип вскрытого слоя интервалов чередования пород и наиболее полно отражающего смену условий кристаллизации расплава. В слоях и повторяющихся интервалах выдерживается последовательность в смене магнетиальности ортопироксена и оливина. Как бы ни был порядок кристаллизации, первый выделившийся минерал всегда наиболее магнетиален. При резком снижении магнетиальности оливина наблюдается плавное ее уменьшение в сосуществующем ортопироксене.

Химические анализы (табл. 1, 2) гипербазитов Южно-Шмидтовского блока с целью их



типизации наносились на диаграмму (рис. 3) с координатами $A - S$, где $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, а $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$.

Как видно из диаграммы, гипербазиты аллохтона не занимают монопородного поля, фигуративные точки их химических составов (81 анализ) группируются в районе полей дунитов и гарцбургитов. При этом между их полями на диаграмме нет четких границ, прослеживается постепенный переход от фигуративных точек дунитов к таковым гарцбургитов, что может отражать постепенную смену физико-химических условий при кристаллизационном фракционировании материнской магмы.

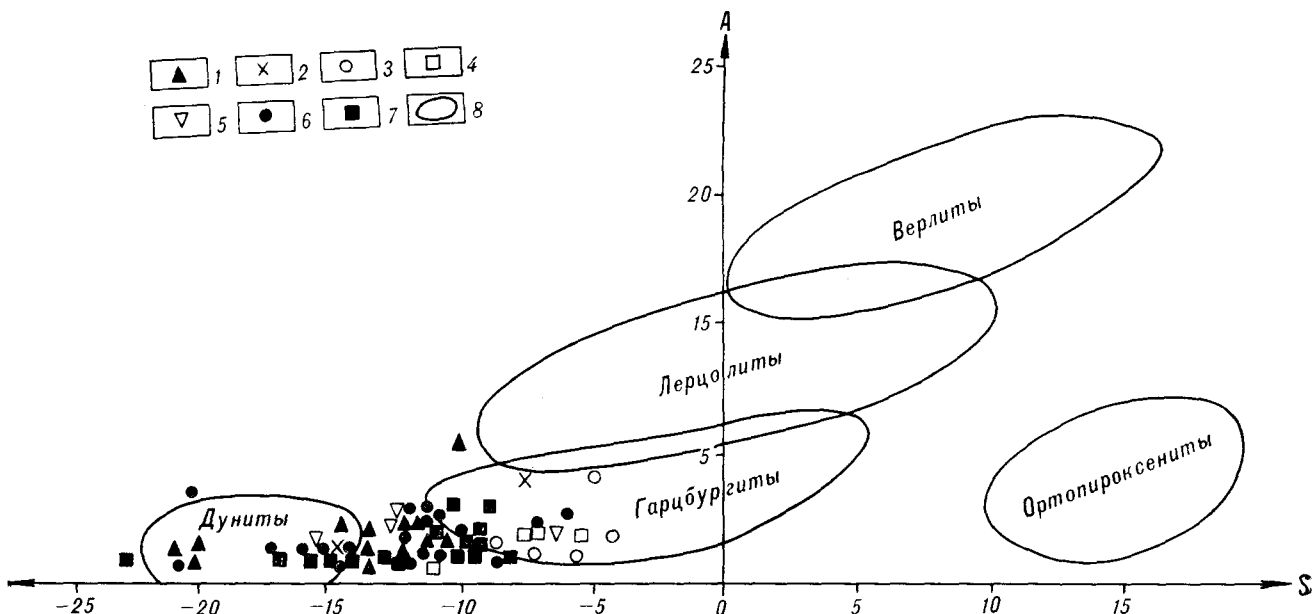
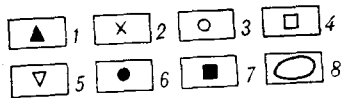


Рис. 3. Положение главных типов гипербазитов Южно-Шмидтовского аллохтона в координатах А — S.

1—5 — районы отбора проб по Южно-Шмидтовскому блоку, в скобках номера проб (соответствуют табл. 1): 1 — северный (1—13); 2 — центральный (14, 15); 3 — южный (16—20); 4 — южный (21—24); 5 — самый южный (25—28); 6—7 — пробы отобранные по керну скважин; 8 — поля гипербазитов по [1].

В содержаниях основных петрогенных элементов в дунитах и гарцбургитах наблюдаются колебания (см. табл. 1, 2). В дунитах количество кремнезема изменяется в пределах 30,78—35,68 %, среднее его содержание 33,38 %. Количество глинозема колеблется в пределах 0,30—0,97 %, редко повышается до 1,29 %. По содержанию глинозема дуниты относятся к крайне низкоглиноземистому типу. Суммарное содержание Fe_2O_3 и FeO составляет 6,19—8,86 %. Количество железа находится в прямой зависимости от железистости оливина и пироксена. Содержание MgO составляет 38,61—45,41 %, среднее — 39,98 %. Количество щелочей — от 0,25 до 0,47 %, причем Na_2O преобладает. По содержанию TiO_2 дуниты относятся к крайне низкотитанистому типу.

В гарцбургитах содержание кремнезема варьирует от 34,97 до 41,69 %, среднее — 36,77 %. Количество глинозема колеблется в пределах 0,30—0,97 %, редко достигая 1,14—1,29 %, что свидетельствует о принадлежности гарцбургитов к крайне низкоглиноземистому типу. Содержание MgO составляет от 36 до 42, среднее — 38,09 %. Сумма $Fe_2O_3 + FeO$ колеблется от 7,16 до 9,02, редко достигает 10,19 %. Количество щелочей колеблется в пределах 0,25—0,47, редко наблюдается повышение до 1,66 и 3,39 %. По содержанию TiO_2 гарцбургиты относятся к крайне низкотитанистому типу.

В целом, несмотря на значительные колебания, содержания петрогенных элементов в разно-

видностях пород Южно-Шмидтовского аллохтона находятся в пределах концентраций в типах соответствующих пород по классификации [4].

При сопоставлении составов пород намечаются закономерности в их изменении с глубиной и с севера на юг. Так, по каждой скважине выделяется более 6 интервалов закономерных колебаний химического состава пород. Для нижней части каждого интервала характерны наиболее низкие в интервале содержания кремнезема и наибольшие — магния. Вверх по разрезу интервала увеличивается содержание кремнезема и пропорционально ему уменьшается содержание магния. Изменяется и петрографический состав пород. Нижние части интервалов сложены более магниезальными дунитами, тогда как верхние части сложены более кремнеземистыми гарцбургитами. Содержания железа и кальция, хотя и не настолько отчетливо, как в случае с магнием и кремнеземом, слабо изменяются по интервалам, подчеркивая неравномерно-ритмичное строение пород Южно-Шмидтовской пластины.

Мощности интервалов в скважине I составляют 50—70 м, в скважине II — 50—80 м, что говорит об их относительной выдержанности по латерали и по глубине.

При анализе изменений химического состава пород блока намечается тенденция увеличения их кремнекислотности и уменьшения магниевого с севера на юг (см. табл. 1), что соответствует петрохимическим данным. Как уже отмечалось, в южной части блока преоб-

Химический состав гипербазитов

Оксид	1*	2	3*	4	5*	6	7*	8	9*	10*	11*	12	13	14*	15
SiO ₂	34,49	35,64	32,66	36,41	30,83	35,89	34,70	36,09	34,49	31,57	33,68	35,88	30,45	33,11	41,69
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	0,30	0,44	0,32	0,79	0,34	0,49	0,61	0,78	0,30	0,76	0,36	0,30	0,30	0,42	1,29
Fe _{общ}	8,51	7,77	7,63	8,23	7,02	7,16	8,31	8,80	8,07	8,07	8,13	7,22	6,42	6,19	8,21
MnO	0,10	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,11
MgO	39,25	39,41	45,11	40,54	44,02	39,38	40,90	38,93	39,91	43,92	38,74	38,14	42,83	41,54	41,97
CaO	0,15	0,74	0,46	1,36	0,15	0,72	1,17	1,26	0,47	0,35	1,18	0,57	0,24	0,65	1,91
Na ₂ O	0,20	0,20	0,38	0,31	0,30	0,28	0,30	0,24	0,38	0,30	0,30	0,30	0,33	0,33	1,61
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П п п	16,75	15,19	12,94	11,16	16,89	15,48	13,57	13,12	15,79	15,08	16,65	16,02	18,89	17,24	2,62
Сумма	99,86	99,59	99,62	99,5	99,74	99,56	99,77	99,53	99,61	99,85	99,64	99,5	99,73	99,67	99,52
A	0,60	1,43	1,13	2,5	0,8	1,5	2,3	2,3	1,2	1,0	2,3	7,0	0,9	1,4	4,8
S	13,4	11,7	20,2	12,6	20,3	10,8	14,5	11,8	13,6	12,4	13,4	10,6	20,9	14,7	8,6
Na ₂ O + K ₂ O	0,25	0,25	0,35	0,36	0,35	0,33	0,35	0,29	0,43	0,35	0,35	0,36	0,38	0,35	1,60

Примечание. Здесь и в табл. 2 звездочкой помечены дуниты, остальные пробы — гарцбургиты; 1—28 — Южно-Шмидтовский пояс, Урал (29—27 анализов, 31—5 анализов [4]); 30 — Корьянско-Камчатская складчатая система (40 анализов [4]).

ладают гарцбургиты, а к центральной и северной частям увеличивается количество дунитов. При этом устанавливается, что в южной части блока, сложенной преимущественно гарцбургитами, не наблюдается широких изменений химического состава пород, он изменяется в пределах содержаний, характерных для гарцбургитов. В северной и центральной частях блока изменения химических составов пород шире, но и они не выходят за пределы содержаний, характерных для дунитов и гарцбургитов.

В целом при сравнении составов гипербазитов Южно-Шмидтовского блока с составом ги-

пербазитов дунит-перидотитовой альпинотипной формации [2] устанавливается, что гипербазиты и-ова Шмидта менее кремнеземистые и менее магниезильные, содержания же щелочей и титана несколько выше (см. табл. 1). Такие же соотношения устанавливаются при сравнении с гипербазитами платиноносного Уфейско-Кемпирсайского пояса Урала. Отмечается близость изученных гипербазитов к хромитоносным гипербазитам комплексов офиолитов Папуа (Новая Гвинея) [6], Японии и других районов переходной зоны Тихоокеанской структуры к Азиатскому континенту.

Химический состав гипербазитов,

Оксиды	1	2*	3	4	5*	6	7	8	9*	10*	11	12	13
SiO ₂	30,78	31,32	36,95	35,18	33,20	35,87	38,35	35,80	30,00	33,34	36,27	35,18	34,61
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	3,56	0,30	0,69	0,41	0,30	0,57	0,77	0,44	0,30	0,30	0,78	0,91	0,38
Fe _{общ}	9,99	8,80	8,11	8,51	8,64	8,83	8,48	8,27	7,30	8,66	8,36	8,01	6,86
MnO	0,13	0,09	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,12
MgO	40,28	39,78	36,97	38,57	39,61	36,91	35,26	39,03	43,07	38,86	38,60	38,60	38,63
CaO	0,38	0,29	1,18	0,33	0,54	1,07	1,58	0,91	0,30	0,45	1,65	1,27	0,40
Na ₂ O	0,31	0,29	0,30	0,23	0,30	0,24	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П п п	13,90	18,62	15,31	16,31	16,90	15,81	14,75	14,84	18,35	17,47	13,48	15,17	15,42
Сумма	99,48	99,6	99,72	99,56	99,7	99,52	99,71	99,79	99,82	99,58	99,64	100,14	99,8
A	4	1,0	2,2	1,02	1,19	1,93	2,7	1,7	0,95	1,1	2,78	2,53	1,13
S	20	17	8	12	15,4	10,0	5,91	11,64	20,51	14,32	10,83	11,62	14,02
Na ₂ O + K ₂ O	0,36	0,34	0,35	0,28	0,35	0,29	0,35	0,36	0,35	0,36	0,35	0,35	0,35

Южно-Шмидтовского аллохтона

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28*	29	30	31*
38,51	38,14	37,91	40,58	39,12	37,24	39,14	39,80	38,55	35,36	35,73	38,75	34,98	41,77	41,18	37,08
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,14	0,05	0,05	0,02	0,05	0,03
0,59	0,65	0,45	0,85	0,63	0,45	0,52	0,53	0,68	0,71	1,14	0,63	0,45	1,75	1,43	0,81
8,03	8,51	8,13	8,34	8,52	9,02	8,17	9,02	7,69	6,87	8,04	7,44	8,86	5,71	8,72	7,75
0,11	0,11	0,11	0,12	0,10	0,11	0,10	0,12	0,10	0,08	0,09	0,09	0,10	0,06	0,15	0,10
37,47	34,32	38,09	36,08	36,00	38,90	37,88	36,02	38,16	42,00	40,52	37,75	41,28	39,92	39,73	42,89
0,15	0,78	0,15	0,55	0,15	0,30	0,88	0,99	0,79	0,73	0,90	0,63	0,87	1,00	0,78	0,40
0,31	3,24	0,98	0,30	0,42	0,22	0,41	0,30	0,30	0,30	0,41	0,30	0,30	0,13	0,11	0,08
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,02	0,06	0,01
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01			
14,33	13,65	13,70	12,79	14,46	13,17	12,36	12,97	13,19	13,49	12,38	13,92	12,75			
99,61	99,51	99,63	99,72	99,51	99,52	99,57	99,86	99,57	99,65	99,47	99,62	99,7			
1,1	4,7	1,6	1,8	1,2	1,0	1,9	1,9	1,8	1,8	2,5	1,6	1,6			
7,1	4,8	8,5	4,1	5,6	10,8	7,1	5,4	7,4	13,6	13,6	6,6	15,3			
0,36	3,29	1,03	0,35	0,47	0,37	0,46	0,35	0,35	0,35	0,50	0,35	0,35			

ский в районах: 1—13 — северный, 14, 15 — центральный, 16—24 — южный, 24—28 — самый южный; 29, 31 — Уфейско-Кемпир-

Согласно [3], платиновая рудоносность связана с определенными рудно-формационными типами базит-гипербазитовых комплексов, среди которых наибольшую роль играют собственно платинометалльные рудные формации расчлененных интрузий (Бушвельдский лополит ЮАР; Великая Дайка, Зимбабве; Стиллуотер, США). Роль платиносодержащих месторождений в мировых запасах не столь велика, однако они представляют значительный интерес как источники не только коренных но и россыпных месторождений. Южно-Шмидтовский блок наиболее соответствует хромит-дунит-пе-

ридитовому типу, в котором платиноиды тесно связаны со скоплениями хромшпинелидов. За рубежом с этим формационным типом связано промышленное месторождение Мезинлок офиолитового пояса Замбалес (Филиппины). Опыт промышленного извлечения платиноидов из хромитовых руд имеется в ряде стран Средиземноморья — Греции (о. Скирос), на Кипре (комплекс Трудос) и др. Многочисленные проявления платиновой минерализации обнаружены также в хромитоносных дунит-периодитовых массивах Испании, Югославии, Греции и других стран. Известны также многие россып-

Таблица 2

вскрытых скважинами I и II

14*	15*	16	17*	18*	19	20	21	22	23*	24*	25*	26	27	28*	29*
35,12	32,06	34,97	35,88	33,80	36,56	35,21	35,69	35,64	31,51	33,20	34,18	37,29	36,32	33,65	33,28
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,35	0,34	0,86	0,67	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,36	0,30
7,64	8,12	10,19	7,95	8,58	7,71	8,75	8,00	8,90	7,65	7,76	8,17	8,27	8,23	8,00	7,60
0,07	0,09	0,13	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,11	0,08	0,08	0,09	0,11	0,09	0,10	0,09
38,83	40,27	36,68	39,19	39,03	36,94	39,35	39,08	37,83	42,01	39,94	39,40	37,23	37,38	39,52	40,62
0,40	0,40	0,64	0,50	0,61	0,55	0,73	1,51	1,13	0,37	0,33	0,17	0,36	0,37	0,35	0,38
0,42	0,30	0,30	0,30	0,28	0,30	0,30	0,26	1,21	0,30	0,24	0,35	0,36	0,30	0,21	0,30
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
16,66	17,97	16,60	15,29	16,78	17,01	14,86	13,90	14,98	17,50	17,78	16,97	15,72	16,59	17,23	17,06
99,55	99,62	99,92	99,64	99,59	99,63	99,66	99,51	99,58	99,83	99,74	99,74	99,65	99,69	99,53	99,91
2,25	1,05	1,29	1,97	1,24	1,25	1,42	2,68	2,06	1,02	1,08	0,87	1,07	1,02	0,97	1,03
11,47	16,47	12,08	12,11	13,96	8,24	12,95	11,54	11,25	18,28	14,63	13,53	8,27	9,43	23,92	15,08
0,47	0,35	0,35	0,35	0,33	0,35	0,35	0,31	0,26	0,35	0,29	0,40	0,41	0,35	0,26	0,35

Оксиды	30	31	32	33*	34*	35	36	37	38	39	40	41*	42
SiO ₂	34,83	35,52	36,29	31,01	33,49	35,15	36,65	36,91	36,73	36,39	37,33	35,68	36,84
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	0,67	0,79	0,69	0,30	0,47	0,55	0,66	0,97	0,38	0,30	0,81	0,33	0,44
Fe _{общ}	8,58	7,55	7,52	6,58	8,18	7,58	7,32	8,99	7,21	8,66	8,91	7,83	8,35
MnO	0,10	0,10	0,11	0,08	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10
MgO	37,31	37,69	38,06	40,22	38,61	38,71	38,39	38,25	41,03	38,11	37,00	40,49	37,87
CaO	0,79	0,54	0,44	0,33	0,53	0,47	0,80	1,58	0,69	0,52	1,74	0,56	0,58
Na ₂ O	0,30	0,30	0,31	0,30	0,20	0,27	0,20	0,21	0,30	0,20	0,20	0,30	0,28
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П п п	17,00	17,06	16,03	21,02	17,74	16,57	15,32	12,38	14,17	15,42	13,58	14,28	14,95
Сумма	99,69	99,66	99,56	99,95	99,46	99,51	99,53	99,5	99,72	99,8	99,78	99,66	99,52
A	1,72	1,68	1,48	0,98	1,26	1,34	1,71	2,81	1,33	1,07	2,8	1,24	1,35
S	11,21	9,87	9,45	15,92	13,47	11,29	9,19	10,48	12,66	10,52	8,73	12,77	9,53
Na ₂ O + K ₂ O	0,35	0,35	0,36	0,36	0,26	0,32	0,25	0,26	0,35	0,25	0,25	0,35	0,33

Примечание. Без значка — гарцбургиты; 1 — хромитосодержащий серпентинит; 1—22 — по скважине I; 23—42 — по скважине II.

ные месторождения, генетически связанные с данным формационным типом (Юбари и Сорати на о. Хоккайдо, Папуа в Новой Гвинее и др.). Эти материалы свидетельствуют о продуктивности на платиноиды хромит-дунит-периодитового рудно-формационного типа.

Близость гипербазитов Южно-Шмидтовского блока к этому типу нацеливает на более внимательное отношение к ним с точки зрения возможной платиноносности. Кроме того, в шлиховых пробах из бассейнов руч. Лагерный, Промежуточный, Мишкин ключ, устанавливается присутствие осмистого иридия, что в некоторой степени подтверждает сделанный вывод. По-видимому, следует также обратить внимание и на возможную россыпную металлоносность прибрежной зоны Охотского моря.

Таким образом, нашими исследованиями установлено, что в Южно-Шмидтовском блоке преобладают крайне низкотитанистые и низкоглиноземистые гарцбургиты и несколько подчиненные им дуниты. Лерцолиты не встречаются. Однако, их присутствие в незначительных количествах не исключается. Изученные гипербазиты слагают существенно гарцбургитовую (южную) и дунит-гарцбургитовую (северную) зоны. В дунит-гарцбургитовой зоне наблюда-

ется неравномерная расслоенность, отличающаяся от расслоенности классических стратиформных плутонов, формировавшихся в изоляции континентальной коры (Бушвельдский и др. массивы), и от расслоенности аллохтонов кристаллических комплексов офиолитов Набильской, Тигрово-Березовской, Песково-Шельтингской, Тонино-Анивской зон Сахалинского региона. В целом расслоенность пород Южно-Шмидтовского аллохтона отличается и от расслоенности Партизанско-Киевского, Бревевского, Чугуевского, Самаркинского и других аллохтонов кристаллических комплексов офиолитов Краевого Сихотэ-Алинского шва Приморья. Эти отличия свидетельствуют о структурной и петрохимической специфичности Южно-Шмидтовского аллохтона.

Оценка на благородные металлы магматитов Южно-Шмидтовского аллохтона, относящихся к расслоенному дунит-гарцбургитовому типу кристаллических комплексов офиолитов, близких к известным продуктивным магматитам хромит-дунит-периодитового рудно-формационного типа, считается положительной. Рекомендуются проведение оценочных работ, в первую очередь в пределах хромитосных участков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия.— 1972.— № 12.— С. 1515—1541.
2. Велицкий В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 191, № 1.— С. 203—206.
3. Гурская Л. И. Металлы платиновой группы // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые.— Л.: Недра, 1986.— С. 469—498.
4. Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография.— Т. I.— М.: Наука, 1983.
5. Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович О. А. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структу-

- ры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 30—45.
6. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан) // Там же.— 1975.— № 2.— С. 68—85.
7. Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение // Вопросы магматизма и тектоники Дальне-

ДВГУ
Владивосток

го Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 88—100.

8. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о-ва Сахалин // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 221, № 5.— С. 1156—1159.
9. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология.— 1982. № 2.— С. 40—44.

Поступила в редакцию
17 февраля 1989 г.

ДИСКУССИЯ

Состав и структурные особенности гипербазитов Южно-Шмидтовского массива (тонкая метаморфическая полосчатость, ксенобластовые структуры оливковых агрегатов, двойники трансляции в оливковых зернах) являются признаками альпинотических метаморфических перидотитов [1]. На диаграмме АФМ точки состава гипербазитов п-ова Шмидта совпадают с полем состава метаморфических перидотитов по Р. Колману [2]. Автор же статьи считает, что массив сформировался в результате кристаллизационного фракционирования, а его платиноносность связана с линзами хромитов. По нашему мнению, на рутений, осмий и иридий перспективны участки ранней высокотемпературной серпентинизации массива, содержащие включения железо-никелевых сплавов [3] и формировавшиеся при участии мантийных флюидов. По данным Дистлера и др. (1986), к таким участкам альпинотических гипербазитов в районе Корякского хребта приуро-

чены проявления самородных платиноидов, сульфидов и сульфоарсенидов рутения, осмия, иридия и их сплавов с железом, никелем, медью.

Следует отметить, что наиболее крупные зерна осмистого иридия (до 1,5 мм) были обнаружены по ручью Мишкин Ключ, в бассейне которого не отмечается хромитовых рудных тел. В других местах осмистый иридий также отмечался в местах размыва серпентинитов краевых частей массива. Опробование хромитов на платиноиды дало отрицательные результаты. В. Т. Старожилов предлагает также проведение поисков платиноидов в Прибрежной зоне п-ова Шмидта. Такие работы на шельфе п-ова Шмидта уже проводились М. Шпеталенко. Район получил отрицательную оценку.

Несмотря на сделанные замечания дискуссионного характера, работа представляется нам интересной, содержит новые данные и оригинальные выводы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
2. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Миграция офиолитовых поясов Сахалина и Хоккайдо // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 4.

ИМГиГ ДВО
АН СССР

3. Юркова Р. М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. ... дис. докт. геол.-мин. наук.— М., 1987.

В. С. Рождественский
К. Ф. Сергеев

УДК 550.846

П. В. Ивашов

**БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ**

Изложены результаты опытно-методических биогеохимических исследований на оловорудных месторождениях и рудопроявлениях с целью разработки научных основ биогеохимического метода поисков оловянной минерализации разного генетического типа на территории Дальнего Востока. Показано, что на рудопроявлениях касситерита возникают биогеохимические ореолы рассеяния олова и его спутников, среди которых выделяются высококонтрастные биогеохимические аномалии, четко фиксирующие эпицентры ме-

Биогеохимия олова, находящегося в составе касситерита — главного минерала россыпных и коренных оловянных руд, до последнего времени была изучена слабо. Еще 25—30 лет назад в научной литературе практически отсутствовали данные о содержании олова в растениях. Более того, высказывалось сомнение в возможности использования биогеохимии для поисков оловорудных месторождений, основанное на исключительной устойчивости касситерита к процессам химического выветривания в зоне гипергенеза.

В СССР практически все разрабатываемые месторождения олова и перспективные на этот металл рудные площади находятся на Дальнем Востоке, в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Поэтому разработка научных основ биогеохимического метода индикации оловянной минерализации особенно актуальна применительно к природным условиям дальневосточного региона.

Выявление биогеохимических аномалий, т. е. максимальных концентраций химических элементов в растениях на том или ином полигоне, составляет по существу основу биогеохимического метода поисков руд любого металла [2]. Не является исключением в этом отношении и олово. Логично предположить, что биогеохимические аномалии олова контролируются, с одной стороны, геолого-минералогическими и ландшафтно-геохимическими условиями территории поисков, а с другой — физиологическими функциями видов растений, распространенных над зонами минерализаций. Несомненно, что на

стоположения оловорудных тел. Установлены дальневосточные растения — локальные концентраторы олова, накапливающие этот металл с высокими значениями коэффициентов биологического поглощения (КБП). На основе коэффициентов контрастности (КК) проведена оценка биогеохимических аномалий олова в зависимости от генетического типа оруденения. Высказана гипотеза, что олово как тяжелый металл не оказывает отрицательного (токсичного) действия на живые биологические системы, в частности растения.

Формировании биогеохимических аномалий олова сказываются генетический тип предполагаемого оловянного оруденения, минералогический и геохимический состав руд, зернистость касситерита, наличие, кроме касситерита, других минералов олова, например, станнина, уровень эрозионного среза предполагаемой рудной зоны, формы оловорудных тел или первичных ореолов рассеяния олова и т. д. Учет этих факторов необходим, поскольку они индивидуально или аддитивно влияют на коэффициенты контрастности (КК) биогеохимических аномалий олова как важнейшие количественные биогеохимические параметры, рассчитываемые на основе соотношения максимальных концентраций металлов в растениях к их фоновым содержаниям.

С целью установления особенностей поисковой биогеохимической индикации оловянной минерализации нами были проведены опытно-методические исследования на многих оловорудных месторождениях, рудопроявлениях и на их флангах, находящихся в различных ландшафтно-геохимических условиях лесной зоны Дальнего Востока и имеющих разный генетический тип, а именно: 1) кварц-касситеритовый, 2) сульфидно-касситеритовый, 3) сульфидно-станнинно-касситеритовый, 4) касситерит-полиметаллический, 5) касситерит-скарновый, 6) касситерит-пегматитовый, 7) касситерит-турмалиновый, 8) касситерит-вольфрамит-турмалиновый, 9) касситерит-грейзеновый, 10) касситеритовая россыпь.

Эти исследования показали, что касситерит-

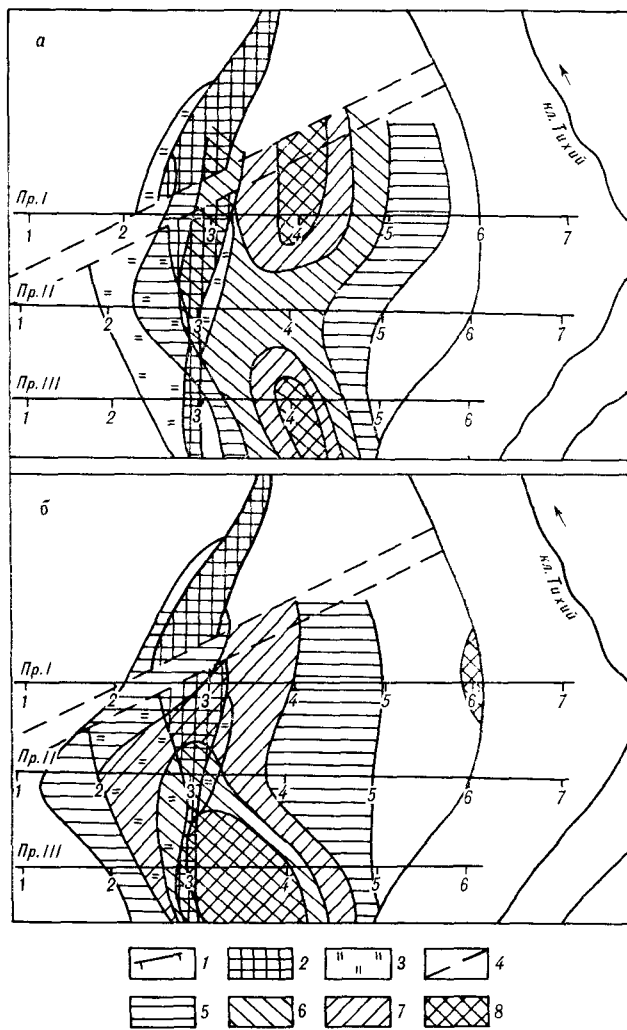


Рис. 1. Схема изоконцентраций олова в почвах (а) и в растениях (б) на зоне минерализации сульфидно-касситеритового типа.

1 — профили, 2 — рудная зона, 3 — кварц-турмалиновые породы, 4 — разлом; содержание олова соответственно в почвах и в золе растений (мас. %): 5 — 0,005—0,01; 0,001—0,005; 6 — 0,1—0,05; 0,005—0,01; 7 — 0,05—0,1; 0,01—0,03; 8 — 0,1—0,2; 0,3—0,04. Расстояние между профилями 40 м, между точками наблюдения (опробования) 20 м.

товая минерализация любого генетического типа, выходящая на поверхность или перекрытая наносными рыхлыми образованиями, как правило, сопровождается биогеохимическими ореолами и биогеохимическими аномалиями в их пределах. При значительной мощности покровных образований, когда корневая система растения непосредственно не касается оловородного тела, биогеохимические ореолы рассеяния олова образуются за счет диффузионного подтока к корням растений ореольных грунтовых вод, содержащих ионы олова, по принципу формирования в почвогрунтах так называемой «капиллярной каймы».

Наибольшая величина КК биогеохимических

аномалий — до 300 единиц — установлена на кварц-касситеритовом оруденении, в котором олово в рудах находится в составе тонкодисперсного касситерита. Содержание олова в золе растений, в частности в осоках, достигает 0,3 %, что в 5 раз больше максимального количества этого металла в почвах на данном оловорудном объекте.

На участке сульфидно-касситеритовой минерализации КК биогеохимических аномалий достигают 30—40 единиц. При этом биогеохимические аномалии олова наиболее контрастны на тех объектах, где кроме касситерита в зоне оруденения присутствует станин — сульфид олова, относительно легко выветривающийся в зоне гипергенеза. Оказалось, что при прочих равных условиях на оруденении с крупнокристаллическим касситеритом биогеохимические аномалии олова менее контрастны, чем в зонах минерализаций с мелкокристаллическим и тонкодисперсным касситеритом (рис. 1).

На оловянно-полиметаллическом рудопроявлении (рис. 2) со слабой касситеритовой минерализацией наибольшее содержание олова в золе растений достигает 0,003 % с КК биогеохимической аномалии равным 3. Для этого рудопроявления характерен незначительный эрозионный срез, что и сказывается на контрастности биогеохимической аномалии. Тем не менее зона оруденения биогеохимически четко выделяется не только по содержанию олова и его спутников в золе растений, но и по содержанию олова в растительном опаде.

Высокие КК — до 50 единиц — характерны для биогеохимических аномалий олова, установленных на оловянном рудопроявлении скарного типа, локализованного в известняках, минерализация которого представлена касситеритом (рис. 3). Зона оруденения здесь перекрыта наносными отложениями, поэтому литогеохимические (почвенные) ореолы рассеяния олова резко ослаблены по сравнению с биогеохимическими. Так, наибольшее содержание олова в почвах здесь всего лишь 0,003 %, в растениях — локальных концентраторах, в частности в золе полыней, содержание олова достигает 0,05 %, т. е. почти в 17 раз больше. В зоне гипергенеза касситерит этого типа генетической минерализации, возможно, выветривается значительно за счет угольной и других неорганических кислот, возникающих в почвогрунтах при химическом выветривании рудовмещающих пород, что и сказывается на поглощении ионов олова растениями. На примере этого рудопроявления видно, что оловянная минерализация четко фиксируется биогеохимическими ореолами там, где литогеохимия малоэффективна вследствие перекрытия рудной зоны аллохтонными рыхлыми образованиями мощностью от 2 до 4 м.

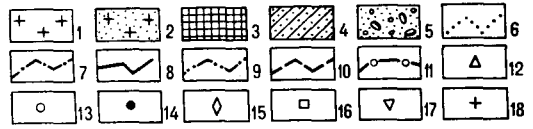
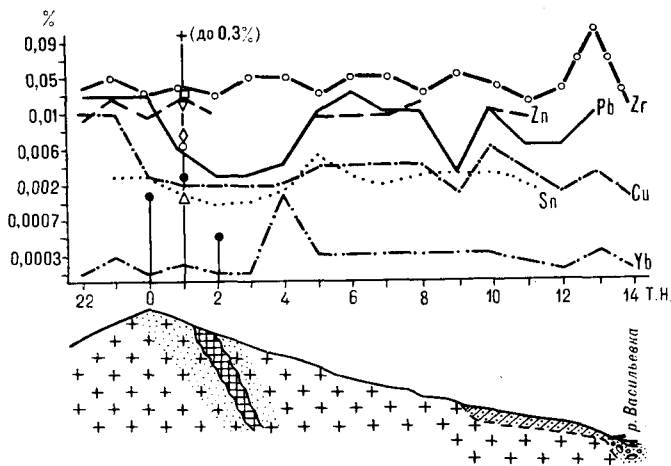


Рис. 2. Распределение содержания олова и его спутников в почвах и в растениях в зоне минерализации касситерит-полиметаллического рудопроявления (профиль 1).

1 — биотитовые гранодиориты, 2 — зона окварцевания, 3 — хлоритизированные (рудоносные) породы, 4, 5 — аллювий: 4 — второй террасы, 5 — первой террасы; 6—11 — металлы в почвах: 6 — олово, 7 — медь, 8 — свинец, 9 — иттербий, 10 — цинк, 11 — цирконий; 12—18 — металлы в растениях: 12 — серебро, 13 — олово, 14 — олово в опаде, 15 — молибден, 16 — свинец, 17 — медь, 18 — цинк.

Оловоносные пегматиты также достаточно успешно фиксируются биогеохимическими ореолами, (рис. 4). Хотя контрастность биогеохимических аномалий олова здесь не очень велика, тем не менее эти ореолы четко выражены и зона оруденения фиксируется по содержанию в золе растений не только олова, но и основных химических элементов пегматитов, в частности, металлов — лития, бериллия, циркония и др.

Примером автономного использования биогеохимического метода для обнаружения кас-

ситерит-вольфрамит-турмалинового оруденения могут служить материалы биогеохимических исследований на одном из участков Баджальского рудного узла. В этом регионе горно-геологические и ландшафтные условия исключительно неблагоприятны для геохимических поисков и даже шлихового метода вследствие крупноглыбовых склоновых образований с незначительным количеством мелкозема и отсутствия почвенного покрова в обычном его понимании. И здесь возможно применение только сколкового или биогеохимического методов поисков. На участке был заложен биогеохимический профиль (рис. 5). Предварительно предполагалось, что рудная жила должна находиться в окрестностях точки наблюдения 12, где был обнаружен обломок породы с признаками руды. Однако заложенная здесь канава 7 дала отрицательные результаты. И лишь биогеохимия точно зафиксировала местоположение эпицентра оловорудной жилы в точке наблюдения 8 на профиле, т. е. на 80 м выше по склону — значительно точнее, чем сколковый метод. Причем оловорудная жила биогеохимически установлена не только по олову, но и по содержанию в растениях других металлов — свинца, серебра, висмута, скандия, вольфрама.

Другим примером успешной индикации касситеритового оруденения биогеохимическим методом могут быть данные по известным, выявленным и предполагаемым по открытым ореолам рассеяния в условиях горного рельефа оловорудным жилам (рис. 6). По этому рудопроявлению видно, что биогеохимический метод более чувствителен, чем литогеохимический. Так, максимальное содержание олова в золе растений достигает 0,03 %, а в почвах лишь 0,001 %, т. е. на уровне фоновых содержаний. КК биогеохимической аномалии достигают 30 единиц, а литогеохимической аномалии — не выше единицы. Этот пример показывает, что биогеохимический метод поисков

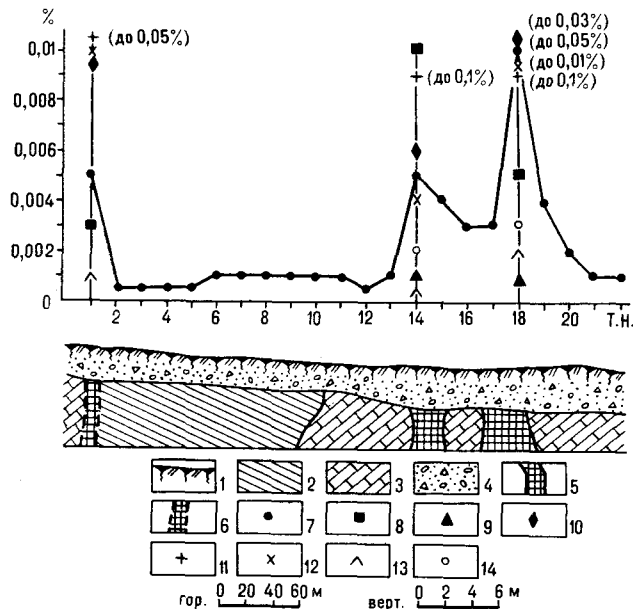


Рис. 3. Распределение содержания олова и его спутников в золе растений по биогеохимическому профилю на участке оловорудного месторождения касситерит-скарнового типа.

1 — почвенный профиль, 2 — аргиллитовые сланцы, 3 — марморизованные известняки, 4 — делювиальные образования, 5 — рудные зоны известные, 6 — рудная жила предполагаемая; 7—14 — металлы в растениях: 7 — олово, 8 — свинец, 9 — молибден, 10 — медь, 11 — титан, 12 — никель, 13 — ванадий, 14 — хром.

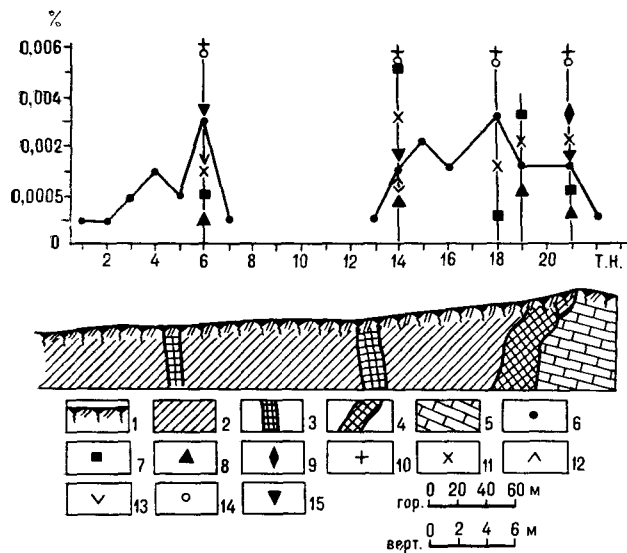


Рис. 4. Распределение содержания олова и его спутников в золе растений по биогеохимическому профилю вкрест простирания зон минерализаций комплексного касситерит-редкометалльного рудопроявления.

1 — почвенно-элювиально-делювиальные образования, 2 — рудовмещающие кварцево-сланцевые сланцы, 3 — рудные пегматитовые жилы, 4 — скварное оруденение, 5 — мраморизованные известняки; 6—15 — содержание металлов в растениях: 6 — олово, 7 — бериллий, 8 — серебро, 9 — вольфрам, 10 — литий, 11 — ванадий, 12 — иттрий, 13 — галлий, 14 — цирконий, 15 — молибден.

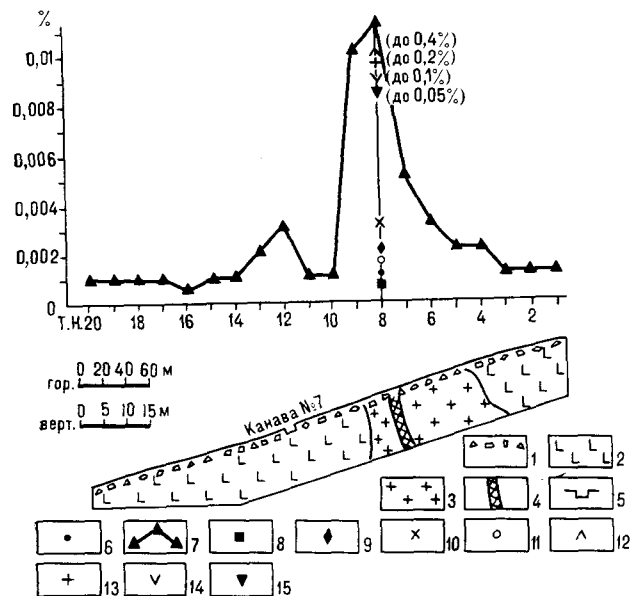


Рис. 5. Распределение содержания металлов в золе растений по биогеохимическому профилю вкрест простирания предполагаемой оловорудной зоны касситерит-вольфрамит-турмалинового типа.

1 — делювиальные крупноблочные образования, 2 — кварцевые порфиры, 3 — гранодиориты, 4 — предполагаемая оловорудная жила, 5 — канава № 7; 6—15 — металлы в растениях: 6 — олово, 7 — свинец, 8 — бериллий, 9 — кобальт, 10 — скандий, 11 — серебро, 12 — цинк, 13 — медь, 14 — висмут, 15 — вольфрам.

олова в ряде случаев эффективнее даже по открытым ореолам рассеяния, не говоря уже о закрытых наносными отложениями ореолов, где применение литогеохимии как поискового метода практически невозможно или бесполезно.

Любой тип оловянного оруденения характеризуется высокими значениями параметров биогеохимической индикации (табл. 1). КК биогеохимических аномалий колеблется от 2 до 300 единиц, коэффициенты биологического поглощения — от 0,1 до 30 единиц. При этом каждый генетический тип оловянной минерализации можно обнаружить с помощью биогеохимического метода и по металлам-индикаторам — спутникам олова, поскольку между содержанием олова и его спутниками в золе растений установлена значимая корреляция — как положительная, так и отрицательная. Положительная корреляция отмечена для олова со свинцом, медью, цинком, никелем, стронцием. Отрицательная — с марганцем. Коэффициенты парной корреляции достигают 0,8—0,9. С другими металлами-спутниками, указанными в табл. 1, корреляционная связь также имеется, но она менее тесная.

Необходимо отметить четко выраженную станиофильность (склонность к поглощению олова) некоторых растений в пределах оловорудных полей, т. е. зон минерализаций. В золе некоторых растений Дальнего Востока, так называемых локальных концентраторах, содержание олова достигает 0,3 %, что в 600 раз больше мирового кларка этого металла в растениях [2].

Наибольшие концентрации олова отмечены в низших растениях — мхах и лишайниках,

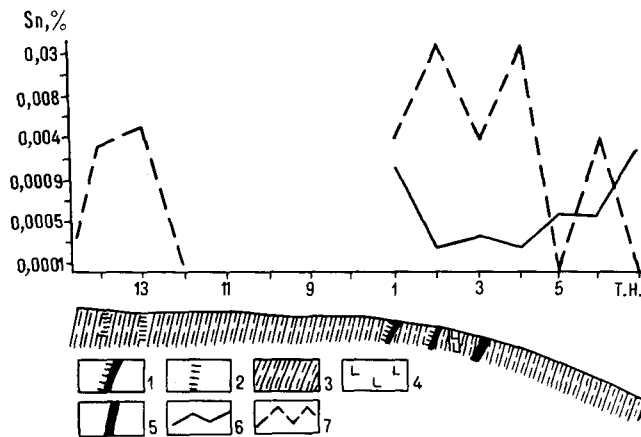


Рис. 6. Оловорудные жилы, зафиксированные с помощью биогеохимического метода на фланге основной рудной зоны сульфидно-касситеритового месторождения (профиль V).

1, 2 — оловорудные жилы (1 — выявленные, 2 — предполагаемые), 3 — алевролитопесчаники, 4 — дайки порфирита, 5 — рудная жила, местоположение которой было известно до постановки биогеохимических поисков, 6, 7 — содержание олова (6 — в почвах, 7 — в растениях).

Таблица 1

Параметры биогеохимической индикации оловорудной минерализации разного генетического типа в условиях Дальнего Востока

Тип оруденения	Наибольшее содержание олова в растениях, %	КК	Металлы-индикаторы	КБП
Кварц-касситеритовый	0,3	300	Pb, Cu, Zn, Ag, Mo	5,0
Сульфидно-касситеритовый	0,04	40	Pb, Cu, Zn, Ag, Mo, Ga, Y, Be, Zr	0,1
Сульфидно-станныно-касситеритовый	0,04	40	Pb, Cu, Zn, Ag, Mo, As, Ni, Co	1,1
Касситерит-полиметаллический	0,003	3	Pb, Cu, Zn, Ag, Mo, Ga, Ni, Co, Mn	0,3
Касситерит-скарновый	0,05	50	Pb, Cu, Zn, Mo, Ni, Ti, V	16,5
Касситерит-негматитовый	0,002	2	Li, W, Be, Zr, Ga	0,2
Касситерит-грейзеновый	0,01	10	Be, Zr, Mo, Pb, Ag	5,0
Касситерит-редкометалльный	0,003	3	Be, Ag, W, Li, Ga, Zr, Mo, V, Y	0,6
Касситерит-хлоритовый	0,03	30	Pb, Cu, Zn, Ag, Ni, Ba, Sr, Ti	30,0
Касситерит-турмалиновый	0,1	100	Pb, Cu, Ag, Ga, Zr, Ni, Ba	100
Касситерит-вольфрамитовая россыпь	0,005	5	Pb, Cu, Zn, Ag, W, La, Be, Co, Sc, Bi, Ti, Zr	5,0
Оловосодержащие базальты	0,08	80	Mn, Ti, Ni, Co, Zn, Ba, Cr	80

а также в ряде высших сосудистых растений — осоках, полынях, папоротниках и др. (табл. 2). Как нам представляется, повышенное содержание олова в этих растениях связано с особенностями их корневых систем, особенно корневых систем растений — локальных концентраторов и биоиндикаторов олова — осоки бледной, кочедыжника иглочатого, хлоранта японского и седмичника европейского. Оказалось, что общей особенностью их корневых систем является преимущественно горизонтальное простираание основного центрального корня с многочисленными корневыми волосками, что дает

возможность растениям вовлекать в сферу своего функционирования большие пространства в почвенном профиле. Например, травянистое растение осока бледная имеет корневище длиной около 1,5 м, на котором находится до 5 живых, до 3 усохших и до 6 остатков стеблей, а по всему корневищу равномерно размещены многочисленные корневые волоски. Аналогичная картина и у других растений.

Это весьма важно, поскольку каждый корневой волосок представляет собой своего рода биогеохимическую подсистему (часть общей системы растение — почва) с точки зрения минерального питания. На рис. 7 показана модель подсистемы: корневой волосок — почвенный коллоид — первичный рудный минерал, в данном случае касситерит. Согласно этой модели, процесс поглощения растением иона металла, в данном случае олова, идет в результате катионообменных реакций между корневыми волосками, выделяющими ионы водорода, и органоминеральными коллоидами почв и глинистыми минералами, на поверхности которых «сидят» ионы олова. Следовательно, чем больше корневых волосков, тем лучше выражен процесс поглощения металла растением и у таких растений становится больше шансов попасть в группу растений-концентраторов олова. Согласно этой гипотезе, касситерит как минерал должен сначала претерпеть внутрипочвенное выветривание, от его зерен или микрообломков должны «оторваться» ионы олова и перейти в почвенный поглощающий комплекс, а из него через корневые волоски поступить в растение. В данном случае почвенный поглощающий комплекс играет роль посредника между корневым волоском и, как первичным минералом, касситеритом.

Все приведенные сведения о биогеохимической индикации оловянного оруденения характерны для гумидной зоны, в которую входит территория Дальнего Востока. А возможно ли

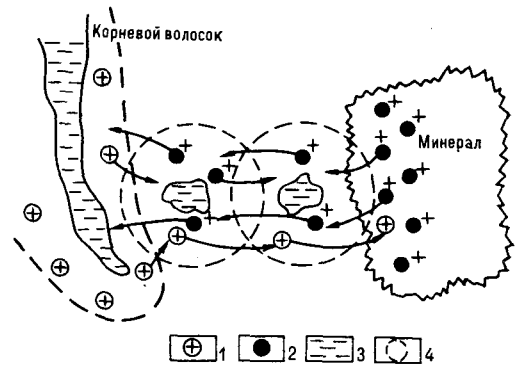


Рис. 7. Схема взаимодействия корневой волоска и первичного минерала (касситерита) через почвенный коллоид путем катионного обмена. 1 — H^+ -ионы, 2 — ионы металла (олова), 3 — глинистый минерал, 4 — сфера взаимодействия ионов.

Таблица 2

Органы и части растений, концентрирующие олово на оловорудных месторождениях Дальнего Востока (наибольшее содержание в золе, %)

Растения	Наибольшее содержание олова в золе, %	Растения	Наибольшее содержание олова в золе, %
<i>Деревья:</i>		<i>Кустарнички:</i>	
Ель аянская (хвоя)	0,03	Брусника (листья)	0,05
Пихта белокорая (хвоя)	0,1	<i>Травы:</i>	
Кедр корейский (хвоя)	0,03	Кипрей узколистный	0,02
Лиственница даурская (хвоя)	0,03	Вика приятная	0,01
Береза маньчжурская (кора)	0,03	Клевер лютиновидный	0,005
Береза даурская (ветви)	0,01	Кровохлебка аптечная	0,005
Береза каменная (древесина)	0,01	Валериана заенсейская	0,01
Береза ребристая (кора)	0,03	Джефферсония	0,05
Лица амурская (кора)	0,03	Полынь побегоносная	0,1
Осина (древесина)	0,01	Полынь жертвенная	0,03
Кедровый стланник (хвоя)	0,003	Орляк обько-ренный	1,0
Дуб монгольский (листья)	0,003	Пасторожник луговой	0,006
Тополь душистый (древесина)	0,003	Осока маньчжурская	0,3
<i>Кустарнички:</i>		Осока ланцетная	0,3
Клен желтый (листья)	0,03	Осока уссурийская	0,3
Ива Бредина (древесина)	0,03	Осока мечевидная	0,3
Ива сухолюбивая (листья)	0,02	Осока пузыреватая	0,05
Чубушник тонколистный (корни)	0,01	Земляника восточная	0,003
Аралия маньчжурская (корни)	0,006	Клевер ползучий	0,003
Малина сахалинская (корни)	0,06	Вальдштейния	0,003
Спирея средняя (листья)	0,01	Майникдвулистный	0,003
Спирея березолистная (ветви)	0,02	Горец птичий	0,003
Лещина разнолистная (листья)	0,005	<i>Мхи и лишайники</i>	
Маакия амурская (кора)	0,003	Кладония альпийская	0,003
Жимолость Максимо-вича (корни)	0,003	Подтрихум	0,1
Лещина маньчжурская (листья)	0,003	Мниум остроко-нечный	0,1
Рододендрон мелко-листный	0,003	Хелодрум Бландо-ва	0,03
Рододендрон золоти-стый	0,003	Ягель	0,005
Леспецида двцвет-ная (корни)	0,003	<i>Плауны:</i>	
Черемуха Максимо-вича (ветви)	0,003	Плаун сплюсну-тый	0,02
Рябинолистник (кор-ни)	0,06		

применение биогеохимического метода поисков руд олова в аридной зоне? Поэтому для сравнения рассмотрим литературные данные о биогеохимии олова на территории Казахстана, где биогеохимические поиски комплексных касситерит-вольфрамитовых месторождений проведены в Восточном Казахстане, в одном из районов Северо-Западной Калбы, в Семипалатинской области [5]. Для биогеохимического опробования здесь был выбран участок на фланге месторождения, перекрытого элювиально-делювиальными образованиями мощностью до 3 м. Оруденение представлено кварц-вольфрамитовыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, пиритом и другими рудными минералами. Основными объектами опробования были полынь и ковыль-волосатик (тырса). Установлено, что указанные растения, типичные для аридной зоны, накапливают вольфрам, олово, висмут, литий, бериллий и другие металлы только в местах повышенного содержания их в почвах и почвообразующих породах, среди кварцевых жил с вольфрамитом и касситеритом четко выявляются биогеохимические аномалии вольфрама, олова, висмута и др.

Поглощение олова растениями с КБП больше 1 в аридной зоне в условиях Казахстана с содержанием олова в золе до 0,002—0,08 %, а именно полыньями, рдестами, терескенами, а также копынком, саксаулом, тамариксом, эфедрой и другими установлено рядом исследователей [7, 11, 16, 17].

Способность растений поглощать олово в повышенных количествах над зонами оруденения отмечена и зарубежом, например, в США. Биогеохимические исследования Д. В. Карбуха [6] на участке Уинтворт показали, что изоконцентрации олова в растениях, в частности в ветвях дуба мериландского, точно оконтуривают рудные тела (рис. 5).

Таким образом, касситеритовая форма олова в составе оловорудной минерализации дает биогеохимические ореолы рассеяния этого металла с четко выраженными биогеохимическими аномалиями на основе различных видов растений как в гумидной, так и в аридной климатических зонах. Следовательно, биогеохимические поиски мономинеральных касситеритовых руд весьма перспективны, несмотря на исключительную устойчивость касситерита к процессам химического выветривания в зоне гипергенеза и как следствие — крайне низкую геохимическую подвижность (миграцию) олова касситеритовой формы нахождения в зоне гипергенеза. Эту особенность касситерита в свое время подчеркивал А. Е. Ферсман, который по поводу химического выветривания касситерита писал: «Многочисленные споры в литературе о возможности химической миграции SnO₂ в гипергенной обстановке кончились полным от-

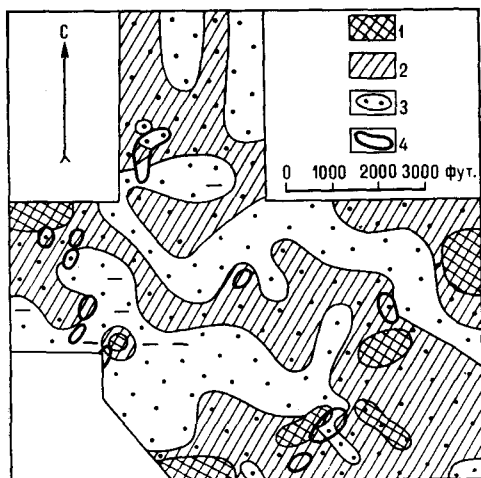


Рис. 8. Распределение содержания олова в золе ветвей дуба мериландского на участке Уинтворт (по Д. В. Карбуху [6], США).

1—3 — содержание олова, мас. %: 1—0,0026 и выше, 2—0,0015—0,0026, 3—0—0,0015; 4 — границы зон минерализаций; черточки — количество олова в пробах ниже предела чувствительности анализа.

казом от этих предположений... Мы склонны думать, что в гипергенных процессах эти явления не имеют места» [20, с. 242]. Той же точки зрения придерживался С. С. Смирнов «В зоне окисления касситерит практически нерастворим даже в геологическом смысле и во всех соответствующих случаях мы должны рассматривать природную двуокись олова как весьма инертное соединение. Вывод этот, находящийся чрезвычайно сильное подтверждение в факте специфической концентрации касситерита в россыпях, вряд ли нуждается в дальнейших комментариях» [13, с. 189].

Это заключение двух авторитетнейших выдающихся отечественных ученых-геологов по поводу растворимости, а точнее нерастворимости касситерита в зоне гипергенеза сыграло решающую роль в изучении поведения этого минерала в зоне гипергенеза. Поэтому последующие эксперименты по растворению касситерита проводились в условиях, резко отличающихся от стандартных (т. е. существующих в зоне гипергенеза, например, при кипячении в воде [8], при использовании концентрированных растворов серной кислоты [9, 10, 15], при высокой температуре [18] и т. д.), привело к сомнению в возможности использования биогеохимического метода для поисков оловорудных (касситеритовых) месторождений [21]. Так что не случайно биогеохимия олова, находящегося в составе касситерита, до последнего времени не была изучена с точки зрения возможности применения биогеохимического метода поисков касситеритовых руд. Более того, имевшие место биогеохимические

ореолы рассеяния олова на мономинеральных касситеритовых месторождениях в зонах минерализаций, т. е. поглощение растениями олова этой формы нахождения в зоне гипергенеза ставили исследователей в тупик, поскольку трудно было это объяснить другими причинами, кроме как растворением касситерита в зоне гипергенеза.

Чтобы выйти из создавшейся ситуации, а именно, существующего мнения о нерастворимости касситерита в зоне гипергенеза, с одной стороны, и факта поглощения растениями касситеритовой формы олова — с другой, нами была выдвинута гипотеза о растворимости касситерита в воде и в слабых электролитах при стандартных условиях, т. е. при комнатной температуре и нормальном давлении, с предположением, что кинетика этого химического процесса идет чрезвычайно медленно. То есть все ранее проведенные эксперименты многих исследователей по растворению касситерита в воде и в других слабых электролитах в стандартных условиях дали отрицательные результаты потому, что были кратковременны и система касситерит — раствор не достигала химического равновесия. В итоге делалось заключение, что касситерит нерастворим в зоне гипергенеза.

В основу нашей гипотезы была положена теория А. А. Саукова [12] об универсальном природном растворителе воде как слабом электролите и ее аналогах — разбавленных растворах органических и неорганических кислот. Для доказательства этой гипотезы нами были проведены специальные лабораторные экспериментальные исследования [4].

В модельных опытах в качестве основного растворителя была выбрана вода с $pH = 6,0$, а для контроля использовались слабые электролиты: разбавленные растворы серной, щавелевой и лимонной кислоты с pH соответственно 1,5; 1,5; 2,0. Навески касситерита весом 1 г в виде зерен фракции меньше 0,25 мм помещались в конические колбы с притертой пробкой и заливались 250 мл воды, а в контрольных опытах — 0,05N растворами указанных кислот. Два раза в день все четыре колбы вбалтывались в течение 5 мин для усиления процесса взаимодействия зерен касситерита с реагентами. Основным критерием степени агрессивности воды, а в контрольных опытах — кислот — по отношению к касситериту было изменение кислотности среды, фиксируемое путем ежелевнего измерения прибором $pH-673$ величин pH , а также количество перешедшего в раствор олова в виде гидроксокомплекса H_4SnO_4 . Эксперимент заранее был запланирован на длительный период с тем, чтобы в каждой из четырех систем касситерит — раствор наступило устойчивое равновесие. Общая про-

должительность эксперимента составила 1227 суток.

В системе касситерит — вода устойчивое равновесие наступило в первую треть эксперимента при $\text{pH} = 5,0$, так же, как и в контрольной системе касситерит — щавелевая кислота. В контрольных системах — касситерит — серная кислота и касситерит — лимонная кислота устойчивое равновесие произошло в первую половину эксперимента при pH соответственно 1,5 и 4,0.

Оказалось, что под действием воды растворилось 0,0043 г, а щавелевой, лимонной и серной кислоты — соответственно 0,0084; 0,0313 и 0,0695 г исходного касситерита. Если агрессивность воды по отношению к касситериту принять за единицу, то растворяющее действие щавелевой кислоты больше в 1,9, лимонной — в 7,3, серной — в 16,1 раза. Следовательно, экспериментально установленный ряд агрессивности реагентов по степени увеличения химического растворения касситерита имеет вид: вода — щавелевая кислота — лимонная кислота — серная кислота. Разбавленный раствор серной кислоты оказался наиболее сильным растворителем даже по сравнению с органическими кислотами. Это обстоятельство весьма существенно для гипергенных условий, например, по отношению к сульфидно-касситеритовой минерализации, приповерхностные горизонты зоны окисления которой всегда сопровождаются образованием природной серной кислоты [14].

Итак, гипотеза об исключительно медленном растворении касситерита в воде и в разбавленных растворах неорганической и органических кислот подтвердилась и устойчивое равновесие в системах касситерит — раствор наступает через 1,0—1,5 года. За это время вода растворяет 0,43 % исходного касситерита, щавелевая кислота — 0,84 %, лимонная кислота — 3,13 %, серная кислота — 6,95 %.

Надо отметить, что экспериментальное моделирование систем касситерит — раствор проведено для граничных условий лабораторных опытов, а именно: при заданных объеме и концентрации растворителей, pH исходных растворов, весе фракции касситеритовых зерен, их размерах и т. д. применительно к закрытым статическим системам. В открытых динамических природных системах зоны гипергенеза при постоянном подтоке воды как растворителя (грунтовые воды, поровые воды, почвенные растворы, кислые дождевые воды как результат глобального загрязнения атмосферы техногенными выбросами и т. д.) растворение касситерита в почвах и в почвогрунтах будет идти интенсивнее, особенно с учетом геологического времени протекания гипергенных процессов. Поэтому можно предположить,

что крупные оловородные месторождения касситеритового состава в приповерхностных горизонтах земной коры были разрушены благодаря не только физическому выветриванию (денудация, эрозия, абразия и т. д.), но и химическому выветриванию в результате растворения касситерита водой и другими природными слабыми электролитами с последующей эволюцией минерального вещества за счет первичного касситерита в гипергенном цикле миграции.

Таким образом, сравнительное исследование систем касситерит — вода и касситерит — кислоты показало значительную агрессивность воды по отношению к касситериту в зоне гипергенеза. Это еще раз подтверждает теорию А. А. Саукова [12] о воде как об универсальном природном растворителе самых устойчивых минералов, к которым относится касситерит.

Процесс химического выветривания (растворения) касситерита в зоне гипергенеза ведет к высвобождению по вышеописанной модели из этого минерала ионов олова, которые становятся доступными для растений, в результате чего формируются биогеохимические ореолы рассеяния олова на участках с первичной касситеритовой минерализацией.

Биогеохимические исследования на территории Дальнего Востока показали, что оловянная минерализация может фиксироваться не только высшими сосудистыми растениями, но и другими биообъектами. На основе этих нетрадиционных биообъектов, подлежащих опробованию в процессе биогеохимических поисков, нами разработана классификация методов биогеохимической и биологической индикации олова [3]. Эти методы делятся на две группы: биогеохимические и биологические. В первую группу (биогеохимических) методов входят: 1) фитогеохимический, основанный на определении олова в золе высших сосудистых растений; 2) торфогеохимический — в золе торфа и мхов-торфообразователей; 3) бриогеохимический — в золе водных мхов речных и озерных экосистем; 4) гумусогеохимический — в гумусовом горизонте почв; 5) метод лесной подстилки — в растительном опаде и лесной подстилке; 6) криобиогеохимический, основанный на определении олова в органических остатках растительного происхождения из льда наледей, широко распространенных в районах многолетней мерзлоты [1].

Среди биологических методов выделены следующие: 1) зоогеохимический, основанный на определении олова в золе живых организмов (мезофауна почв — муравьи, жуки, клещи, черви и т. д. и мелкие млекопитающие — мыши, кроты и др.); 2) сокогеохимический, основанный на определении олова и его спутников в

соке деревьев; 3) палиногеохимический, основанный на определении олова в пыльце растений; 4) геоботанический, основанный на использовании особенностей растительных ассоциаций, морфологии отдельных растений и приуроченности некоторых видов растений к участкам оловянного оруденения; 5) геомикробиологический метод, основанный на обнаружении в водах и в почвах тионовых и других специализированных бактерий на участках, перспективных на обнаружение сульфидно-касситеритовых месторождений.

Спыт разработки научных основ и практических приемов биогеохимического метода поисков оловорудных месторождений позволяет сделать следующие выводы:

1) природная оловянная минерализация касситеритового или станнино-касситеритового генезиса, как правило, фиксируется биогеохимическими ореолами рассеяния олова и его спутников — металлов-индикаторов — свинца, меди, цинка, серебра, висмута, скандия, молибдена, бора, бериллия, мышьяка, сурьмы, фтора, вольфрама, галлия, лития;

2) биогеохимические аномалии олова в растениях и в других биообъектах отличаются высокой контрастностью и на тех рудопроявлениях, минерализация которых полностью представлена первичным гипогенным касситеритом, исключительно устойчивым к процессам химического выветривания в зоне гипергенеза минералом;

3) олово практически не образует ложных биогеохимических аномалий, не связанных с оловянным оруденением;

4) биогеохимические аномалии олова на крутых склонах сопок, покрытых растительностью, более точно фиксируют эпицентры оло-

ворудных тел, чем литогеохимические аномалии по почвам;

5) применение биогеохимического метода индикации оловянной минерализации может быть успешным как на стадии рекогносцировочной оценки перспектив того или иного региона, т. е. при выявлении рудных зон, так и на стадии детальных поисков — при обнаружении отдельных рудных жил на флангах известных оловорудных месторождений;

6) для биогеохимического опробования на участках поисков возможно опробование любого органического материала биологического происхождения, т. е. флористической и фаунистической природы, независимо от его состояния — живые организмы или отмершие;

7) благодаря высоким индикаторным свойствам и большой чувствительности биогеохимический метод приобретает важный практический аспект: дает возможность ревизии известных, но «старых» заброшенных малоперспективных, с точки зрения литогеохимии, оловорудных площадей, опробованных много лет назад с низкой чувствительностью определения олова в литогеохимических пробах, а это позволяет с помощью биогеохимической индикации заново оценить перспективы обнаружения новых оловорудных месторождений на территории Дальнего Востока, в пределах Тихоокеанского рудного пояса.

Установленная тенденция к значительному поглощению олова растениями в различных ландшафтно-климатических зонах земной поверхности дальневосточного региона свидетельствует, возможно, о биогенных свойствах этого химического элемента — тяжелого металла, не оказывающего отрицательного действия на живые биологические системы, вопреки имеющимся в литературе сведениям [19].

ЛИТЕРАТУРА

1. А. С. 1249614 СССР. Способ геохимических поисков оловорудных месторождений // П. В. Ивашов. — Оpubл. 07.08.86, Бюл. № 29.
2. Виноградов А. П. Поиски рудных месторождений по растениям и почвам // Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР. — 1954. — Вып. 10. — С. 3—27.
3. Ивашов П. В. Классификация биогеохимических и биологических методов поисков оловорудных месторождений // Геохимия литогенеза и осадочных формаций Урала/Пермский политех. ин-т. — Пермь, 1983. — С. 35—36.
4. Ивашов П. В. Экспериментальное моделирование системы касситерит — вода // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. — М.: Наука, 1985. — С. 291—293.
5. Кайманов В. Н., Паюнина Э. И., Файнгольд В. М. О возможности применения биогеохимического метода для поисков вольфрама // Биологические науки. — Вып. 1. — Алма-Ата, 1974. — С. 23—25.
6. Карбух Д. В. Биогеохимические исследования в районе трех штатов // Геохимические методы поисков рудных месторождений. — М.: Изд-во иностр. лит., 1954. — С. 461—484.
7. Кузина К. И. Возможность использования растений при поисках месторождений бора // Теоретические вопросы фитоиндикации. — Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1974. — С. 205—208.
8. Мицкевич Б. Ф. Миграция олова в зоне гипергенеза // Докл. АН УССР. — 1958. — № 2. — С. 213—216.
9. Назарова А. С., Барсукова З. С., Быков В. П., Дубинина Л. С. Зависимость некоторых свойств оловянного камня от условий его образования // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1970. — № 6. — С. 101—106.
10. Новороссова Л. Е., Комарова Г. И. О растворимом олове в рудах Джалиндинского месторождения и растворимости касситерита в кислотах // Геология рудн. месторождений. — 1962. — № 1. — С. 122—125.
11. Перельман А. И., Борисенко Е. П., Касимов Н. С. и др. Геохимия ландшафтов рудных провинций. — М.: Наука, 1982.
12. Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Изд-во МГУ, 1963.
13. Смирнов С. С. Зона окисления оловорудных место-

- рождений // Геология олова.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.— С. 181—214.
14. *Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений.— М.; Л.: Гостеолтехиздат, 1955.
 15. *Сорокин И. П.* Растворимость касситерита в кислотах // Тр. Всесоюзн. ин-та золота и редких металлов (ВНИИ-1 МЦМ СССР).— 1956.— Разд. 5, вып. 5.— С. 18—19.
 16. *Сотникова С. И.* Геохимия ландшафтов речных долин Южных Мугоджар (на примере долины р. Кундузды) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География.— 1970.— № 4.— С. 104—107.
 17. *Сотникова С. И.* Геохимические особенности ландшафтов речных долин сухих степей, приуроченных к зонам разломов (на примере долины р. Шетир-гиз в Южных Мугоджарах) // Изв. ВГО.— 1971.— Т. 103, № 5.— С. 457—463.
 18. *Сыромятников Ф. В.* Экспериментальное исследование явлений растворимости минералов и их классификация // Минеральное сырье.— Вып. 2. М.: Гостеолтехиздат, 1961.— С. 144—163.
 19. *Тиссен С.* Геохимические и фитобиологические связи в свете прикладной геофизики // Геохимические методы поисков рудных месторождений.— М.: Изд-во иностр. лит., 1954.— С. 325—372.
 20. *Ферсман А. Е.* Избр. труды. Т. 5.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.
 21. *Davy R.* Geochemical prospecting for tin // *Amdel Bull.*— 1972.— N 14.— P. 33—52.

*Институт водных
и экологических проблем
ДВО АН СССР Хабаровск*

*Поступила в редакцию
20 сентября 1989 г.*

УДК 549.642.21; 549.731.11; 552.323.1.

Л. Г. Филимонова, Р. В. Боярская, И. П. Лапутина, Н. В. Трубкин

ХРОМСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ РИОЛИТОВ БАЛЫГЫЧАН-СУГОЙСКОГО ПРОГИБА

Показано, что дисперсное распределение повышенных содержаний хрома в калиевых и калиево-натриевых липаритах Балыгычан-Сугойского прогиба связано с наличием в них ксеногенных сростков хромистой шпинели и хромдиоксида, а также продуктов их изменений. На основании сравнения химического со-

Вопросы происхождения кислых магматических образований в настоящее время широко обсуждаются, как правило, на основе интерпретации данных об изотопном составе стронция и других элементов. Эти данные могут быть сопоставлены с результатами изучения химического состава ксеногенных минералов и анализом их парагенетических ассоциаций.

На территории Северо-Востока СССР в пределах Балыгычан-Сугойского прогиба в субвулканических и экструзивных фациях кислых вулканитов в виде отдельных зерен и агрегатов обнаружены хромсодержащие минералы. Эти вулканогенные тела формировались в раннем и позднем мелу в связи с активизацией тектономагматических процессов в пределах рифтогенного прогиба, наложенного на мезозойды верхоянского осадочно-метаморфического складчатого комплекса. Они являются фациальными аналогами стратифицированных толщ, относящихся к нижнемеловой аскольдинской свите, представленной ультракислыми калиевыми липаритами, и более поздней, верхнемеловой наяханской свите, представленной калиево-натриевыми липаритами [1]. Кроме вулканитов кислого состава, мощность пачек которых достигает нескольких сотен метров, в строении вулканогенной толщи принимают участие менее мощные пачки известково-щелочных андезитов и субщелочных базальтов. Для территории прогиба характерно наличие штоков, даек, силлов пикритовидов, формирование которых относится к наиболее ранним этапам тектономагматической активизации мезозойд Северо-Востока [10].

Становление грубообразных и воронкообразных кислых субвулканических и экструзивных тел, в которых были обнаружены содержащиеся

става шпинелей и клинопироксенов из сростков этих же минералов, входящих в состав ультрамафитов различного генезиса, сделал вывод о том, что источником ксеногенных сростков являются близповерхностные тела щелочных ультрамафитов, сформированных на ранних стадиях активизации прогиба.

хром фазы, происходило в условиях быстрого охлаждения при участии газообразных фаз. В результате в центральных частях среди сферолитовой основной массы формировались крупные вкрапленники кварца и полевых шпатов, а в экзоконтактных зонах при практическом отсутствии последних широкое распространение на фоне флюидальных и сферолитовых структур получили поры, полости и литофизы.

Судя по данным изотопного состава стронция, магмы двух возрастных уровней формировались в различных магматических очагах [2]. Наиболее ранние калиевые липариты обладают минимальной величиной первичного изотопного отношения стронция — 0,70398, а более поздние калиево-натриевые липариты обогащены радиогенным изотопом и величина первичных изотопных отношений в них достигает 0,71097. В обоих типах вулканитов наиболее часто встречаются кларковые величины содержаний хрома — около 30 г/т. При этом нами, так же как и М. Г. Руб и др. [6], обнаружено, что в ряде проб встречаются аномальные величины содержаний этого элемента, которые могут достигать сотых и десятых долей процента. При изучении минералогического состава этих вулканогенных образований хромсодержащие минералы были обнаружены как в штучных образцах, так и среди минералов тяжелых фракций протолочек. Набор хромсодержащих минералов и фаз у вулканитов двух возрастных уровней идентичен. Поэтому дальнейшее описание минеральных фаз будет относиться как к калиевым, так и к калиево-натриевым кислым вулканитам.

В процессе изучения минералогического состава вулканогенных образований было уста-

новлено, что содержащие хром минералы и плохо раскристаллизованные фазы обладают малыми размерами и являются наряду с другими минералами, компонентами скрытокристаллических агрегатов. Строение и состав последних изучались с помощью методов электронной микроскопии в СЭМ и ПЭМ, а также методом рентгеноспектрального анализа. В процессе исследования выделено два типа агрегатов. Одни из них, более хрупкие, обладают зернистым и волокнистым строением. При легком сдавливании они распадаются на отдельные мельчайшие составные части. Эти рыхлые агрегаты приурочены к центральной части полостей, стенки которых в ряде случаев выполнены кристаллами кварца и других минералов. Как было упомянуто выше, полости, содержащие скрытокристаллические агрегаты, чрезвычайно характерны для флюидальных и сферолитовых фаций вулканитов и не характерны для крупнопорфировых образований центральных частей субвулканических тел, а также для толщ лав и игнимбритов. Второй тип агрегатов обнаружен среди минералов тяжелых фракций протолок из кислых вулканитов и представлен двумя-тремя минералами ультрамафитов. По данным лазерного микроанализатора в зернистых агрегатах первого типа величина содержания хрома достигает десятых долей процента, а в агрегатах второго типа хром наряду с железом и магнием является основным компонентом.

Эсколаит (Cr_2O_3) в виде мельчайших ($\sim 0,3$ мкм) уплощенных частиц обнаружен при исследовании в ПЭМ зернистых скрытокристаллических агрегатов первого типа, окрашенных в темные и темно-серые тона. Частицы эсколаита приурочены к плотной темной массе, цементирующей в различной степени оформленные кристаллы кварца, анатаза, ильменита (см. рис. 1, а). Для одной из частиц, представленной на рис. 1, б, получены картины дифракции электронов (см. рис. 1, в, г), расчет которых позволил получить параметры минерала и тип ячейки (ромбоэдрический). В скрытокристаллической массе агрегатов кроме эсколаита присутствуют графит, пльменит, пластинки слоистых силикатов, по составу соответствующие биотиту, железистому мусковиту, каолиниту, а также аморфные фазы, включающие кремний, щелочи и хлор. Для некоторых хорошо оформленных голубовато-зеленых кристаллов мусковита, развивающихся в полостях, характерно повышенное содержание хрома, концентрация окиси которого достигает 1,14%. Сопряженно с хромом изменяется и содержание окиси магния от $< 0,01\%$ в бесцветных не содержащих хрома разновидностях до 0,45% в окрашенных.

Слабодифрагирующие хромсодержащие фазы

были обнаружены в голубовато-зеленых спутанно-волокнистых и нитевидных агрегатах. Как и выше описанные зернистые агрегаты, они приурочены к полостям флюидальных и сферолитовых вулканитов, где они обволакивают вершины кристаллов кварца и игольчатого турмалина (рис. 2, а, б). При исследовании волокон в СЭМ было обнаружено их сложное внутреннее строение. При больших увеличениях видно, что волокна неоднородны и состоят из участков, обладающих различной плотностью. Поверхность волокон неровная, с выступами и выростами различной формы. Основная масса волокон плохо раскристаллизована. Главными ее компонентами являются хром и железо, соотношения которых могут меняться в широких пределах (см. рис. 2, в, г). Кроме этих двух элементов установлено присутствие Al, Si, P, S, Cl, K, Ca. Поскольку прибор не давал возможности определить углерод, нельзя определенно судить о присутствии этого элемента в составе волокон. Однако характер набора элементов спектра, а также наличие у микродифракционных картин, полученных от волокон, углеродного гало свидетельствуют о том, что в них присутствует органическое вещество. Что касается внедренных и выросших частиц, то судя по четким микродифракционным картинам, полученным с этих участков, и перечню основных компонентов, они представлены кварцем, калиево-натриевыми полевыми шпатами, мусковитом, окислами железа, марганца, а также ярозитом.

Минеральные агрегаты второго типа, обнаруженные в протолочках, в основном представлены высокохромистой шпинелью и хромдиопсидом. Размер минеральных сростаний не превышает 0,25 мм. При небольших увеличениях в составе агрегатов хорошо различимы идиоморфные, смоляно-черные октаэдрические кристаллы шпинели. Их вмещает бесформенная, иногда с раковистым изломом, изумрудно-зеленая, прозрачная масса, представленная клинопироксеном. При больших увеличениях на контакте шпинели и клинопироксена различаются очень мелкие выделения магнезиального минерала, частично дезинтегрированного в результате воздействия вторичных процессов. По химическому составу отдельные фрагменты фазы близки к бронзиту. В наиболее измененных зонах обнаружены фазы, в которых величины содержания марганца и калия достигают нескольких процентов. В массе хромдиоксида располагается сеть трещин, выполненных новообразованными продуктами. Химический состав шпинели и клинопироксена был определен рентгеноспектральным анализом трех сростков. Установлено, что химический состав этих двух минералов не подвержен вариациям. Как видно из данных анализа (см. таблицу),

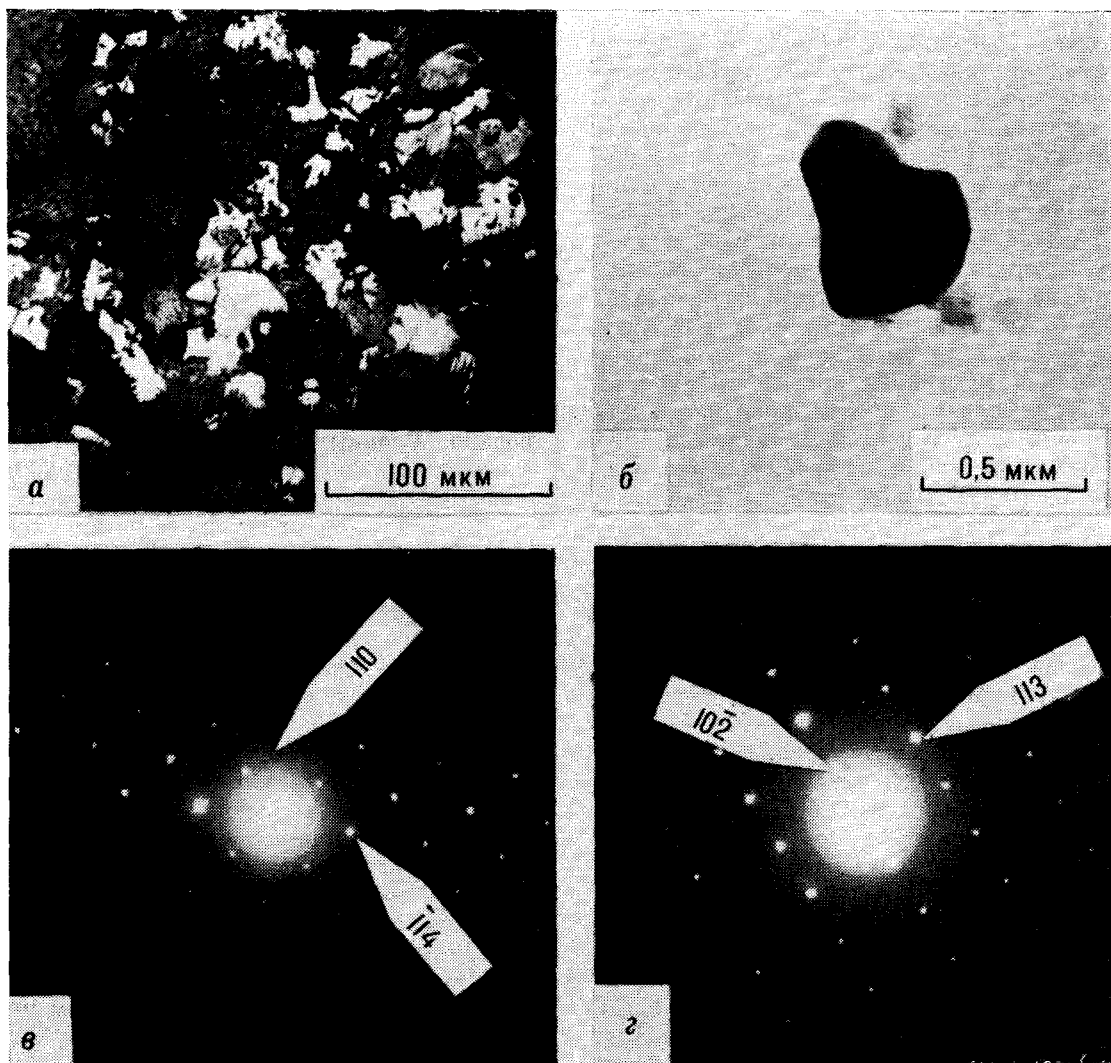


Рис. 1. Внутреннее строение кварц- и анатазсодержащего скрытокристаллического агрегата (а), электронно-микроскопическое изображение включенного в него эсכולита (б) и микродифракционные картины с частицы эсכולита (в, з).

шпинель относится к высокохромистой разновидности, обогащенной двухвалентным железом и титаном. Зональности в отношении тех элементов, которые определялись, не обнаружено. Клиношпроксен обладает повышенным содержанием жадеитового компонента. Величины содержания никеля и кобальта в обоих минералах низки и не превышают и десятых долей процента.

Таким образом, в результате исследования минералогического состава агрегатов минералов установлено, что хром может являться составной частью как отдельных минералов, так и скрытокристаллических агрегатов и плохо раскристаллизованных фаз. Несмотря на то, что агрегаты, содержащие хромовые фазы, различаются по сложению и минералогическому

составу, можно считать, что скрытокристаллические и плохо раскристаллизованные разновидности являются продуктами дезинтеграции шпинель-пироксеновых образований. В пользу этого предположения свидетельствует сходство их общего химического состава. Хром, железо, магний являются их характерными составляющими, а повышенных содержаний никеля и кобальта не обнаружено. В преобразовании первичных минералов принимали участие высокотемпературные флюидные потоки, обогащенные соединениями углерода, хлора, серы, калия, марганца. Компоненты, включающие перечисленные химические элементы, обнаружены практически во всех агрегатах независимо от того, какова доля вторичных продуктов в их составе. Рыхлые скрытокристал-

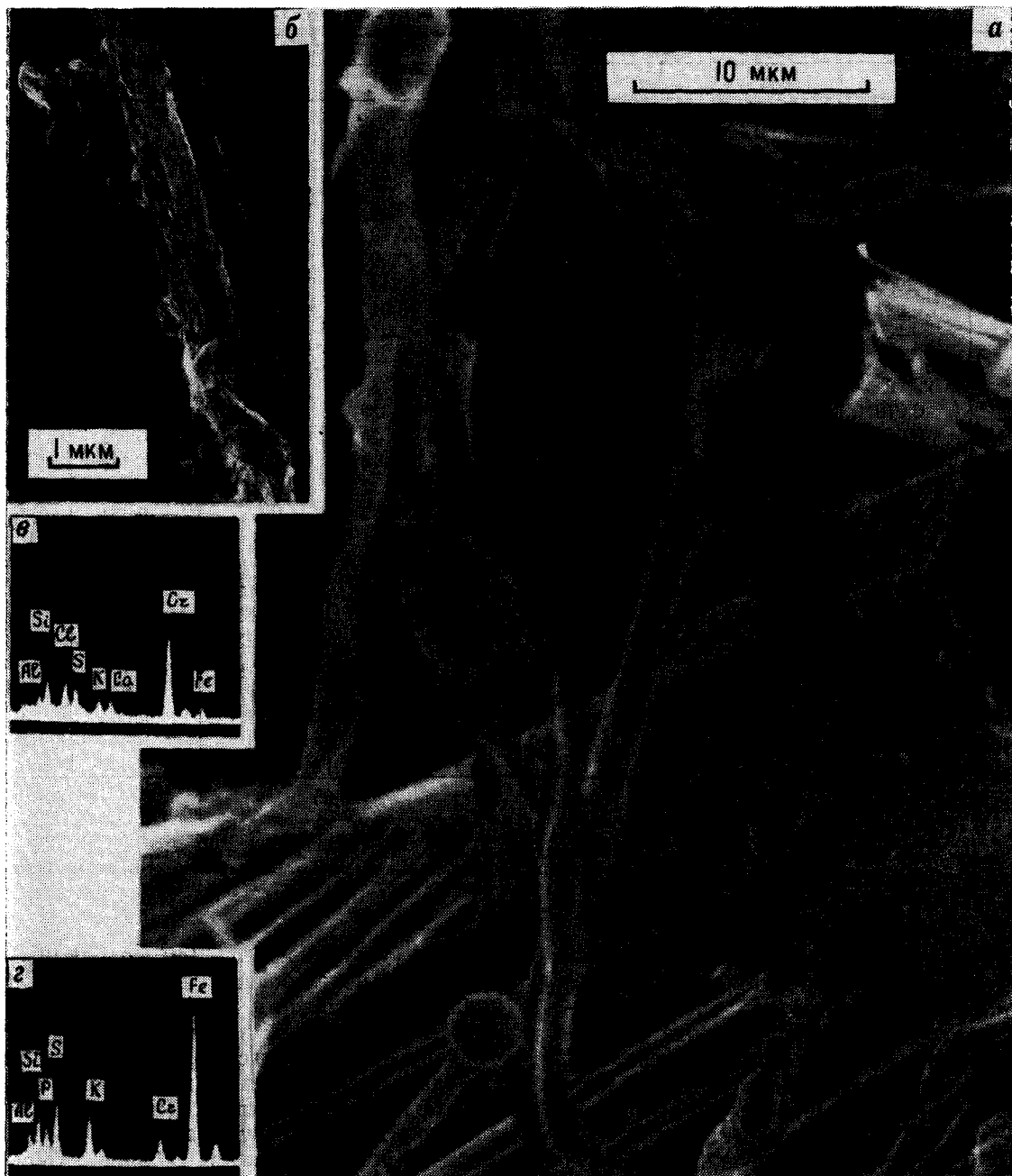


Рис. 2. Хромсодержащие волокна на поверхности срастания кварца с турмалином внутри полости К-липарита — СЭМ (а); сложное строение волокон, выявленное в ПЭМ (б); спектры состава различных участков волокон (в, г).

лические агрегаты не могут быть отнесены в полном объеме к продуктам постмагматической деятельности, которые нередко аккумулируются в полостях. В конечных магматических дифференциатах концентрируются, как правило, соединения кремния, щелочных и щелочно-земельных металлов. Как показало изучение вариаций соотношений железа, магния и хрома в дифференцированных известково-щелочных сериях, в процессе кристаллизации рас-

плава на фоне роста величины отношения Fe/Mg содержание хрома падает [12, 13]. Учитывая сказанное, есть основание сделать вывод, что агрегаты, включающие различные хромсодержащие фазы, имеют единый источник.

Для выяснения принадлежности обнаруженных минералов к магматическим или метаморфическим образованиям было проведено сравнение химического состава шпинели и клинопироксена из обнаруженных сростков с анало-

Химический состав ассоциирующих хромистых шпинелей и клинопироксенов

Компонент	1		2		3		4	
	Sp	Crх	Sp	Crх	Sp	Crх	Sp	Crх
SiO ₂	0,50	51,60	2,05	50,88	0,56	52,53	0,07	55,00
TiO ₂	1,00	0,17	0,75	—	1,02	0,17	0,19	0,14
Al ₂ O ₃	8,10	1,10	40,15	2,90	3,72	0,59	4,28	4,37
Cr ₂ O ₃	53,50	1,60	24,55	0,75	46,32	0,42	65,20	1,62
FeO	27,00	3,40	15,70	2,93	36,19	2,17	18,13	2,23
MnO	0,40	—	—	0,10	0,40	0,01	0,32	0,04
MgO	9,00	16,60	16,86	19,64	10,16	17,66	12,00	14,50
CaO	0,22	24,10	—	20,10	0,01	25,15	—	17,10
Na ₂ O	—	1,01	—	0,41	—	0,32	—	3,83
K ₂ O	—	—	—	0,08	—	—	—	0,04
Σ	99,72	99,58	100,06	97,86	98,38	99,02	101,20	98,87
Si	0,070	1,882	0,057	1,890	0,019	1,921	0,002	1,993
Ti	0,025	0,005	0,016	—	0,026	0,005	0,005	0,004
Al	0,319	0,047	1,319	0,125	0,149	0,025	0,189	0,187
Cr	1,415	0,046	0,541	0,022	1,247	0,012	1,703	0,048
Fe ⁺³	0,182	0,104	—	0,018	0,589	0,066	0,091	—
Fe ⁺²	0,574	—	0,366	0,071	0,441	—	0,404	0,068
Mn	0,011	—	—	—	0,012	—	0,009	0,001
Mg	0,449	0,903	0,701	1,087	0,516	0,962	0,592	0,784
Ca	0,008	0,942	—	0,799	—	0,985	—	0,664
Na	—	0,071	—	0,027	—	0,023	—	0,274
K	—	—	—	0,002	—	—	—	0,002
F	62,7	7,57	34,3	7,5	66,6	6,4	40,6	8,0
Cr/(Cr+Al)	0,82	0,49	0,29	0,15	0,89	0,32	0,90	0,20
Ca/(Ca+Mg)	—	0,51	—	0,42	0,51	0,51	—	0,46
K _p	0,2		0,4		0,05		0,03	

Примечание. Шпинель (Sp) и клинопироксен (Crх) из ксеногенных сростков риолитов Балыгычан-Сугойского прогиба (1), из лерцолитов Усть-Бельского массива Анадырско-Корякской складчатой области (2), из щелочных ультрамафитов Инаглинского массива Алданского щита (3), из сростков с алмазами кимберлитов Сибирской платформы (4). Химический состав минералов определяется на микроанализаторе «MS-46» фирмы «Камека».

гичными минералами, составляющими известные парагенезисы. Высокохромистые минералы, как показали исследования многих авторов, характерны для небольшого круга ультрамафитов, формирующихся на определенных этапах развития крупных тектонических блоков. Их образование обычно бывает оторвано по времени от образования кислых магматических тел. Шпинели, формирующиеся в глубинных областях при выплавлении кислых и основных магм, обладают высоким содержанием окислов железа, которое значительно превышает величину суммы окислов магния и хрома [4, 5, 11]. Поэтому остается предположить, что хромсодержащие минералы, обнаруженные в кислых вулканитах, были заимствованы вулканогенной магмой из уже сформированных ультраосновных тел. Для определения формационной принадлежности ультрамафитов, которым могли принадлежать обнаруженные сростки, химический состав минералов последних был сопоставлен с составом подобной пары ассоциирующих минералов раз-

личных ультрамафитов (см. таблицу). Для сравнения использованы данные химических анализов шпинелей и клинопироксенов из альпинотипных гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой области [3] из алмазоносных сростков [9], а также из щелочных ультрамафитов Алданского щита (неопубликованные данные И. Л. Махоткина). Как следует из данных, приведенных в таблице, хромистая шпинель и хромдиопсид, извлеченные из риолитов Балыгычан-Сугойского прогиба, не могут являться полными аналогами подобных минералов, принадлежащих ультрамафитам геосинклинально-складчатых областей, расположенных на территории современных Тихоокеанских окраин. Хромистая шпинель из лерцолитов Анадырско-Корякской складчатой системы характеризуется меньшей железистостью, высоким содержанием алюминия, и, соответственно, меньшей долей хрома. Клинопироксен, ассоциирующий в этих образованиях со шпинелью, по сравнению с одноименным минералом из обнаруженных нами срост-

ков обладает меньшей величиной отношения $Cr/(Cr + Al)$, меньшим содержанием жадеитового компонента.

Обнаруженные сростки также не могут принадлежать породам, сформированным в глубинных мантийных областях, так как шпинель из сростков с алмазами кимберлитов обладает значительно меньшей железистостью, а клинопироксен — большим содержанием алюминия и жадеитового компонента.

По величине содержания титана, по уровням величин соотношений железа и магния, алюминия и хрома состав обнаруженных минералов достаточно близок к составу шпинели и клинопироксена из щелочных ультрамафитов Алданского щита. В связи с этим следует полагать, что обнаруженные сростки могут принадлежать щелочным или субщелочным ультрамафитам, которые, как упоминалось выше, входят в состав рифтогенных магматических комплексов и формировались на ранних этапах развития прогиба. Судя по геофизическим данным, подобные тела распространены также на глубинах несколько километров и контролируются, так же, как и кислые вулканогенные образования, субмеридиональными зонами разломов. Однако, судя по характеру распределения хрома и алюминия между сосуществующими шпинелью и клинопироксеном из ультрамафитов рифтогенного прогиба и платформы, условия их формирования были различны. Учитывая выводы, полученные в результате сопоставления особенностей перераспределения этих элементов между сосуществующими минеральными образованиями в различных условиях [8], следует считать, что формирование щелочных ультрамафитов в рифтогенном прогибе происходило при более низких температурах, так как величина коэффициента K_p для характеризуемой пары минералов (0,2) значительно выше, чем для шпинели и клинопироксена из ультрамафитов Алданского щита (-0,05). Повышенное содержание двухвалентного железа в обнаруженной шпинели свидетельствует о том, что пониженные температуры образования этих магматических тел сопро-

вождались низкими значениями величины фугтивности кислорода.

Таким образом, рассмотрение особенностей химического состава шпинелей и клинопироксена, обнаруженных в кислых вулканитах Балыгычан-Сугойского прогиба, позволяет заключить, что эти минералы могли быть заимствованы из тел ультрамафитов, сформированных на ранних стадиях активизации прогиба. Судя по неравномерному распределению высоких содержаний хрома в вулканитах, приуроченности их к фациям, становление которых происходило при активном участии газообразных и флюидных фаз, следует считать, что вовлечение фрагментов ультрамафитов в потоки кислой магмы происходило в результате механического дробления вмещающих пород. При этом процессы полной дезинтеграции и растворения чужеродного вещества в кислой магме не получили полного развития. Однако в условиях агрессивной среды при высокой активности хлора, серы, фосфора хромсодержащие минералы были частично разрушены, а продукты этих процессов были переотложены в полостях экзоконтактовых фаций субвулканических тел. Подобное явление находится в соответствии с экспериментальными данными [7], согласно которым содержащие хром минералы в условиях кислой среды легко разлагаются. Вовлечение хромсодержащих фаз в потоки кислой магмы, по-видимому, происходило в близповерхностных условиях, после формирования ее общего химического состава. В результате разновозрастные образования, обладающие различными величинами изотопных отношений стронция, в равной степени обогащены хромом и хромсодержащими минералами.

Проведенное исследование позволяет заключить, что появление дисперсных повышенных содержаний хрома в кислых вулканитах Балыгычан-Сугойского прогиба обусловлено вовлечением в потоки кислых магм обломков близповерхностных тел щелочных ультрамафитов, позиция которых, как и кислых субвулканических тел, контролируется единой системой меридиональных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
2. Копытин В. И., Милов А. П., Сидоров А. А. О соотношении серебряного оруденения с продуктами известково-щелочного магматизма (Балыгычан-Сугойский прогиб) // Рудные формации структур зоны перехода континент — океан. Т. II.— Магадан, 1988.— С. 76—77.
3. Пинус Д. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П. и др.

- Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 45).
4. Порошин Е. Е. Высокохромистые шпинелиды и вопросы происхождения базальтовых магм // Геология и геофизика.— 1988.— № 8.— С. 39—47.
5. Руб М. Г., Гладков Н. Г., Павлов В. А., Тронева Н. В. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических по-

- род // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975.— № 10.— С. 10—26.
6. Руб М. Г., Роднов Ю. Н., Шашкин В. М. Особенности вулканоплутонических ассоциаций, сопровождающихся серебряной и оловосеребряной минерализацией // Сов. геология.— 1983. № 5.— С. 82—94.
 7. Сазонов В. Н. Хром в гидротермальном процессе.— М.: Наука, 1978.
 8. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 183).
 9. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лавренко Ю. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов

ИГЕМ АН СССР
Москва

- из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика.— 1975.— № 11.— С. 7—24.
10. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция.— М.: Наука, 1986.
 11. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator // Canad. J. Earth Sci.— 1967.— V. 4, N 1.— P. 71—100.
 12. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel // Amer. J. Sci.— 1975.— V. 275, N 3.— P. 255—277.
 13. Simon F. O., Rollinson C. L. Chromium in rocks and minerals from the southern California batholith // Chem. Geol.— 1976.— V. 17, N 2.— P. 73—88.

Поступила в редакцию
23 июня 1989 г.

УДК 552.08.54 : 553.061.2

Л. Ф. Мишин, Л. Л. Петухова

ОКИСЛЕННОСТЬ ЖЕЛЕЗА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА СССР

Рассмотрены аксессуарный состав, магнитная восприимчивость и окисленность железа в магматических породах рудных районов с халько- и литофильной минерализацией. Показано, что эти признаки хорошо коррелируются между собой. Установлено, что окисленность железа в магматических зонах с литофильной минерализацией имеет низкие значения, а в аналогичных зонах с халькофильной минерализацией — высокие. Степень окисленности железа в магматических породах с установленным металлогеническим

С мезо-кайнозойскими вулканоплутоническими комплексами Дальнего Востока связан широкий спектр полезных ископаемых. Считается [2], что профилирующими элементами для внутриконтинентальных вулканических поясов выступают олово, вольфрам и, менее, молибден, а с окраинно-континентальными вулканическими поясами связаны низкотемпературные месторождения золота и серебра, медные и медно-молибденовые проявления порфирирового типа, реже — оловянные и полиметаллические месторождения. Наиболее пространственно обособлены олово и вольфрам, с одной стороны, и золото, серебро, медно-порфирировые проявления — с другой. Сравнительный анализ распределения проявлений этих элементов показывает, что отмеченная закономерность тектонической обусловленности металлогенической специализации вулканических поясов в основных чертах сохраняется, но имеются и многочисленные отклонения. Так, например, оловянная минерализация, наряду с внутриконтинентальными вулканическими зонами, довольно широко распространена в окраинно-континентальных вулканических поясах, и, в свою очередь, известны многочисленные примеры эпитермальных золотосеребряных проявлений во внутриконтинентальных вулканических зонах. Так, казалось бы в сходной тектонической обстановке на юге Буреинского массива сосуществуют типично оловоносная Хингано-Олонойская зона и Нижне-Бурейское

профилем мало зависит от химического состава пород, глубины их кристаллизации, состава и структуры пород фундамента и остается стабильной в процессе эволюции рудно-магматической системы. Эти данные показывают, что различная степень окисленности флюидов, которая определяет восстановленную или окисленную форму железа в магматических породах, связана с глубинными, вероятно, мантийными зонами Земли.

вулканическое поле с золотосеребряными проявлениями эпитермального типа.

Для целей прогнозирования более надежной оказалась связь металлогении с особенностями строения и состава магматических комплексов.

Чаще всего гидротермальные месторождения связывают с тем или иным типом гранитоидов. При этом для понимания магматизма и металлогении в орогенных поясах с наибольшим успехом используются классификация известково-щелочных гранитоидов на магнитные (магнетитовые) и немагнитные (ильменитовые) серии [10, 11, 17] и классификация на S и J типы [16].

Впервые деление гранитоидов на магнитные и немагнитные было установлено на примере Северо-Востока СССР [10]. Тогда же была показана связь магнитных гранитов с халькофильными, а немагнитных — с литофильными рудными элементами. В последующем эти выводы были подтверждены на более обширном материале [3, 11]. Магнитные и немагнитные граниты в работах Ишихары [17, 20] за счет преобладания в первых аксессуарного магнетита, а во вторых ильменита (что было замечено еще Д. М. Печерским [10]) получили название магнетитовой и ильменитовой серий и прочно вошли в литературу под этими названиями. Практика последних лет подтвердила большое металлогеническое значение этой классификации [12, 19].

Петрохимические и петромагнитные характеристики вулканических и субвулканических пород

Вулканическая зона	$\frac{Al_2O_3 *}{CaO \cdot Na_2O \cdot K_2O}$	Магнитная восприимчивость (10^{-5} СИ), статистические данные по группам **		Окисленность f *** пород разной основности SiO ₂			Металлогеническая специализация
		Кислые	Основные и средние	46—56	56—66	66—76	
Нижнеамурская	1,62	$1658 \frac{0}{4270} 411$	$3154 \frac{0}{7800} 833$	0,52	0,6	0,75	Золотосеребряная и медно-порфировая
Ульянская	1,55	$6338 \frac{0}{5800} 754$	$1758 \frac{0}{5867} 895$	0,57	0,70	0,80	
Преддзугджурская	1,51	$1915 \frac{0}{3400} 567$	$1231 \frac{2}{5800} 1964$	0,50	0,60	0,75	
Нижнебурейская	1,43	—	—	0,50	0,75	0,85	
Селятканская	—	$497 \frac{10}{582} 243$	$690 \frac{0}{1220} 294$	—	—	—	Медно-молибденовая
Хингано-Каменуншинская	1,70	$6765 \frac{0}{2000} 45$	$731 \frac{0}{4500} 321$	0,36	0,32	0,50	Оловянная, олововольфрамовая, олово-полиметаллическая и редкометаллическая
Баджальская	1,55	$6306 \frac{0}{2050} 61$	$767 \frac{0}{2250} 179$	0,27	0,20	0,22	
Ям-Алинская	1,64	$500 \frac{3}{40} 24$	$171 \frac{0}{4500} 119$	—	0,30	0,30	
Эзопская	—	$28 \frac{0}{37} 24$	$858 \frac{0}{3100} 194$	—	—	—	
Западно-Куйдусунская	1,5	$648 \frac{0}{400} 96$	$82 \frac{60}{1500} 270$	0,23	0,44	0,34	

* Для пород кислого состава.

** Количество проб $\frac{\text{минимальное значение}}{\text{максимальное значение}}$ среднее.

$$*** f = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$$

Классификация гранитоидов на S и J типы, также нашедшая широкое применение при тектонических и металлогенических построениях, в своей основе — генетическая: S-граниты связываются с плавлением осадочных пород, а J-тип объединяет более глубинные гранитоиды, образовавшиеся за счет ортомагматических пород [16]. S-граниты более глиноземистые, с ними связана литофильная минерализация, а с менее глиноземистыми J-гранитами пространственно сопряжены медно-порфировые и золотосеребряные месторождения. Ввиду этого некоторые исследователи [18] проводят параллель между S-гранитами и ильменитовой серией и J-гранитами и магнетитовой серией. Анализ пространственного распределения названных типов гранитоидов привел к выводу [20], что эти классификации не зависят друг от друга. Между ними имеется лишь частичное совпадение. По данным [20],

все граниты магнетитовой серии относятся к J-типу, а ильменитовые граниты — как к S-, так и J-типу. Вулканические породы при построении этих классификаций не рассматривались.

Проведенное нами изучение петромагнитных характеристик кислых вулканитов [8] показало, что среди них не менее четко, чем среди гранитов, выделяются магнетитовая и ильменитовая серии. Ассоциация кислых, вулканических и субвулканических пород, распространенная в оловоносных вулканических зонах, может быть однозначно идентифицирована как ильменитовая, а породы той же ассоциации, распространенные в вулканических зонах с золотосеребряным и медно-порфировым типом оруденения, относятся к магнетитовой серии (см. таблицу). Для пород ильменитовой серии типичными акцессорными минералами являются ортит, ильменит, циркон, иногда

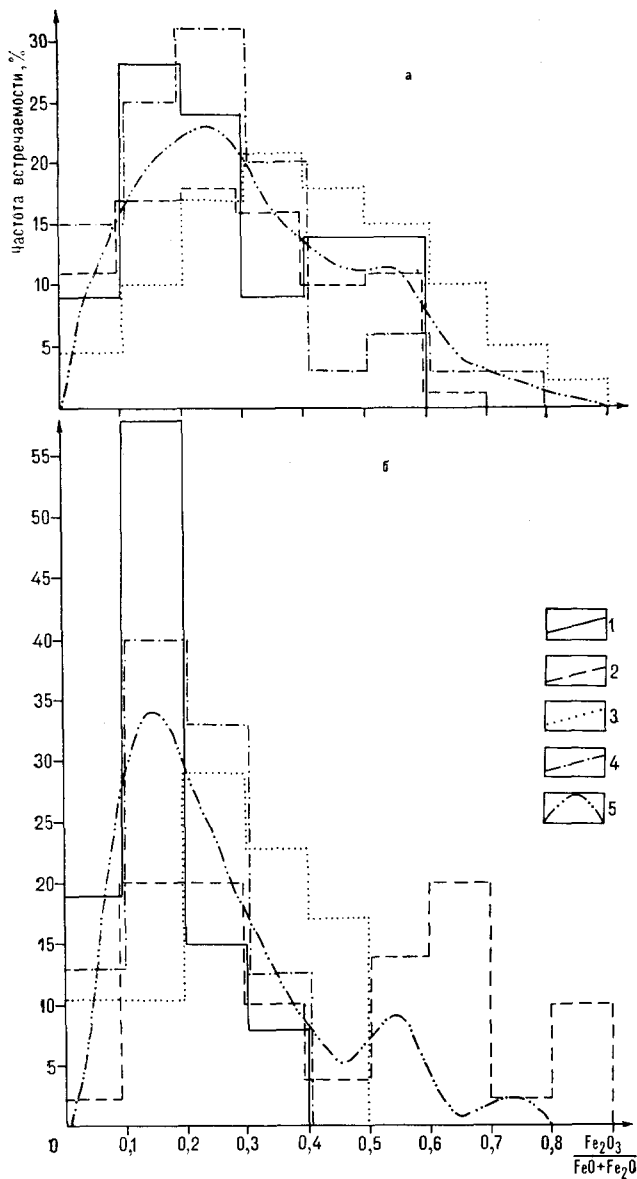


Рис. 1. Распределение окисленности железа в кислых (а) и средних (б) вулканических и субвулканических породах «оловоносных» вулканических зон.

1 — Комсомольская; 2 — Западно-Куйдусунская; 3 — Хингано-Яурин-Каменушинская; 4 — Баджалская; 5 — суммарная кривая.

гранат и муассанит. Для вулканитов и субинтрузивных пород магнетитовой серии характерны высокие содержания (до процента и более) магнетита. В порфировых разностях пород магнетит представляет собой наиболее раннюю генерацию. В афировых породах магнетит наблюдается в виде тонкой сыпи, густо импрегнирующей основную массу породы. Различная насыщенность пород магнетитом обуславливает их резкую дифференцированность по магнитной восприимчивости и степени окисленности

сти железа, хотя по суммарной железистости породы не различаются.

Магнитная восприимчивость в некоторых игнимбритовых покровах в Ульинском прогибе достигает $6000 \cdot 10^{-5}$ СИ, в Преддзугджурском — $3400 \cdot 10^{-5}$ СИ. Промежуточную позицию занимают вулканиты Селитканской вулканической зоны, имеющей в некотором роде и промежуточную металлогению (см. таблицу). В этой структуре известны молибденовые и медно-молибденовые проявления.

В кислых вулканитах признаки магнетитовой и ильменитовой серий сохраняются не только в порфировых разностях, для которых можно допустить начальную стадию кристаллизации в глубинных условиях, но и в афировых породах покровных фаций, кристаллизация которых, вне сомнения, происходила на месте.

В настоящей работе приводятся данные, показывающие, что по магнитной восприимчивости и степени окисленности железа с кислыми вулканитами хорошо коррелируются вулканические породы среднего и основного состава. Дифференцированность их по этим показателям с увеличением основности пород снижается, но все же достаточно высокая (см. таблицу). Так, если магнитная восприимчивость кислых вулканитов магнетитовой серии в среднем в 15 раз выше, чем у аналогичных пород ильменитовой серии, то для среднеосновных пород этот показатель равен 6. Особенно уверенно магнетитовая и ильменитовая серии во всех породных группах различаются по степени окисленности железа (рис. 1—3).

Гистограммы окисленности железа для отдельных вулканических зон Востока СССР, сгруппированные по их металлогенической специализации, близки между собой и почти повторяют суммарные кривые распределения коэффициента окисленности железа (f) для металлогенических типов. Для кислых пород вулканических зон с литофильной минерализацией (условно — «оловоносные») мода равна 0,25, а для тех же пород из вулканических зон с халькофильной минерализацией (условно — «золотоносные») — 0,85. От кислых пород к основным наблюдается незначительное смещение моды в «золотоносных» комплексах в сторону меньших значений (в андезитах — 0,65; в базальтах — 0,50). Если принять за граничное значение между оловоносными и золотоносными породами точку пересечения кривых распределения f (для кислых пород — 0,50, для средних — 0,45), то в 85 % случаев данные по окисленности железа кислых и средних пород позволяют их классифицировать на «оловоносный» и «золотоносный» типы. Менее всего оказались дифференцированными по окисленности железа базальтоиды. Гранич-

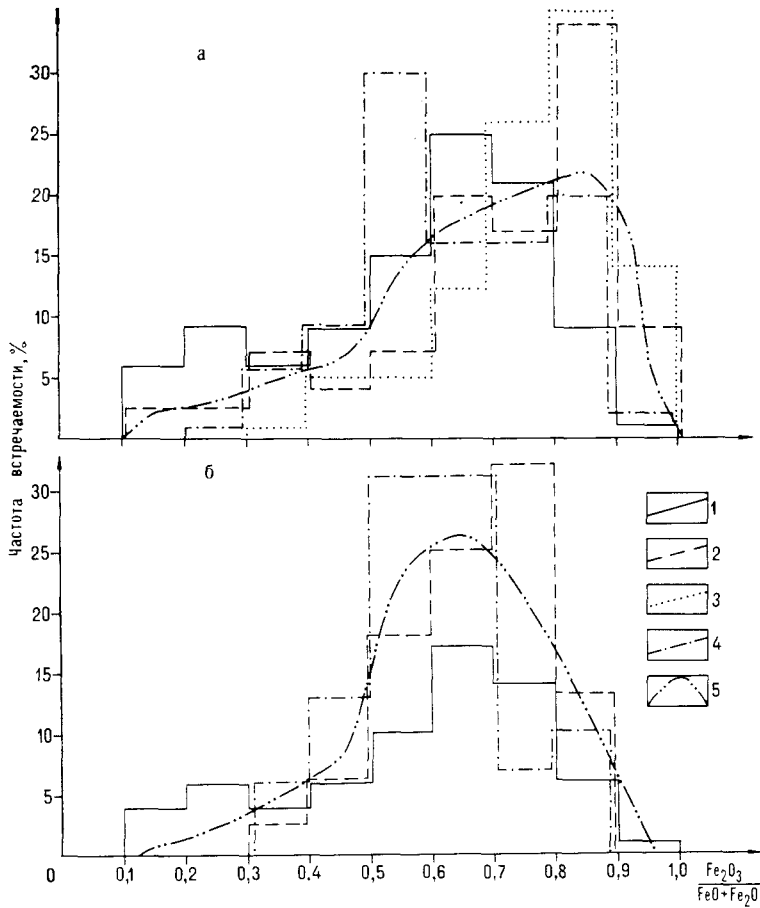


Рис. 2. Распределение окисленности железа в кислых (а) и средних (б) вулканических и субвулканических породах «золотоносных» вулканических зон.

1 — Нижнеамурская; 2 — Ульинская (центральная часть); 3 — Нижнебурейская; 4 — Преддзугдзурская; 5 — суммарная кривая.

ное значение f в них смещается до 0,4, а трансгрессия между «оловоносным» и «золотоносным» типами достигает 30 %, но и в этом случае сохраняется существенная разница этих типов пород по моде и совпадающими с ними средними значениями f .

Следующая важная закономерность заключается в согласованном распределении f в вулканических, субвулканических и plutонических породах. На рис. 4—6 приведены данные по вулканическим зонам Дальнего Востока, в которых достаточно широко представлены plutонические породы и по которым имелись представительные выборки химических анализов. Однотипность распределения f отмечается не только среди гранитоидов и вулканитов, разного состава, но и между вулканитами и гранитоидами. Можно заметить лишь слабую тенденцию смещения моды в гранитоидах по отношению к вулканитам и незначительное увеличение в последних дисперсии значений f . По выборочным данным высокая согласованность в распределении f в plutонических и вулканических породах отмечается и для других вулканических зон (Ям-Алинская, Сугае-Богучанская, Ульинская и др.). В этом плане исключение составляет лишь Нижнеамурское

звено Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканиты кислого и среднего состава в пределах этой зоны характеризуются распределением f , типичным для золотоносных районов с модой 0,65. Базальты же вместе с гранитоидами имеют между собой сходное распределение f , но отличное от вулканитов кислого и среднего состава. Они характеризуются модой 0,45, являющейся граничным значением для основных пород оловоносных и золотоносных комплексов. Возможно, различие вулканитов кислого и среднего состава, с одной стороны, и базальтов с гранитоидами, с другой, в Нижнеамурской зоне связано с тем, что в выборку были включены данные с большой территории и из большого возрастного диапазона (сенон — миоцен), что не исключает совмещение «оловоносных» и «золотоносных» комплексов. «Оловоносные» и «золотоносные» вулканические комплексы так же, как и гранитоиды ильменитовой и магнетитовой серий [10, 20], не обнаруживают существенных различий в содержаниях петрогенных и малых элементов. В «золотоносных» вулканических зонах нередко отмечается повышенная щелочность пород (зависимость обратная отмеченной для гранитоидов [12]), однако эта тенденция носит, по-видимому, случайный характер, поскольку в пределах отдельных вулканических зон с резкой дифференцированностью пород по щелочности, например Ульинский прогиб [7], окисленность железа сохраняется постоянной.

Более устойчивые различия между «оловоносными» и «золотоносными» вулканическими зонами проявляются в формационном и петрографическом составе пород. На Востоке СССР выделяются две контрастные ассоциации вулканических и субвулканических пород [7, 8]. «Оловоносные» зоны характеризуются резким преобладанием пород кислого состава (до 90 %), а «золотоносные» отличаются пестротой и контрастностью разрезов. Типоморфными для «оловоносных» вулканических зон являются крупнообъемные поля слабо стратифицированных порфириро- и кристаллоигнимбритов, тесно сопряженных пространственно и по времени образования с гранитоидными интрузиями. В «золотоносных» зонах игнимбриты хорошо стратифицированы, обычно это редковкраплен-

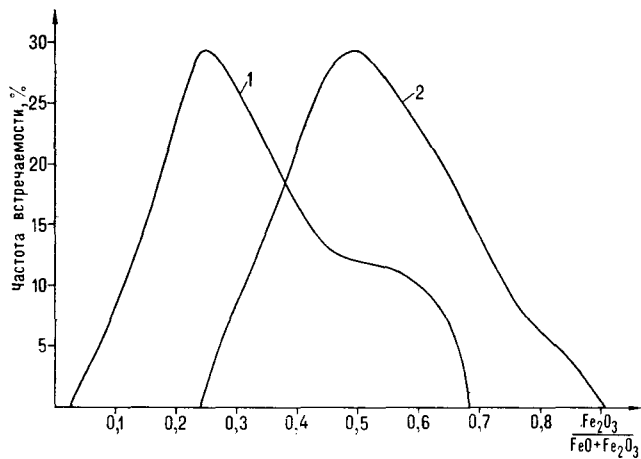


Рис. 3. Кривые распределения окисленности железа в вулканических и субвулканических породах основного состава ($\text{SiO}_2 < 56\%$) из «оловоносных» (1) и «золотоносных» (2) вулканических зон.

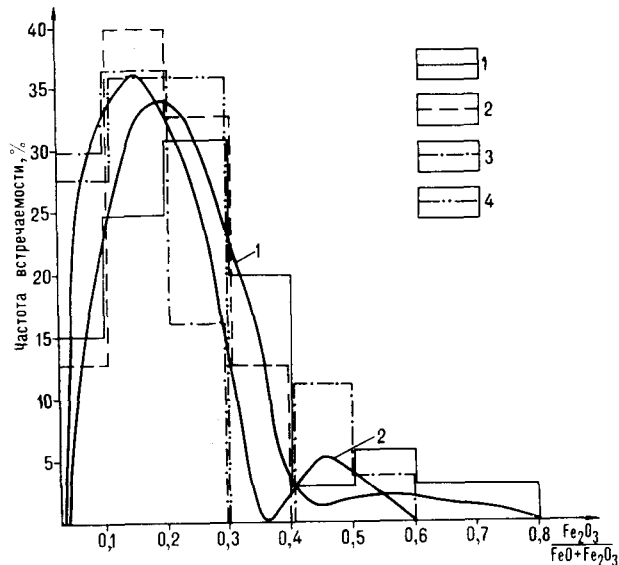


Рис. 4. Распределение окисленности железа в магматических породах Баджальской вулканической зоны. 1, 2 — вулканические и субвулканические породы: 1 — $\text{SiO}_2 > 66\%$, 2 — $\text{SiO}_2 = 56-66\%$; 3, 4 — гранитоиды: 3 — $\text{SiO}_2 > 66\%$; 4 — $\text{SiO}_2 = 56-66\%$.

никовые породы, перемежающиеся в разрезе с когнитимбритовыми туфами. Вторая ассоциация кислых вулканитов, типоморфная для золотоносных зон — лавы с характерными флюидально-полосчатыми, сферолитовыми и сферолоидными структурами и сопряженные с ними пемзовые туфы. Вулканические и субвулканические породы в золотоносных зонах пространственно оторваны от комагматичных гранитоидов.

Специфика образования рассмотренных комплексов накладывает отпечаток на внешний облик пород. Кислые вулканиты «оловоносной» ассоциации характеризуются серыми тонами и

относительно массивным сложением, а для пород золотосеребряной ассоциации (при схожем химическом и фациальном составе) типичны вишневые, розовые, белые и сиреневые оттенки, связанные с окислением обильного первичного магнетита, и тонкоплитчатая, часто шиферная отдельность. Иногда породы, типоморфные для «золотоносных» вулканических зон, встречаются в ограниченных объемах (ранние фазы вулканизма) в отдельных структурах совместно с преобладающей «оловоносной» ассоциацией кислых вулканитов. Примером являются каменушинская и таланджинская вулканотектонические депрессии на юге Буреинского массива. «Оловоносная» же ассоциация кислых вулканитов в изученных нами «золотоносных» вулканических зонах практически не встречается, но в Казахстане подобные по петрографическому составу и условиям залегания породы, известные как флюид-порфировые комплексы [15], содержат обильный акцессорный магнетит и отличаются высокими

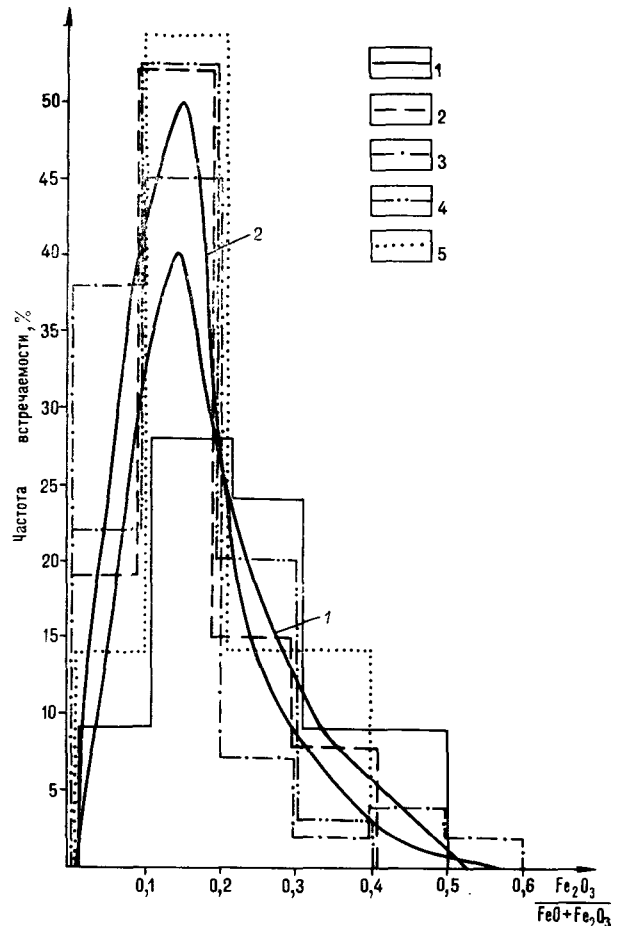


Рис. 5. Распределение окисленности железа в магматических породах Космольского рудного района. 1, 2 — вулканические породы: 1 — $\text{SiO}_2 > 66\%$, 2 — $\text{SiO}_2 = 56-66\%$; 3-5 — гранитоиды: 3 — $\text{SiO}_2 > 66\%$, 4 — $\text{SiO}_2 = 56-66\%$, 5 — $\text{SiO}_2 < 56\%$.

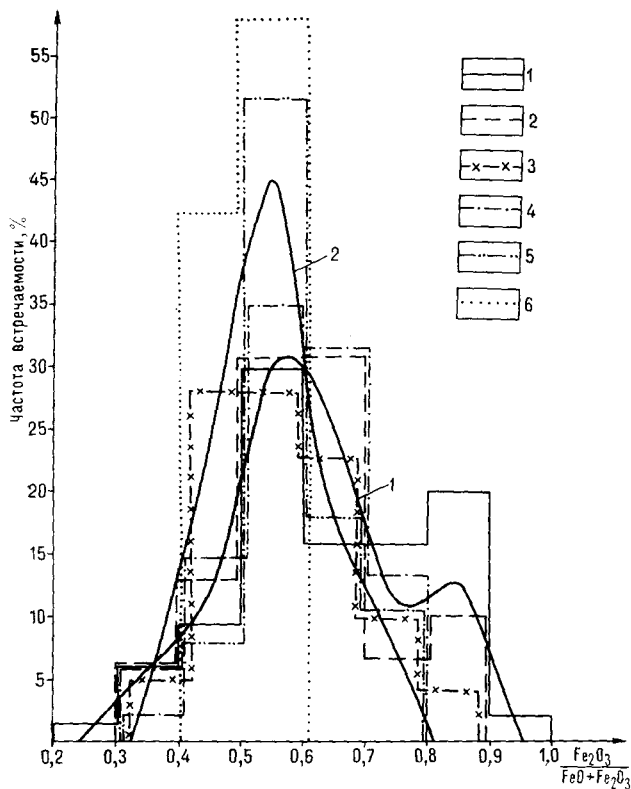


Рис. 6. Гистограммы распределения окисленности железа в магматических породах Предгугджурского прогиба.

1-3 — вулканические и субвулканические породы: 1 — $\text{SiO}_2 > 66\%$, 2 — $\text{SiO}_2 = 56-66\%$, 3 — $\text{SiO}_2 < 56\%$; 4-6 — гранитоиды: 4 — $\text{SiO}_2 > 66\%$, 5 — $\text{SiO}_2 = 56-66\%$, 6 — $\text{SiO}_2 < 56\%$.

магнитной восприимчивостью и окисленностью железа, т. е. это типично магнетитовая серия с характерной для нее халькофильной минерализацией. Названные факты ставят под сомнение универсальность связи акцессорного состава пород с их петрографическими особенностями и формационной принадлежностью и требуют дополнительного изучения.

Петрографические исследования [3, 5] показывают, что между железистостью темноцветных минералов и содержанием магнетита существует отрицательная корреляция. Чем больше в породах магнетита, тем менее железистые в них темноцветные минералы. На соотношение в породах окисного и закисного железа влияют термодинамические параметры — температура, давление, щелочность [3], но главным фактором, контролирующим равновесие перехода $\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$, является окисленность флюида [14]. В восстановительных условиях железо в двухвалентной форме входит в состав силикатов и, меньше, ильменита, а в окислительных условиях образует магнетит и гематит.

По мере движения флюидов из глубинных зон за счет отделения водорода происходит

снижение его восстановленности и это, по мнению А. А. Маракушева, «обуславливает наиболее принципиальное различие пород по степени окисления элементов, которая значительно выше в вулканических породах по сравнению с плутоническими» [6, с. 209].

Применительно к гранитоидам обычно принималось, что парциальное давление кислорода зависит от открытости магматической камеры [4]; в работе [20] подчеркивается влияние корового углерода на восстановленность флюида. По данным [20], глубинные магмы, формирующиеся в безуглеродной среде в зонах растяжения (свободная миграция), дают магнетитовые серии, а магмы, формирующиеся за счет осадочных углеродистых толщ в условиях сжатия, дают начало ильменитовым сериям.

В рассмотренных нами вулканических зонах на протяжении всей истории их развития, независимо от характера вмещающих пород, глубины выплавления магм (липариты, андезиты, базальты) и глубины их кристаллизации (вулканические покровы, субинтрузивы и разноглубинные гранитоиды) в породах конкретных металлогенических зон сохраняется постоянная окисленность железа и наблюдаются сквозные акцессорные минералы. Это свидетельствует о стабильности флюидного режима в конкретных магматогенных зонах, что нашло отражение не только в специфике акцессорного состава и окисленности железа в магматических породах, но и определило металлогенический профиль и характер гидротермальных преобразований пород [8]. Последнее обстоятельство позволяет выдвинуть предположение, что именно постмагматические процессы определили специфику ильменитовых и магнетитовых рудно-магматических систем. Исследования на современных вулканах и рудных месторождениях подтверждают, что постмагматические процессы влияют на окисленность железа и содержание ферромагнетитов. Например, на куполе Новый (влк. Безымянный) от внутренних к внешним окисленным зонам f изменяется от 0,46 до 0,90 [1]; в игнимбритах междуречья рек Арман и Хасын, в зависимости от их структурно-текстурных особенностей (пористость, сваренность и т. п.), связанных с динамикой извержения и дегазацией магм, f варьирует от 0,17 до 0,96 [13].

В процессе гидротермальных преобразований пород (аргиллизация, грейзенизация, калишпатизация, альбитизация) также растет окисленность железа, темноцветные минералы при этом разлагаются, иногда с образованием вторичного магнетита, далее первичный и вторичный магнетиты растворяются или замещаются по схеме: магнетит \rightarrow гематит \rightarrow сульфаты (ярозит и др.) \rightarrow пирит [9]. Таким образом, все процессы, связанные с последующими пре-

образованиями магматических пород, направленные преимущественно в сторону замещения двухвалентного железа трехвалентным. Исключением из этого правила являются биотитизация и амфиболизация, имеющие иногда площадное распространение в оловоносных «ильменитовых» рудно-магматических зонах, что, в принципе, должно способствовать увеличению контраста по окисленности железа «оловоносных» и «золотоносных» вулканических комплексов.

Однако имеется ряд косвенных и прямых данных, позволяющих отвергнуть предположение о связи окисленности железа с постмагматическими процессами. Если бы выявленные различия ильменитовой и магнетитовой серий пород были связаны с наложенными процессами, то в распределении f отмечалась бы однотипная асимметрия в сторону больших значений f , а мы имеем встречную асимметрию (см. рис. 1, 2). Имеются и прямые признаки, указывающие на первичность петрографических различий ильменитовой и магнетитовой

серий вулканических и плутонических пород. Это, во-первых, высокая положительная корреляция окисленности железа с содержанием магнетита, и, во-вторых, первичный характер магнетита. В вулканитах кислого и среднего состава магнетит — наиболее ранняя генерация вкрапленников, он хорошо огранен, облекается флюидальностью основной массы или находится в виде таких же по форме включений в более поздних вкрапленниках биотита, амфибола и плагиоклаза. В-третьих, наличие отрицательной корреляции содержания магнетита с содержаниями биотита и его железистостью. Таким образом, можно заключить, что эволюция состава флюидов при их передвижении вверх, окислительные реакции при остывании магм и последующие метасоматические преобразования пород играли второстепенную роль, не затушевывая общую стабильность окисленности железа в магматогенно-рудных зонах, связанную со стабильностью ее флюидного режима.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов О. Г., Борисова В. Н. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
2. Вулканические пояса Востока Азии // Под ред. А. Д. Щеглова — М.: Наука. — 1984.
3. Дубинчик Э. Я., Пугинцев В. К. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидных комплексов южной части Дальнего Востока, как показатели условий их формирования // Сов. геология. — 1971. — № 12. — С. 30—44.
4. Дубинчик Э. Я., Розенталь О. В. Петромагнитные исследования при изучении гранитных комплексов. — Л.: Недра, 1980.
5. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. — М.: Недра, 1967.
6. Маракушев А. А. Петрология. — М.: Изд-во МГУ, 1988.
7. Мишин Л. Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. — М.: Наука. — 1982.
8. Мишин Л. Ф., Романовский Н. П., Гурович В. Г. О двух типах вулкано-плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 298, № 5. — С. 1186—1188.
9. Никитина Е. И., Согников В. И. Эволюция акцессорного магнетита в метасоматических процессах // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. — С. 115—123.
10. Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород/СО АН СССР. — Магадан, 1964. — С. 6—158. (Тр. СВКНИИ; Вып. 9).
11. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР // Сов. геология. — 1976. — № 12. — С. 64—74.
12. Романовский Н. П. Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. — М.: Наука. — 1987.
13. Сперанская И. М., Печерский Д. М. Об условиях образования разных типов игнимбритов // Магнитные свойства изверженных пород/СО АН СССР. — Магадан, 1964. — С. 181—191. (Тр. СВКНИИ; Вып. 9).
14. Югстер Х. П., Уонс Д. Р. Фазовые соотношения в водных силикатах и отношения Mg:Fe в промежуточных соединениях // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. — М.: ИЛ, 1963. — С. 379—383.
15. Царева Г. М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации // Особенности породообразующих минералов магматических пород. — М.: Наука, 1986. — С. 201—228.
16. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. — 1974. — V. 8. — P. 173—174.
17. Jshihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Min. and Geol. — 1977. — V. 27. — P. 293—305.
18. Pitcher W. S. Granites and yet more granites forty years on // Geol. Rundschau. — 1987. — V. 76. — P. 51—79.
19. Sillitoe R. H. Ore deposits in Cordillera and island-arc setting // Arizona Geol. Soc. Digest. — 1981. — V. 14. — P. 49—69.
20. Takonashi M., Aramaki S., Jshihara S. Magnetite-series/ilmenite-series vs. J-type/S-type granitoids // Mining Geol. Spec. Jss. Tokyo. — 1980. — N 8. — P. 13—28.

УДК 550.831.016(571.66)

В. Н. Красиков, Ю. В. Жбанков, В. М. Березкин,
В. Г. Филатов, А. Л. Хандожко

**РАЗДЕЛЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА РЕГУЛЯРИЗАЦИИ
С ЦЕЛЬЮ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ**

(Западная Камчатка)

Используя специально разработанный алгоритм и программу РЕСТ, осуществляющую разделение потенциальных полей на основе метода регуляризации, предложен метод выделения залежей углеводородов. На примере Кшукского газоконденсатного месторождения

(Западная Камчатка) по программе РЕСТ проведена обработка результатов высокоточной гравиметрической съемки с целью определения контура нефтегазоносности.

Основной задачей при интерпретации потенциальных полей является их разделение на составляющие. Применяемые обычно в гравиразведке способы разделения полей можно объединить в две группы. Первая включает в себя способы выделения фона (пересчет в верхнее полупространство, осреднение, сглаживание) и локальных аномалий (вычисление высших производных, пересчет в нижнее полупространство). Ко второй группе можно отнести различные способы экстраполяции и аппроксимации (с использованием полиномов, рядов и других способов).

Второй подход позволяет находить источник локальной аномалии в два этапа, предварительно выделив ее из суммарного поля. Для его реализации необходимо задание участков поля (c, e) и (f, d) (рис. 1), где влияние локальной аномалии мало и удовлетворяет условию

$$\|U_{\pi}(x, z)\|_{L_2[(c,e)+(f,d)]} = \max |U_{\pi}(x, z)|_{(c,e)+(f,d)} \leq \delta.$$

Тогда, решая по полю $U_{\delta}(x, z)$ на участках (c, e) + (f, d) обратную задачу

$$\|U_{\delta}(x, z) - U_{\phi}(x, z, S)\|_{L_2[(c,e)+(f,d)]} \leq 2\delta$$

Рассматриваемый способ разделения потенциальных полей, основанный на решении обратной задачи поиска источников фонового и локальных полей, относится ко второй группе.

с ограничениями на искомый вектор S (вектор параметров источника), находим вектор \tilde{S} , фоновое поле U_{ϕ} на всем интервале (c, d) и локальную аномалию $U_{\pi} = U_{\delta} - U_{\phi}$. Если выполняются условия единственности определения

Рассмотрим общую постановку обратной задачи гравиразведки.

Пусть задано суммарное поле

$$U_{\delta}(x, z) = U_{\pi}(x, z) + U_{\phi}(x, z) + \delta U(x, z)$$

с погрешностью δ так, что

$$\|\delta U(x, z)\|_{L_2} \leq \delta.$$

Необходимо определить локальную U_{π} и фоновую U_{ϕ} составляющие, а по ним найти параметры источников. Поставленную задачу можно решать двумя способами.

Первый подход предполагает, что приближенно известны области расположения источников локального и фонового полей. В этом случае можно одновременно проводить определение параметров источников U_{π} и U_{ϕ} по заданному полю.

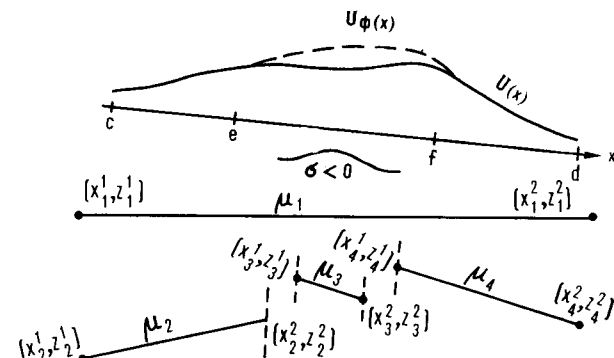


Рис. 1. Модель источников фона — система произвольных отрезков для алгоритма и программы РЕСТ.

S по U_ϕ , имеет место сходимость регуляризованного решения $\tilde{S} \rightarrow S$ к точному решению при $\delta \rightarrow 0$ и $\eta = \frac{f-e}{d-c} \rightarrow 0$, где η характеризует отношение длины распространения локальной аномалии к длине всего интервала $d-c$, используемого при решении задачи разделения полей [1-4].

В данной работе в качестве системы источников фона выбрана система, включающая ряд материальных полос (отрезков) произвольного направления, применявшаяся в работах А. В. Цирульского, Ф. И. Никоновой, Н. Ф. Федоровой [6]. На рис. 1 представлена указанная система отрезков, аппроксимирующих геологически содержательные источники регионально фона, — слой с линейно меняющейся плотностью, наклонные ступени, контактные границы. Источники регионально фона аппроксимируются более простыми математическими моделями — указанными материальными отрезками. Единственность восстановления такой системы доказана в [5]. Прямой эффект таких отрезков выражается в комплексной форме следующим образом:

$$U(x, z) = Im \sum_{k=1}^N A_k \ln \frac{t - a_k}{t - b_k}, \quad \text{мГал}, \quad (1)$$

где $A_k = 2G\mu_k e^{i\varphi_k}$, G — гравитационная постоянная, $\mu_k = \sigma_k h$ — поверхностная плотность, σ_k — эффективная плотность, г/см³, h — мощность источника, км, φ_k — угол наклона отрезка, равный нулю для горизонтального отрезка и $\pi/2$ для вертикального, a_k и b_k — комплексные аффиксы (координаты) концов отрезка: $a_k = x_{1k} + iz_{1k}$, $b_k = x_{2k} + iz_{2k}$, x_{1k} , x_{2k} — горизонтальные координаты концов k -го отрезка, z_{1k} , z_{2k} — глубины концов k -го отрезка, $t = x + iz$ — комплексный аффикс (координата) внешней точки, в которой вычисляется прямой эффект, U — поле силы тяжести.

Рассмотрим выражение (1) и приведем его к действительной форме. После преобразований получим

$$U(x, z, S) = G \sum_{k=1}^N \mu_k \left[\sin \varphi_k \ln \frac{(x-x_{2k})^2 + (z-z_{2k})^2}{(x-x_{1k})^2 + (z-z_{1k})^2} + 2 \cos \varphi_k \left(\arctg \frac{x-x_{1k}}{z_{1k}-z} + \arctg \frac{x_{2k}-x}{z_{2k}-z} \right) \right], \quad (2)$$

где

$$\sin \varphi_k = \frac{z_{2k} - z_{1k}}{\sqrt{(x_{2k} - x_{1k})^2 + (z_{2k} - z_{1k})^2}},$$

$$\cos \varphi_k = \frac{x_{2k} - x_{1k}}{\sqrt{(x_{2k} - x_{1k})^2 + (z_{2k} - z_{1k})^2}},$$

$$S = \{x_{11} \dots x_{1N}, x_{21} \dots x_{2N}, z_{11} \dots z_{1N}, z_{21} \dots z_{2N}, \mu_1 \dots \mu_{2N}\},$$

$$S = \{S_m\}, \quad 1 \leq m \leq 5N.$$

Здесь φ_k — угол наклона отрезка, отсчитываемый от горизонтального уровня с центром в точке x_{1k} . При $\varphi_k = 0$ пластинка становится горизонтальной, $\cos \varphi_k = 1$, $\sin \varphi_k = 0$ и эффект совпадает с эффектом горизонтальной пластинки, при $\varphi_k = \pi/2$ (угол отсчитывается вниз) пластинка становится вертикальной, $\sin \varphi_k = 1$, $\cos \varphi_k = 0$ и эффект совпадает с эффектом вертикальной пластинки.

Поскольку задача является некорректно поставленной, т. е. малым погрешностям задания U_δ могут соответствовать значительные погрешности определения параметров источников, для ее решения ставится задача минимизации сглаживающего функционала

$$M^\alpha [S, U_\delta] = N [S, U_\delta] + \alpha \Omega [S], \quad (3)$$

где

$$N [S, U_\delta] = \int_c^c (U_\delta(x, z) - U(x, z, S))^2 dx +$$

$$+ \int_f^c (U_\delta(x, z) - U(x, z, S))^2 dz,$$

$$\Omega [S] = \sum_{i=1}^{5N} (S_i - S_i^{op})^2 q_i. \quad (4)$$

S_i^{op} — опорные априорные значения искомых параметров, q_i — веса составляющих $\Omega [S]$. Минимизация функционала M^α по параметрам осуществлена модифицированным методом Ньютона решения системы уравнений Эйлера [3, 4]

$$\partial M^\alpha / \partial S_i = 0 \quad (5)$$

в итерационном цикле по $\alpha_j = \alpha_0 (\Delta \alpha)^{j-1}$, $1 \leq j \leq N_\alpha$, в основе которого лежит выбор оп-

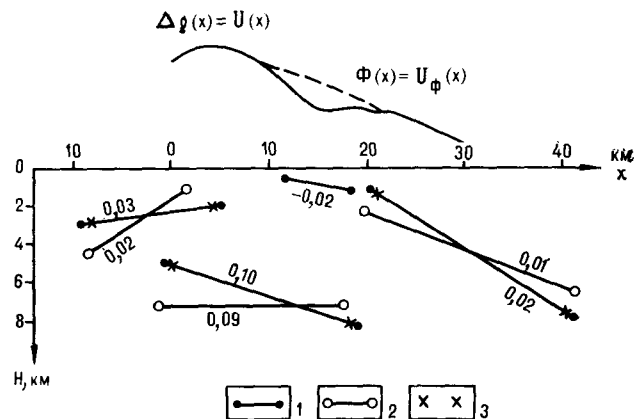
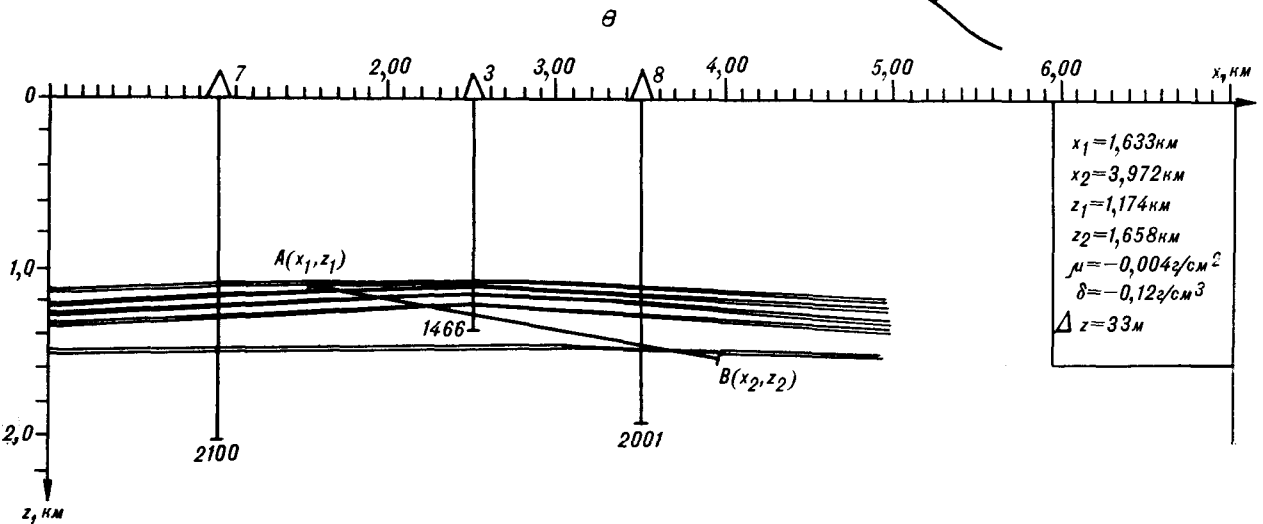
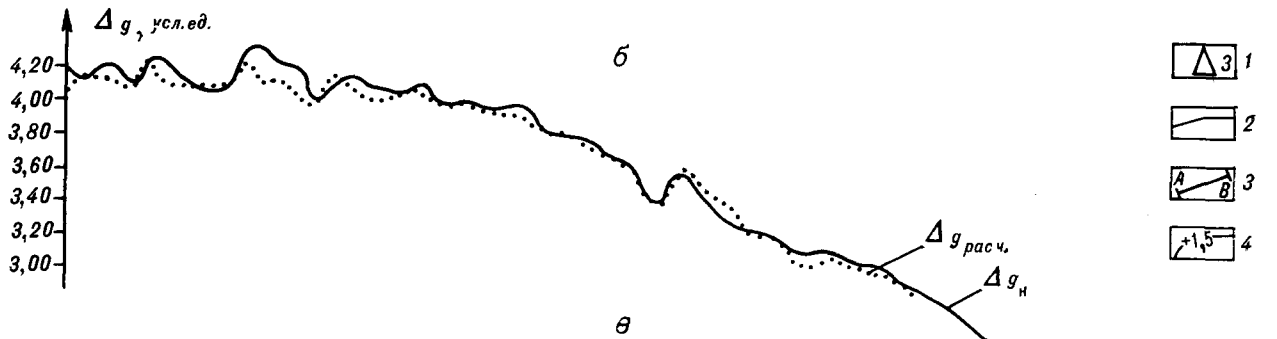
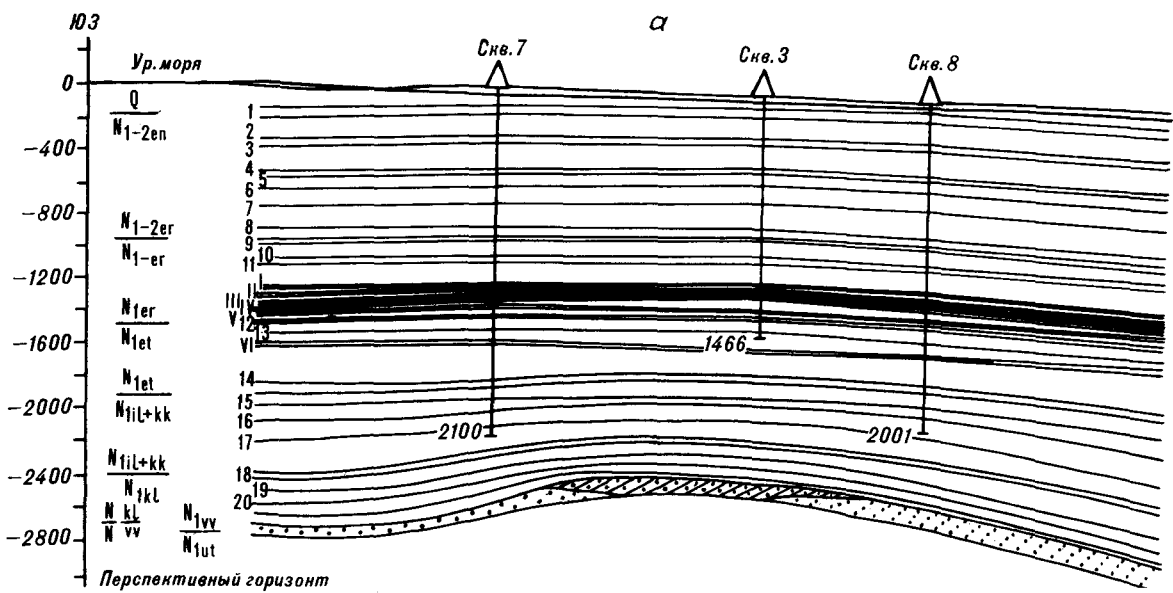


Рис. 2. Модельный пример восстановления системы отрезков по программе РЕСТ. 1 — положение отрезков, 2 — начальные приближения, 3 — восстановленные концы отрезков.



тимального решения по квазиоптимальному критерию Тихонова — Гласко [2, 3] по

$$\min_{\alpha_j} \left\| \frac{S^{\alpha_j} - S^{\alpha_{j-1}}}{S^{\alpha_j}} \right\|_C =$$

$$= \min_{\alpha_j} \max_m \left| \frac{1}{S_{mj}} (S_{mj} - S_{mj-1}) \right|. \quad (6)$$

Объединение статистического подхода с прин-

ципом регуляризации обеспечивает устойчивость алгоритма и быстродействие. В этом преимущество алгоритма по сравнению с другими способами.

Данный алгоритм реализован в программе РЕСТ статистической регуляризации на ЭВМ типа ЕС. Программа РЕСТ является реализацией первого подхода, которого придерживаются В. И. Старостенко, А. И. Непомнящих,

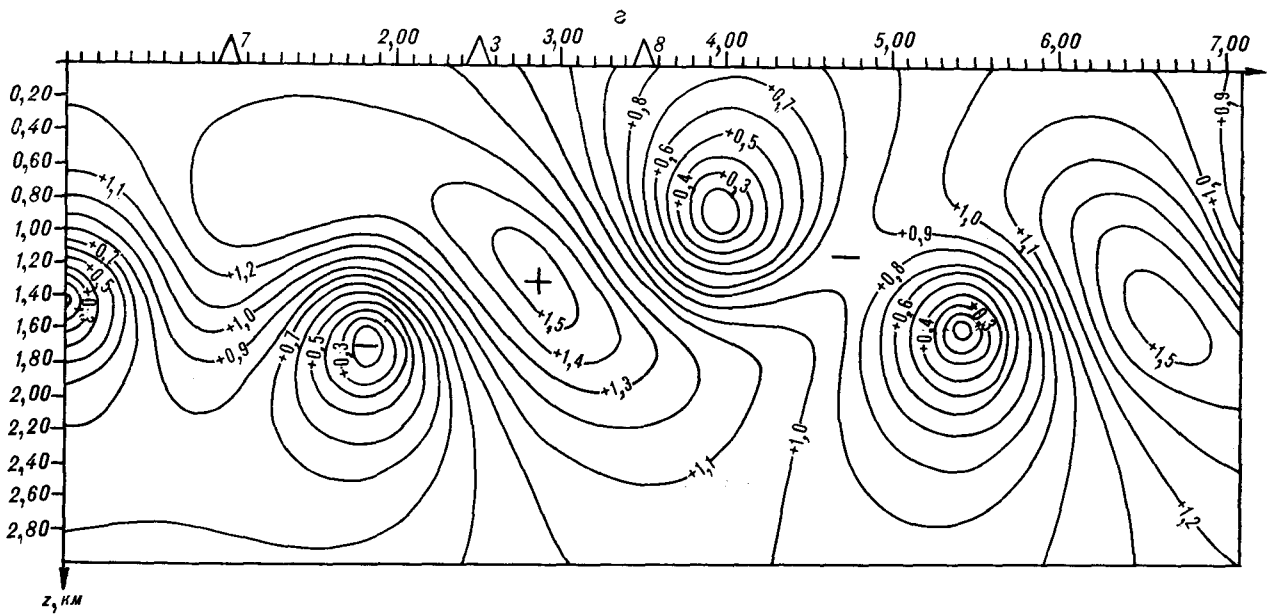


Рис. 3. Кшукское газоконденсатное месторождение.

a — геологический разрез (по А. И. Юрочко); *б* — графики наблюдаемого (Δg_H) и расчетного ($\Delta g_{расч}$) полей; *в* — результаты применения метода РЕСТ; *г* — поле полного нормированного градиента (ПНГ) при $N = \text{опт.}$ 1 — скважины и их номера; 2 — газовые и газоконденсатные залежи; 3 — положение в разрезе линейного отрезка, аппроксимирующего залежь (по методу РЕСТ); 4 — изолинии поля нормированного градиента.

А. В. Овчаренко, В. С. Ли, т. е. решения проблемы фона в рамках наиболее полной модели, включающей все источники фона и локальных составляющих (рис. 2).

При технологической реализации программы РЕСТ предусмотрено, что исходными значениями являются поля $U(x, z)$ на всем интервале задания (c, d), т. е. интервал $(e, f) = 0, e = f$. В содержательном плане это соответствует случаю, когда N_1 — номер конца первого интервала и N_2 — номер начала второго интервала связаны соотношением $N_1 + 1 = N_2$.

Разработанная авторами программа РЕСТ опробована на модельных (см. рис. 1, 2) и реальном (Кшукское газоконденсатное месторождение, Западная Камчатка) примерах.

Кшукское газоконденсатное месторождение расположено в Соболевском районе Камчатской области, в структурно-тектоническом отношении входит в состав Западно-Камчатской НГО [2].

Месторождение расположено в так называемой Кшукской зоне антиклинальных складок центральной части Колпаковского прогиба и приурочено к брахиантиклинальной складке с размерами по кровле II основного продуктивного горизонта (по последней замкнутой изогипсе — 1225 м) 3,7 км на 8 км и амплитудой 74 м.

Складка имеет симметричное строение. Северная периклиналь более крутая и погружается под углом 6—7°, южная — до 1°. За счет изменения толщины отложений с глубиной

структура по разным продуктивным горизонтам изменяет простирание с северо-западного на субмеридиональное с сохранением местоположения свода.

В геологическом строении Кшукского газоконденсатного месторождения принимают участие палеогеновые и неогеновые отложения, изученные глубоким бурением до глубин 3700 м.

Неогеновые отложения Западной Камчатки подразделяются на воямпольскую (нижний миоцен) и кавранскую (средний, верхний миоцен, плиоцен) серии. По литологическим особенностям и характерным палеонтологическим комплексам воямпольская серия подразделяется на утхолокскую, вивентекскую и кулувенскую свиты, а кавранская серия включает в себя пильинскую, какертскую, этолонскую, эрмановскую и энемтемскую свиты (рис. 3, *a*).

Этолонская свита (N_{1et}) в средней части вмещает VI газоконденсатный горизонт (—1510,7 м ÷ —1524,2 м), сложенный в северо-восточной части туфопесчаниками, которые в южном и западном направлении замещаются породами-неколлекторами (туфоалевролитами, туфоаргиллитами).

Эрмановская свита (N_{1er}) представлена переслаиванием туфопесчаников зеленовато-серых, разнозернистых, туфоалевролитов, туфоглин с прослоями карбонатизированных пород, бурого угля и многочисленными включениями растительного детрита. Свита является основной газосодержащей толщиной. В нижней части ее

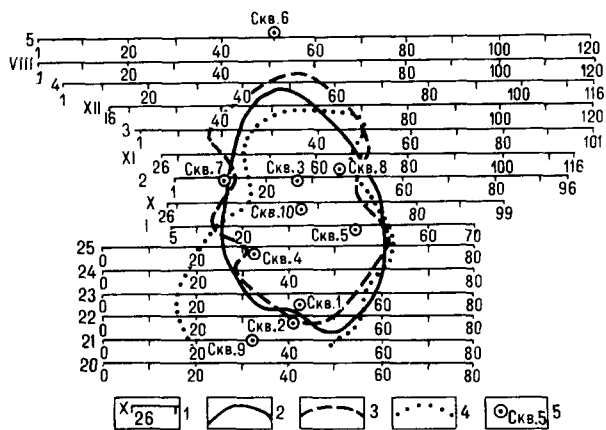


Рис. 4. Кшукское газоконденсатное месторождение.

1 — профиль наблюдений; 2 — контур ВНК по данным бурения (II продуктивный горизонт); 3 — контур нефтегазоносности по методу РЕСТ; 4 — контур нефтегазоносности по методу полного нормированного градиента (ПНГ); 5 — скважины и их номера.

выявлены пять газовых залежей — I ($-1122 \div -1127,2$ м), II ($-1159,4 \div -1168,0$ м), III ($-1193,8 \div -1198,4$ м), IV ($-1202,3 \div -1211,8$ м), V ($-1290,0 \div -1295,7$ м) горизонты. Отметки глубин горизонтов приведены по скв. 3. Продуктивной является нижняя часть эрмановской свиты мощностью 150—175 м. Продуктивные горизонты характеризуются незакономерной невыдержанностью литологического состава и толщи вплоть до замещения пород-коллекторов породами-неколлекторами. Толщина продуктивных горизонтов от 2 до 30 м. Мощность свиты составляет 464—610 м, сокращение ее наблюдается в сводовой части структуры.

Все залежи Кшукского месторождения являются пластовыми (по А. И. Юрочко). Залежи II, IV, V продуктивных горизонтов — сводовые ненарушенные. В остальных горизонтах в пределах залежей происходит замещение коллекторов неколлекторами и залежи являются либо сводовыми, частично литологически ограниченными (горизонты I, III), либо литологически экранированными (горизонт VI). Высота залежей превышает толщину продуктивных горизонтов, поэтому залежи имеют внутренний контур газоносности.

Материалы высокоточной гравиметрической съемки (П. С. Богдан) обработаны по вышеописанному алгоритму программой РЕСТ (рис. 3, в). Искомыми параметрами являлись x_1, x_2 — горизонтальные координаты материальной полосы, аппроксимирующей залежь; z_1, z_2 — вертикальные (глубинные) координаты материального отрезка, аппроксимирующего залежь; μ — линейная плотность, $г/см^2$.

Конечным результатом явилось определение контура нефтегазоносности на площади Кшукского газоконденсатного месторождения (рис. 4). Погрешность определения параметров залежи,

по полученным данным, не превышает 5—9 %.

По данной методике определен контур и Нижне-Квакчикского месторождения природного газа, имеющего подобное геологическое строение и расположенного в 8 км юго-восточнее Кшукского газоконденсатного месторождения. Погрешность определения планового положения контура нефтегазоносности также не превышает 7 %.

На рис. 4 для сравнения указан контур нефтегазоносности, определенный методом полного нормированного градиента по критерию В. Н. Красикова [2], который имеет большую ошибку определения контура по сравнению с методом РЕСТ.

При отсутствии априорной информации ошибки определения планового и глубинного положения залежи могут достигать 20 % и 18 % соответственно. Избыточная плотность залежи Кшукского газоконденсатного месторождения $\sigma = -0,12$ $г/см^3$ (по скв. 3), при мощности залежи 30 м $\mu = -0,004$ $г/см^3$. В таблице приведено влияние погрешности определения плотностных параметров залежи на конечные результаты.

В среднем, ошибка определения плотности залежи на $\pm 0,01$ $г/см^3$ приводит к увеличению ошибки глубинного положения на 2,8 %, планового — на 3—5 %.

В результате расчетов на моделях [1, 6] и практических примерах можно сделать следующие выводы:

1. Общий подход, реализованный в алгоритме и программе РЕСТ, является перспективным.

2. Необходимым условием применения ПС РЕСТ для решения задач народнохозяйственного значения является наличие априорной информации о плотностных свойствах и приближенном положении источника локальной аномалии.

Таким образом, предложен метод интерпретации геофизических данных с целью:

1) более уверенного и точного определения источника локальных аномалий;

2) оконтуривания залежи в плане, если наличие последней установлено одной — двумя скважинами. Это приводит к снижению затрат на бурение и позволит произвести ориентировочную оценку запасов месторождения.

Ошибки определения глубинного (ϵ_1) и планового (ϵ_2) положения залежи

Избыточная плотность залежи σ , $г/см^3$	Отклонение от $\sigma_{реальн.}$, $\pm г/см^3$	μ , $г/см^2$	ϵ_1		ϵ_2	
			м	%	м	%
-0,07	+0,05	-0,002	+214	18	+200	19
-0,12	0	-0,004	-26	2	+90	8,5
-0,20	-0,08	-0,006	+200	17	-230	22

ЛИТЕРАТУРА

1. Жбанков Ю. В., Филатов В. Г. Алгоритм и программа РЕСТ разделения потенциальных полей.— М., 1986. (Информационный листок МГЦНТИ; № 13—86).
2. Красиков В. Н., Березкин В. М., Филатов В. Г. и др. Прогнозирование месторождений нефти и газа на основе устойчивой площадной обработки комплекса геофизических данных в Дальневосточном регионе, Ч. I, II, III.— Южно-Сахалинск, 1988.
3. Мудрецова Е. А., Филатов В. Г. Выделение гравитационного эффекта залежей нефти и газа и определение их местоположения на основе регуляризации // Разведочная геофизика.— М.: Недра, 1977.— С. 67—71.
4. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач.— М.: Наука, 1979.
5. Филатов В. Г. Вероятностно-статистический подход при решении обратных задач гравиразведки // Прикладная геофизика. Вып. III.— М.: Недра, 1985.— С. 82—86.
6. Цирульский А. В., Никонова Ф. Н., Федорова Н. В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений/УИЦ АН СССР.— Свердловск, 1980.

*ИВЦ ПГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск
НПО Нефтегеофизика
Москва*

*Поступила в редакцию
7 июня 1989 г.*

УДК [550.1/2 + 550.37].001.5

О. А. Степанов

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ЗОН И ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

На примерах последовательной смены металлов в рудах месторождений разных формационных типов, а также в металлогенических зонах любого иерархического уровня показано, что смена оруденения везде подчиняется четкой закономерности, проявляющейся

Закономерностям формирования эндогенных рудных месторождений посвящены работы многих отечественных и зарубежных исследователей. Существование определенных закономерностей в формировании руд сегодня ни у кого не вызывает сомнения. Однако причины их возникновения до сих пор остаются предметом острых дискуссий.

Обобщая закономерности размещения и формирования рудных зон разных месторождений Дальнего Востока мы сделали вывод [13—15], что миграция элементов возможна в поле электрического тока, под действием которого ионы рудных элементов приобретают упорядоченное движение. Ко времени прекращения действия тока ионы проходят разные, пропорциональные их ионным плотностям расстояния, которые определялись на реальных зонах месторождений с высокой (до 1 %) точностью [15]. Таким образом, в самом общем виде была показана принципиальная возможность формирования рудной зональности с помощью электрокинетического механизма. Анализируя с этих позиций металлогеническую зональность различных таксономических единиц (рудных тел, месторождений, районов и т. д.), приходим к выводу, что в ее пределах элементы располагаются относительно друг друга строго закономерно. Так, Е. А. Радкевич, характеризуя зональность оловянных и полиметаллических месторождений Тихоокеанского рудного пояса, среди месторождений, расположенных на умеренном удалении от очага, но в зоне околотрузивного прогрева, выделяет ряд рудных зон, которые закономерно следуют одна за другой: «...в глубоких частях месторождения залегают почти безрудные кварцево-турмалиновые метасомати-

в последовательном уменьшении ионных плотностей элементов. Высказано предположение о проявлении в эндогенном рудообразовании «Закона гомологических рядов» и рассмотрены некоторые аспекты его возможного применения.

ты; выше, там, где метасоматиты секутся кварцевыми жилами и прожилками, а также жилами позднего зеленого или синего турмалина, появляется касситерит, иногда с вольфрамитом, арсенинитом, шеелитом. Еще выше в рудных телах получают развитие сульфиды меди, железа, цинка, причем они отлагаются позже касситеритово-кварцевой ассоциации, цементируя ее раздробленные минералы; однако местами сульфиды (как показывают данные декрепитации) отлагались, видимо, без большого перерыва из того же потока растворов, вслед за касситеритом, но после незначительного дробления. Снижение температуры растворов, обусловившее появление сульфидной ассоциации, имело место лишь в верхах месторождения, на глубине же, где еще сохранялся ореол околотрузивного прогрева, условий для образования сульфидов так и не наступило...» [12, с. 59].

С электрокинетических позиций [15] смену оруденения здесь можно представить как ряд зон ведущих элементов с последовательно уменьшающимися ионными плотностями при следовании снизу вверх: $V-W-Sn-Cu^{+2}-Zn$. Формирование оруденения, вероятно, действительно шло одновременно в виде единой ионнорудной колонны, в пределах которой дифференциация и разобщение в пространстве рудных компонентов проходили в процессе их перемещения от очага до места рудоотложения. На еще большем удалении от активной интрузии Е. А. Радкевич отмечает присутствие в верхних частях жил галенит-сфалеритовой ассоциации: «Поздняя галенит-сфалеритовая ассоциация обычно отлагается вслед за пирротиновой без существенных перерывов и непосредствен-

но продолжает ту же стадию минералообразования, формируясь из того же потока растворов; но обычно она распространяется далее вверх по жиле и шире на флангах жил, отражая температурную зональность отложения. Самым поздним является кальцит, распространяющийся на значительный вертикальный интервал и как бы образующий чехол вокруг продуктивных ядер рудных тел» [12, с. 60]. В намеченном выше ряде ионной последовательности формирования компонентов элементы удаленных частей жил занимают свое строго определенное место, завершая этот ионно-рудный ряд (рис. 1, а):... Zn—Pb—Ca.

Характерными чертами зонального строения обладает Депутатское оловорудное месторождение силикатно-касситеритовой формации. Здесь четко наблюдается горизонтальная концентрическая и вертикальная «пульсационная» зональности [5]. Центром концентрических зон является Центральный участок, где широко распространены рудные тела, сложенные турмалином, касситеритом и флюоритом, роль сульфидов резко подчинена; вмещающие околорудные породы интенсивно турмалинизированы. Следующая зона, расположенная в 0,5—2 км от центра рудного поля, сложена кварц-касситерит-сульфидными (пирротиновыми) рудами; флюорит и турмалин практически отсутствуют. Третья зона удалена от центра рудного поля на 2—4 км и характеризуется полным отсутствием ранних жильных образований и распространением рудных тел, сложенных кварцем, разнообразными сульфидами и карбонатами. Четвертая рудная зона, являющаяся границей Депутатского рудного поля, располагается вокруг центрального участка почти правильным замкнутым кольцом и представлена небольшими и совсем мелкими свинцово-цинковыми рудопроявлениями (Булатское, Эвенское, Юбилейное и др.). Свинцово-цинковая минерализация этих рудопоявлений содержит тетраэдрит, бурнонит, овихит и ряд других сульфосолей. По данным Н. Я. Некрасова (1963 г.), рудные тела со свинцово-цинковым оруденением на расстоянии 7—15 км от центра рудного поля сменяются зонами дробления с сурьмяной минерализацией, а самым дальним флангам месторождения соответствует ореол повышенного содержания ртути. Установленная смена зон Депутатского месторождения представляет по сути тоже ионно-рудный ряд с последовательно уменьшающимися ионными плотностями элементов от центра к периферии (см. рис. 1, в): В — Sn — Fe⁺³ — Cu⁺² — Zn — Pb — Ag — Cu⁺¹ — Sb — Hg. Формирование ряда в пределах рудного поля протекало одновременно.

В первичных ореолах касситерит-силикатных руд Арсеньевского месторождения вертикаль-

ная геохимическая зональность представлена сменой элементов (сверху вниз): J — As — Cu⁺¹ — Ag — Pb — Zn — Mo — Cu⁺² — Sn [10], т. е. в виде ряда, в котором компоненты подчинены той же закономерности — возрастанию ионных плотностей элементов с глубиной.

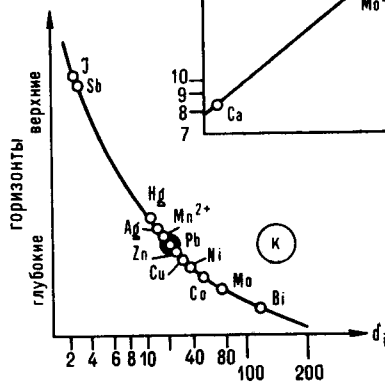
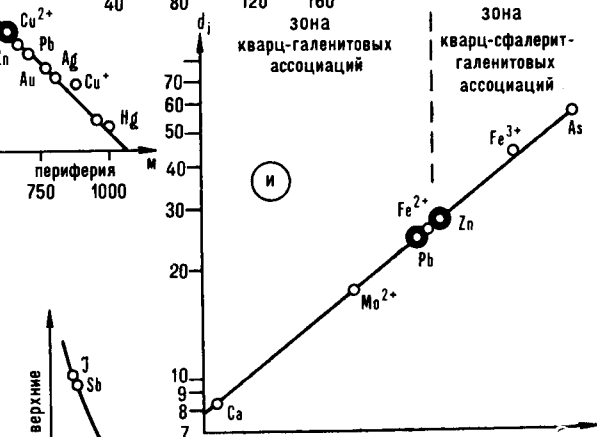
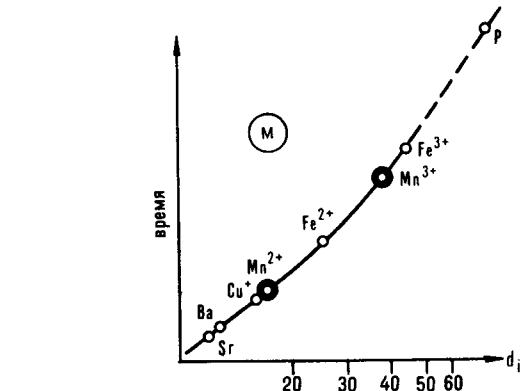
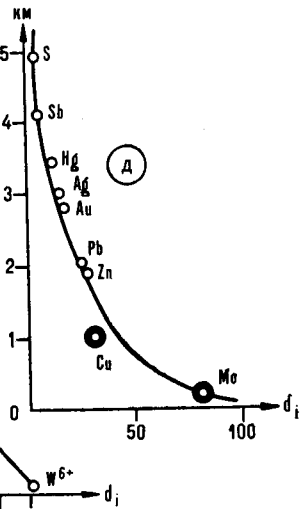
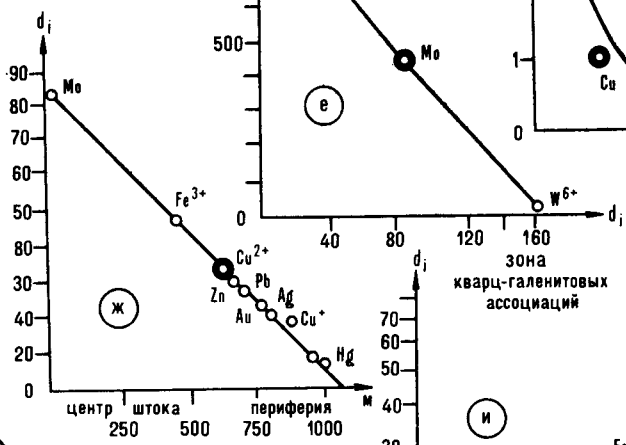
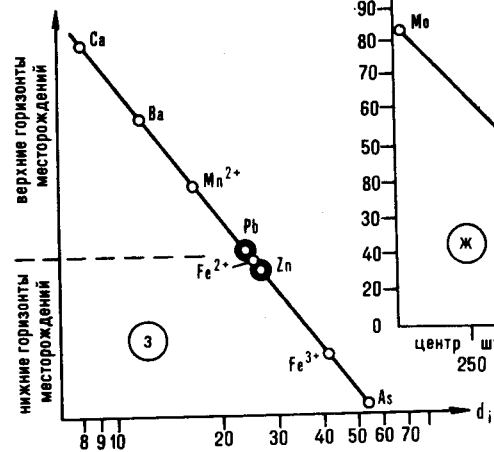
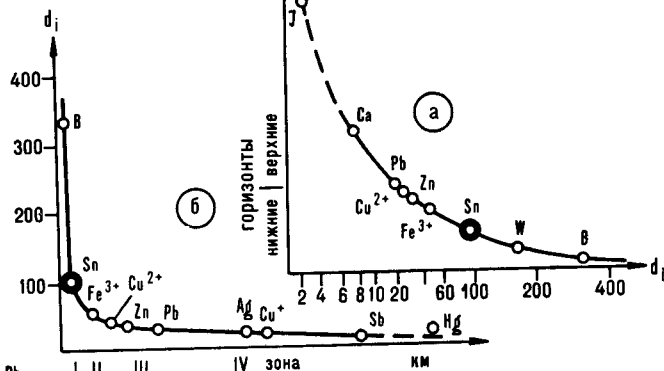
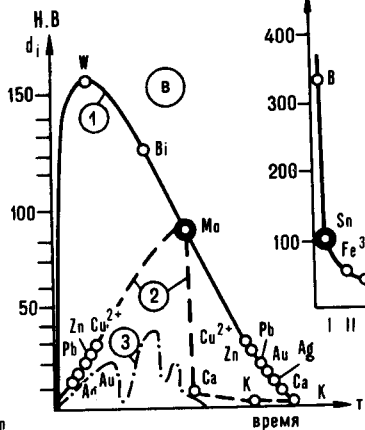
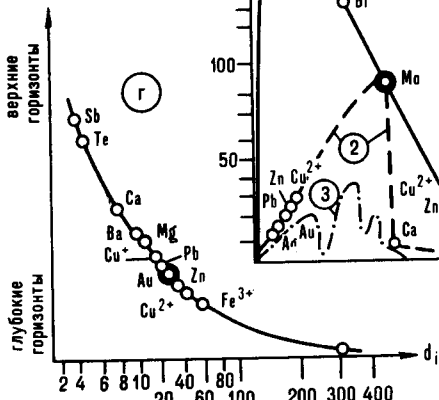
Примером зонального расположения рудных зон является и район Корнуэлла [5]. Постоянство смены олова медью, затем цинка и свинца — карбонатами (в том числе железа и марганца), имеющее место практически на всех месторождениях Корнуэлла, свидетельствует, во-первых, о связи месторождений Корнуэлла с одним глубинным (мантийным) источником рудного вещества, давшим всем месторождениям один общий набор элементов, и во-вторых, о проявлении все той же закономерности, выражающейся в распределении элементов от большей ионной плотности (В, Sn, W) к меньшей (Cu, Zn, Pb) и др., вплоть до элементов с самыми малыми значениями ионной плотности (Ba, Ca, Hg, Sb), слагающих верхние горизонты рудных тел.

В типичных плутоногенных месторождениях молибдена, генетически связанных с различными гранитоидами, наиболее распространенными элементами-спутниками являются Cu, W, Pb, Zn, Bi, иногда F, В, Sn, редко Au и Ag.

Обобщая сведения о зональности этих месторождений, В. Т. Покалов указывает, что «...в центральных частях месторождений находится молибденовая минерализация, значительно шире и выше развито медное оруденение, которое по периферии сменяется интенсивной пиритизацией пород; далее, охватывая пиритизированные породы, часто с пространственным отрывом от медной минерализации (особенно на медно-молибденовых месторождениях), проявлено серебросвинцово-цинковое оруденение» [11, с. 59]. Мощность оруденелых зон молибденовых месторождений достигает 1000 м.

Нетрудно заметить, что и в зональности оруденения молибденовых месторождений более глубокие горизонты сложены рудами из элементов с большими значениями ионных плотностей (см. рис. 1, в, линия 1).

Зональное вертикальное расположение минеральных ассоциаций характерно и для золоторудных месторождений. Так, на Ключевском месторождении в Восточном Забайкалье, по данным Н. В. Петровской и М. Г. Андреевой (1969 г.), наиболее глубинные горизонты, несущие золотое оруденение, сложены кварц-турмалиновой минерализацией, которая сменяется кварц-пиритовой с тонкодисперсным золотом, и затем идет кварц-сульфидная ассоциация с большей частью золота. В кварц-сульфидной ассоциации постоянно присутствует халькопирит, который сопровождается выделением блек-



● 1 ○ 2

рых руд, сульфосолей меди, борнита и др. Весь этот ряд последовательно формировавшихся комплексов завершают ассоциации карбонатов (кальцит, анкерит и др.) и халцедона, среди которых встречаются флюорит и барит; золота в этой ассоциации не содержится. Аналогичный порядок формирования рудных ассоциаций отмечен М. Г. Бородаевской (1958 г.), Д. А. Тимофеевским (1959 г.) и для других месторождений Забайкалья, где также наблюдается последовательное размещение элементов от самых ранних (В) до завершающих (Са, Ва, Те) в порядке понижения ионных плотностей снизу вверх и от центра к периферии месторождений (см. рис. 1, з).

Резко проявленную зональность отмечала Е. А. Радкевич в 1977 г. для полиметаллических и золотосеребряных месторождений Мексики и Приморья, где по мере углубления закономерно снижаются сначала содержания серебра, затем свинца и еще глубже — цинка.

Четкая вертикальная зональность выявлена и на золоторудных месторождениях Селемджинского района в последовательности (сверху вниз) Hg — (Ag, Au) — Pb — Zn — W — As, что также отражает постепенное возрастание ионной плотности элементов с глубиной.

Для золотосеребряных месторождений установлен [16] такой ряд вертикальной (сверху вниз) зональности: J — As — Sb — Ba — Ag — Pb — Mn — Bi — Ni — Sn — Zn — Co — (Mo, Cu). Здесь первые десять элементов с глубиной строго повышают ионные плотности и лишь последние четыре элемента отклоняются от намеченной закономерности.

Распространенная в Японии неогеновая группа месторождений близповерхностной золото-серебряной формации несет те же признаки вертикальной зональности [6]. Ниже золото-серебряных руд на глубине первых сотен метров развита промышленная медная или полиметаллическая минерализация (месторождение Вашинодзу). На месторождении Нисидзава золотосеребряная минерализация, сопровождаемая сульфидами, с глубиной сменяется олововольфрамовой.

Отчетливо проявлено закономерное размещение элементов и в медно-порфировых системах. Для этих месторождений И. Г. Павлова [9] приводит такую схему горизонтальной и вертикальной зональности: Fe^{+1} — Mo(Cu) — Cu(Au) — Fe^{+2} (Au) — Pb, Zn(Ag).

Контрастная схема размещения оруденения медно-порфировых систем приведена в [7]. Здесь рудоносная медно-порфировая система достигает по вертикали 7—8 км. Молибденово-медная минерализация формируется на глубине 1,5—3 км от вершины стратовулкана, вверх по разрезу она сменяется свинцово-цинковым и золотосеребряным оруденением и на самом верху располагаются месторождения самородной серы (см. рис. 1, б). На ряде месторождений медно-порфирового типа, где вскрыты более глубокие горизонты, вместе с молибденовой зоной появляются иногда и зоны, обогащенные вольфрамом, шеелитом, гюбнеритом, касситеритом. Так, для месторождения Каратас IV в Казахстане [7] приводится следующий ряд элементов при следовании от центральных зон к периферии $W \rightarrow Sn \rightarrow Co \rightarrow Mo \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow (Pb, Ag)$. Аналогичная закономерность установлена И. М. Головановым в 1978 г. [3] и для Алмалыкских месторождений где на глубину около 1000 м зональность элементов сменяется в последовательности (снизу вверх): молибденитовая с вольфрамитом, и шеелитом \rightarrow молибденитовая \rightarrow молибденит-халькопиритовая \rightarrow магнетит-халькопиритовая \rightarrow блеклорудно-галенит-сфалеритовая (см. рис. 1, е).

На больших удалениях от промышленных медных руд, на периферии или в верхних горизонтах слепых месторождений, появляется галенит-сфалеритовая минерализация с серебром и золотом. Так, на месторождении Речк (ВНР) известны вкрапленные пирит-энаргит-люционитовые золото- и серебросодержащие руды, ниже которых на 200—400 м вскрыты руды медно-порфирового типа, прослеженные скважинами до глубины 1200 м от поверхности [7]. Эта же последовательная смена элементов сохраняется и при следовании от центра штока к периферии (см. рис. 1, ж).

Поведение традиционно нерудных минералов, слагающих иногда почти нацело жилы или рудные тела, характеризует ту же дифференциацию компонентов по ионным плотностям. Наряду с названными выше баритовыми и карбонатными зонами в верхних горизонтах оловорудных и медно-порфировых месторождений, в настуран-карбонатных жилах с баритом, флюоритом и кварцем некоторых месторождений Саксонских Рудных гор верхние части жил сложены преимущественно баритом и карбона-

Рис. 1. Графики сопоставления глубины залегания руд или расположения рудных зон в плане с ионными плотностями элементов (d_i): 1 — главные элементы руд и зон; 2 — второстепенные элементы.

а — оловянные месторождения Тихоокеанского рудного пояса; б — Депутатское оловорудное месторождение; в — молибденовое месторождение; г — Ключевское золоторудное месторождение; д — медно-порфировые месторождения по [7]; е — Алмалыкское медно-порфировое месторождение; ж — горизонтальная зональность месторождения Речк (ВНР); з — вертикальная зональность полиметаллических месторождений Маданского района (НРБ); и — горизонтальная зональность Маданского района (НРБ); к — свинцово-цинковые месторождения Северной Осетии; л — геохимические ореолы, сложенные наиболее удаленными элементами в оловорудных и других месторождениях; м — распределение элементов в стратиграфическом разрезе вулканогенно-осадочных месторождений марганца.

тами, средние — карбонатами, нижние — кварцем. Карбонаты чаще всего представлены кальцитом, но встречаются и анкерит, и доломит. Подобная зональность установлена и в урансодержащих жилах ряда месторождений СССР (Вольфсон и др., 1966 г.), в Центральном плато Франции и в некоторых других регионах. Аналогичное закономерное размещение нерудных минералов отмечено Т. Ловерингом и О. Твето в 1953 г. для месторождения Боулдер Каунти (Колорадо, США) антимонит-ферберитовой формации. Здесь в верхней части отдельных рудных столбов или выше их более обильны опал, халцедон, барит, кальцит и доломит.

Распределение ведущих компонентов (кремнезема, глинозема и др.) в зонах грейзенов, скарнов, вторичных кварцитов также зависит от их ионных плотностей [13].

Четкая вертикальная и горизонтальная зональность размещения рудных элементов наблюдается и на многочисленных свинцово-цинковых месторождениях Маданского рудного района в Болгарии. По данным Р. Д. Донова и др. (1962 г.), для 31 месторождения этого района обобщенная последовательность выделения минеральных ассоциаций в рудных столбах и обогащенных участках следующая (снизу вверх): 1) кварц-пиритовые руды с ничтожным развитием арсенопирита, сфалерита, галенита; 2) кварц-сфалерит-галенитовые с халькопиритом и пиритом; 3) родохрозитовые с манганкальцитом и незначительным количеством сфалерита, халькопирита, галенита; 4) кварц-галенитовые с небольшим количеством сфалерита, халькопирита, пирита, арсенопирита; 5) баритовые с незначительным количеством кварца; 6) кальцитовые с арагонитом, пиритом и палыгорскитом. Распределение основных рудных компонентов месторождений этого района вполне соответствует ряду понижающихся ионных плотностей элементов (см. рис. 1, з). Ощущается здесь дифференциация элементов и по латерали: в юго-западной части Маданского района распространены месторождения с кварц-галенит-сфалеритовыми рудами, постепенно сменяющимися в восток-северо-восточном направлении кварц-галенитовыми месторождениями (см. рис. 1, и).

Ряды вертикальной зональности свинцово-цинковых месторождений Северной Осетии представлены [16] в последовательности (сверху вниз): $J \rightarrow Sn \rightarrow Hg \rightarrow V \rightarrow Ag \rightarrow Mn \rightarrow Zn \rightarrow Cu \rightarrow Pb \rightarrow Ni \rightarrow Co \rightarrow Mo \rightarrow Bi$. Ведущее значение здесь имеют лишь цинк и свинец, все остальные присутствуют в незначительном количестве. Несмотря на это, все элементы, за исключением бора, распределены строго последовательно по возрастанию своих ионных плотностей (см. рис. 1, к).

На крупном месторождении Акинобе (Япо-

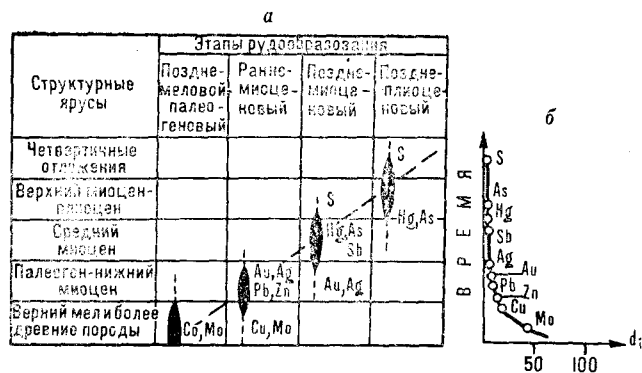


Рис. 2. Схема развития рудного процесса во времени в Центральнокамчатской рудной зоне по [8] (а) и график распределения элементов по ионным плотностям (б).

ния) на протяжении около 500 м по вертикали наблюдаются следующие зоны (снизу вверх и от центра к периферии): 1) оловянно-вольфрамовая; 2) медно-оловянная; 3) медно-цинковая; 4) цинково-свинцовая; 5) золотосеребряная [6]. Для руд месторождения характерны сопутствующие барит, гипс и ангидрит.

В рудных районах и других региональных металлогенических единицах отчетливо видна та же последовательность смены оруденения. В Центральнокамчатской зоне рудный процесс отличался большой продолжительностью (более 50 млн лет), а «прерывисто-непрерывное» [8] его течение обусловило распад рудного ряда на несколько звеньев. Каждое звено характеризуется одинаковой вертикальной зональностью рудных элементов, но перерыв во времени обуславливал на каждом этапе преобладающее развитие элементов с последовательно уменьшающимися значениями ионных плотностей (рис. 2). Этот пример развития рудной системы подтверждает важную особенность непрерывной дифференциации рудного вещества в длительно существующих глубинных очагах.

Смещение элементов наблюдается и в металлогении западной части Тихоокеанского пояса [6]. Здесь от верхнеюрского-раннемелового до плиоценового времени дифференциация оруденения идет от золотоарсенидного через золото-серебряное до золототеллуриного, т. е. в сторону понижающихся ионных плотностей сопутствующих элементов при «сквозном» золоте. Сохраняются черты металлогенической дифференциации, характерные для Камчатки, и в пределах Восточно-Азиатских островных дуг — на Тайване, Филиппинах, северо-западе Новой Гвинеи, где смена оруденения идет от медного к медно-полиметаллическому и, далее, к золото-серебряному.

В Перу-Чилийских Андах эволюция металлогении шла от вольфрам-бериллий-молибденового оруденения в палеозое к медному и марган-

Распределение месторождений металлов в пределах Боливийского металлоносного пояса (в процентах от количества месторождений каждого типа) [5]

Регион	Au	W	Sn	Cu	Sn—Ag	Pb—Zn	Bi	Sb	Hg	Общее число
Северная Боливия	48,6	71,5	47,3	36	—	30,2	20	17,4	25	157
Центральная Боливия	31,4	19,7	41,8	40	84,6	30,2	30	41,6	25	151
Южная Боливия	20,0	8,8	10,9	24	15,4	39,6	50	41,0	50	113
Общее число месторождений (абсолютное значение)	35	66	78	25	13	86	10	104	4	421

цевому (ант — альб), медно-порфировому с молибденом, полиметаллами и золотом, которое завершилось сурьмяно-ртутным оруденением [6].

Примером закономерной пространственной связи распределения оруденения с изменением ионных плотностей элементов является и Боливийская металлоносная провинция в Южной Америке, протягивающаяся на 200 км вдоль Восточных Кордильер от южного Перу через всю Боливию до северо-западной Аргентины. Она характеризуется широким набором металлов: W, Sn, Pb, Zn, Ag, Sb, в меньших количествах — Mo, Au, Cu, Hg. Исследователи рудных месторождений Боливии обычно делят ее на три части: северную, центральную и южную, отличающиеся друг от друга своей минерализацией (см. таблицу).

Для Северной Боливии характерно четкое зональное распределение и месторождений, которые локализируются в эндо- и экзоконтрактных частях интрузивов, и руд внутри месторождений. Общая тенденция зональности внутри месторождений выражена в последовательной смене жил от высокотемпературных кварц-вольфрамитовых через кварц-касситеритовые, сульфидные с касситеритом (или золотоносные кварцевые жилы, иногда с вольфрамитом и шелифом) к свинцово-цинковым и, наконец, к антимонитовым жилам. В размещении месторождений видно, что в частях, расположенных к северу и северо-востоку от осей интрузивов (Сората, Кака-Ака, Кимса-Крус и др.) преобладают вольфрамовые месторождения (или вольфрам содержится в рудах других металлов), а к юго-западу — собственно оловянные и свинцово-цинковые (рис. 3).

Для Центральной и Южной Боливии характерно отсутствие крупных тел гранитоидов, оруденение локализуется в субвулканических телах, нередко переходя по падению рудных тел во вмещающие палеозойские осадочные породы (Льяльягуа, Потоси и др.). Горизонтальная и вертикальная зональность месторождений заключается обычно в присутствии «оловянного ядра» или оловянно-серебряного оруденения, окруженного ореолом сульфидных жил, содержащих сульфиды свинца, цинка, сурьмы

и серебра, причем во внешних зонах пираргирит, аргентит и аргиродит нередко находятся в сидеритовой жильной массе. В ряде месторождений смена минеральных ассоциаций имеет не концентрическое, а одностороннее направление: от кварц-вольфрамитовых жил через оловянное оруденение к жилам с халькопиритом, пиритом, висмутином, которые еще далее содержат сфалерит, галенит и блеклую руду. Рудные тела прослеживаются от поверхности обычно на 250—650 м, но иногда и глубже 800 м.

Закономерное размещение месторождений в Боливийской провинции отражает и сопоставление месторождений со значениями ионных плотностей ведущих элементов руд (рис. 4). Из графика видно, что в Северной Боливии преобладают месторождения с высокими значениями ионных плотностей при незначительном количестве месторождений с элементами малых ионных плотностей. В Южной Боливии зависимость обратная, а в Центральной распределение элементов близко к равномерному. Нет яв-

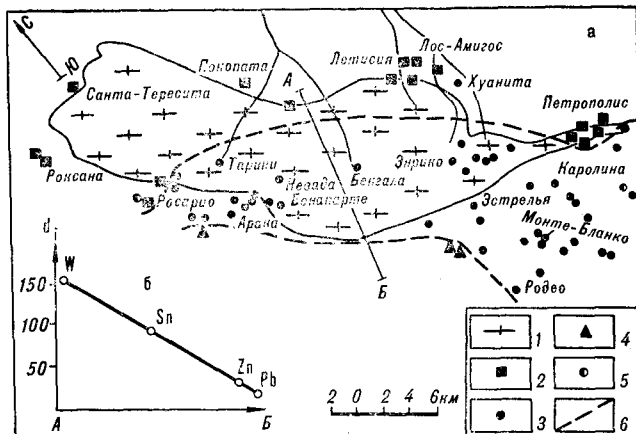


Рис. 3. Схема расположения месторождений в южной части Северной Боливии [5] с выделенными областями преимущественного развития элементов с близкими значениями ионной плотности (а) и график распределения ионной плотности элементов по линии АБ (б).

1 — гранодиориты; 2—5 — месторождения (2 — вольфрама, 3 — олова, 4 — полиметаллов, 5 — комплексные оловополиметаллические); 6 — условная граница между областями преимущественного развития месторождений вольфрама, олова, полиметаллов.

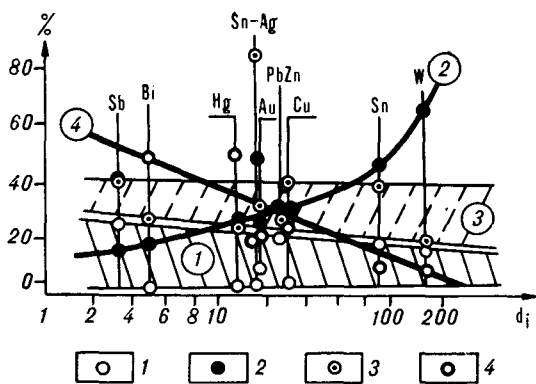


Рис. 4. График сопоставления количества рудных месторождений Боливийского пояса с ионными плотностями ведущих металлов:

1 — для пояса в целом, 2—4 — для месторождений Северной (2), Центральной (3) и Южной (4) Боливии. Цифры в кружках маркируют поля и линии соответствующих месторождений.

но выраженных тенденций и при сопоставлении общего количества месторождений. Подобное распределение свидетельствует в пользу того, что все месторождения здесь — производные единого глубинного источника, в котором дифференциация элементов шла в направлении север — юг. В северной части очага руды наиболее дифференцированы, преобладает вольфрам, поэтому в подавляющем большинстве руды имеют более простой состав, чем в Центральной части провинции, где преобладает олово, в ассоциации с которым чаще встречаются элементы с меньшей ионной плотностью (Ag, Zn, Pb). Однако встречающиеся здесь вольфрамосодержащие руды свидетельствуют о том, что полного разделения элементов в очаге к моменту рудообразования не произошло. Горизонтальная и вертикальная зональности отдельных месторождений этой провинции обусловлены также дифференциацией элементов по их ионной плотности. Вероятно, обособившиеся от глубинного очага и внедрившиеся в твердую оболочку интрузивные массивы начинали «самостоятельную жизнь», и процессы дифференциации элементов шли уже в замкнутом объеме индивидуальной интрузии типа Кимса-Крус (см. рис. 3, б). Однако, общий ход эволюции и разделения элементов измениться был уже не в состоянии, что и видно по распределению элементов внутри провинции.

Устанавливается ионно-плотностная зависимость между месторождениями и во Внутренней зоне Северо-Западной Японии, где существенно вольфрамосная зона с месторождениями Куга, Сетода, Отаки, Кансуги, Эбису к северу сменяется зоной молибденовых месторождений районов Дайто, Широкава, Хигашима [6]. Черты дифференциации элементов видны и в Карпатской складчатой области, где ртуть-

мышьяк-сурьмяная зона сменяется железомарганцевой (с золотом), а затем свинцово-цинковой с ртутной и висмутовой минерализацией. Далее, к юго-западу от Закарпатья, к железомарганцевым месторождениям с ртутьсодержащими блеклыми рудами добавляются месторождения с медью и оловом, хромом, никелем, иногда вольфрамом (Братиславский блок — медь, золото, сурьма, олово; Спимко-Гермерский блок — месторождения железа, ртути, вольфрама, хрома, никеля). Независимо от возраста этих месторождений в юго-западном направлении отчетливо ощущается возрастание ионной плотности элементов, формирующих их руды, что явно говорит о закономерной дифференциации элементов в пределах обширной Альпийско-Карпатской системы, сформировавшейся в период от допалеозойского времени до неогена, по-видимому, также за счет единого глубинного источника металлов.

Дифференциация элементов по ионным плотностям в пространстве и времени проявлена и в металлогенических зонах Центральной Америки, прослеживается далее в Мексиканской ветви Тихоокеанского пояса, образуя участок общей длиной около 4000 км, устанавливается и во многих других регионах мира.

Вместе с тем характерно, что при наличии в ионно-рудном ряду многих элементов, в каждом конкретном месторождении практическое значение имеют лишь одно — два, редко больше. Так, в медно-порфировых месторождениях, располагающихся ближе к середине ряда, это будут медь, молибден и вольфрам, в золото-серебряных, занимающих положение ближе к вершине ряда, — золото и серебро, в «нижних» частях ряда — месторождения с вольфрамом и оловом. Элементы-спутники представлены обычно в количестве тем меньшем, чем больше разница в ионных плотностях с ведущим элементом и чем дальше отстоят они друг от друга в пределах ряда. Несомненно, что и рудный процесс в целом, и ток, обуславливающие дифференциацию элементов, изменяются во времени, т. е. имеют свое начало, период максимальной интенсивности и завершения. При одноактном процессе в условиях быстрого возрастания параметров тока и затем постепенного их спада, график формирования ионно-рудной колонны можно представить в виде линии 1 (см. рис. 1, в), отображающей строение реальной зональности молибденовых штокверковых месторождений вольфрам-молибденовой формации. В условиях постепенного нарастания и быстрого спада рудный процесс развивается по типу линии 2 (штокверковые молибденовые и медно-молибденовые месторождения), и, наконец, при периодическом циклическом ходе с неоднократными подъемами и спадами параметров процесс идет по типу линии 3.

Из анализа рудного процесса видно, что и в начале, и в конце его могут существовать условия для формирования одних и тех же элементов, и тогда зональность образуется симметричная, к примеру, соответствуя правой ветви линии 1 и левой ветви линии 2 (см. рис. 1, в). Выделение одних и тех же элементов в начале и в конце рудных этапов наблюдалось на марганцевых месторождениях [14] и этим же, вероятно, объясняется появление цинка и меди в конце ряда в приведенном выше примере зональности золотосеребряных месторождений.

Систематически повторяющаяся смена металлов в рудах и зональностях эндогенных месторождений последовательно от элементов с большей к элементам с меньшей ионной плотностью свидетельствует, по нашему мнению, о проявлении здесь фундаментального закона развития эндогенных природных процессов. Представляется наиболее вероятным проявление здесь закона, свойства которого подобны «закону гомологических рядов» Н. И. Вавилова [4]. Сформулированный Н. И. Вавиловым закон гласит: «Ближайшие генетические виды характеризуются параллельными тождественными рядами признаков и, как правило, наблюдается положение, чем ближе генетические виды, тем резче и точнее проявляется тождество рядов морфологических и физиологических признаков».

Всеобщность этого закона, т. е. существование общих законов развития живой и неживой природы как проявления всеобщих свойств материи, была показана неоднократно. В частности, рассматривая закономерности проявления изо- и полиморфизма в природе, Ю. А. Урманцев отмечает: «...у объектов, обладающих n -уровнями организации, в силу общих законов структурированности должен наблюдаться известный параллелизм, во-первых, между различными уровнями, независимо от вида их сложения; во-вторых, что тривиально, между одними и теми же уровнями независимо от вида объектов, которым они принадлежат» [17, с. 87].

Известны примеры применения закона гомологических рядов в геологии. Так, В. В. Велинский в соответствии с представлениями Н. И. Вавилова о наличии параллелизма в развитии на одном и разных уровнях организации природных объектов систематизировал минералы по типам кристаллической структуры и показал, что «ближайшие по строению структуры разновидности в виде минералов имеют одинаковые ряды изменчивости состава» [2, с. 12].

Показанная выше смена элементов в различных типах месторождений и зональностей является также проявлением параллельной изменчивости, т. е. отражает свойства закона гомологических рядов. Из положений этого за-

кона следует, что ионно-плотностная колонна любого месторождения, в том числе и приведенные на рис. 1, есть не что иное, как «ближайший генетический вид», а ионно-рудные ряды месторождений в целом являются «гомологическим рядом».

Первичные элементы размещаются в ряде в соответствии с «законом комбинирования», т. е. пропорционально ионным плотностям. Отсюда совершенно определенно следует вывод, что если при одноактном процессе формируется единая ионно-рудная колонна с последовательно распределенными элементами, то при неоднократном (пульсационном) оруденении в зону рудоотложения будут поступать каждый раз элементы другого такого же ряда в полном объеме. Количество поступающего элемента каждый раз зависит от параметров электрического тока, а число элементов в общем ионно-рудном ряду — от генетического вида месторождения, т. е. от металлогенической специализации провинции или глубинного источника. Наложение ионно-рудных рядов друг на друга приводит к сложнопостроенным и смешанным многоэлементным рудам, в которых первичную зональность ряда выявить обычно весьма сложно. Поэтому при поисках глубоко залегающих рудных тел или нескрытых эрозией месторождений с профилирующими элементами различных частей ряда (медь, полиметаллы, олово и т. д.) следует прежде всего изучать вертикальную зональность геохимических ореолов, сложенных верхними членами ряда, такими, как фтор, хлор, бром, йод (см. рис. 1, л), которые возглавляют ряды вертикальной зональности многих рудных месторождений [4, 10, 16]. Прогноз глубины залегания рудных тел или зон можно будет давать, вероятно, и в количественном выражении, как это показано на примере рудных зон месторождения Березового [15]. Однако численные значения коэффициентов для каждого месторождения будут свои.

Закон гомологических рядов присущ не только эндогенным месторождениям, но проявляется и в месторождениях других формационных типов. Так, распределение элементов в марганцевых месторождениях западного Приохотья (см. рис. 1, м), относящихся к вулканогенно-осадочной формации, подчинены тем же зависимостям [14]. При дальнейших исследованиях аналогичные закономерности будут, вероятно, установлены и в других типах месторождений.

В проявлении закона видна и четкая иерархическая соподчиненность. Так, геохимические ореолы вокруг рудных тел представляют один ранговый уровень, зональность рудных тел в пределах месторождений — уже другой, металлогеническая зональность рудных районов —

третий и далее, вплоть до зональности металлогенических поясов. Иными словами, здесь проявляется всеобщность закона гомологических рядов, поэтому можно предположить, что смена элементов в установленной последовательности будет прослеживаться и далее — к минералам и самородным элементам, т. е. закон распространяется на весь рудный процесс, началом которого служит распределение ионов относительно друг друга по своим индивидуальным физическим характеристикам; частное проявление последних — их ионные плотности. Поэтому строение модулей главных рудных минералов медно-никелевых месторождений, где «...ядро, сложенное тонкими срастаниями пирротина и пентландита, окружено последовательно располагающимися каемками пентландита, халькопирита, джерфшерита» [18, с. 150], свидетельствующее, по мнению А. Д. Щеглова и других о расплавно-ликвационном происхождении сульфидных обособлений, с позиции ионно-плотностных зависимостей находит строго логичное объяснение в смене железоникелевого ядра железомедной оболочкой. И в то же время, в ионно-плотностном ряду каждого месторождения, каждого рудного тела будет отражен тот же набор элементов и порядок их выделения, который характерен для данной металлогенической провинции или в целом для глубинного источника. Вероятно, здесь проявляется закон онтогенеза — филогенеза Геккеля — Мюллера, т. е. развитие ионно-плотностного ряда любой иерархической единицы подобно и тождественно процессу формирования всей металлогенической системы.

Возможно, что при дальнейших исследованиях появится необходимость применить для анализа и другие физические свойства атомов и ионов, которые будут полнее и лучше объяснять наблюдаемые закономерности строения рудных зональностей, но они, несомненно, будут связаны с объективно существующими свойствами материи. Применяя положения закона гомологических рядов к эндогенному оруденению, получаем, что месторождения, сформировавшиеся в пределах определенных металлогенических единиц, между собою и внутри этих единиц характеризуются параллельными тождественными рядами смены рудных элементов, и чем ближе тип месторождений и состав руд, тем ярче проявлено тождество и параллелизм. И вместе с тем ближайшие по составу и типу разновидности (руды, месторождения и т. д.) одной иерархической единицы имеют и одинаковые ряды смены элементов, т. е. изменчивость зональности.

Рассмотренные черты металлогенической зональности показывают, что эволюция эндогенной минерализации, по-видимому, теснейшим образом связана с глубинными процессами

дифференциации элементов, осуществляемой, по нашему мнению, в результате непрерывного и закономерного действия электромагнитных процессов, идущих в недрах Земли. Под действием электрического тока, вырабатываемого этими процессами, внутри очага элементы постоянно мигрируют и стремятся распределиться в пространстве в соответствии со своими физическими характеристиками, в том числе ионными плотностями. В зависимости от продолжительности процесса, разности потенциалов и силы тока, наличия тех или других рудных компонентов и т. д. дифференциация идет, вероятно, в разных районах или даже в разных местах глубинного очага с различной скоростью. Ее непрерывный и закономерный ход, несомненно, нередко нарушается. При утере расплавом связи с глубинным очагом (магматизм) дальнейшая дифференциация вещества в нем на какой-то стадии частично или полностью прекращается.

Рудоносные магмы, внедрившиеся в земную кору, подошедшие близко к поверхности или даже излившиеся, могут сформировать месторождения, состав которых отражает, образно говоря, эволюцию вещества в земной коре и мантии, но как бы застывшую в определенный момент времени. По таким месторождениям, как по вехам, можно проследить процесс длительной дифференциации вещества в глубинных очагах, как это сделано в Центральнокавказской рудной зоне [8].

Вместе с тем очевидно, что отдельные области внутри металлогенического пояса или любой меньшей ранговой единицы, вероятно, через слои повышенной электропроводности, установленные на Дальнем Востоке, в Забайкалье, на Урале и в других местах, могут быть вполне определенно связаны друг с другом. Длительное существование в пределах таких слоев стабильных условий «электрорежима» способствовало распределению элементов на отдельные группы близких по ионным плотностям элементов или их комплексов вдоль направлений тока или между противоположными границами — «полюсами» проводящего слоя. Поэтому смена месторождений или оруденения происходит, вероятно, по линиям «электрорудных потоков», возможное направление которых и отражает состав оруденения (см. рис. 3). По смене месторождений с оруденением разных металлов в пределах металлогенических поясов или в других ранговых единицах в будущем, по-видимому, можно наметить генеральные пути дифференциации вещества в земной коре или даже в верхней мантии и вполне обоснованно предполагать существовавшую в определенное геологическое время миграцию элементов, а также сделать выводы о формировании месторождений определенного состава в том

или ином участке, т. е. практически прогнозировать закономерное изменение металлогении иерархических единиц. Отсюда открывается возможность принципиально иного подхода к металлогеническому районированию территорий с учетом дифференциации ионов, определения конкретных расстояний размещений элементов пропорционально их ионным плотностям [15] в пределах каждой металлогенической зоны. Изучение дифференциации ионов как во времени, так и в пространстве и позволяет пересмотреть и уточнить, а порой и полностью «перекроить» имеющееся металлогеническое районирование территорий, выполненное чаще всего путем простого оконтуривания «доменов» [16]. В настоящее время практически нет еще наблюдений о смене «электрорудных потоков», о связи месторождений и металлогенических поясов с определенными электропроводящими слоями или областями повышенной проводимо-

сти, о непрерывной дифференциации вещества в коре или верхней мантии. Однако электротеллурическое зондирование в широких масштабах, а также выявление глубинных очагов [8] позволят в ближайшем будущем приступить к решению этих перспективных проблем.

Завершая рассмотрение вопроса о возможных закономерностях в формировании эндогенных месторождений, следует признать, что на этот непривычный для нашей мысли путь мы еще только вступаем. Однако хотя разобранные выше примеры раскрывают наиболее простые взаимоотношения элементов в самом общем виде, тем не менее они свидетельствуют в пользу того, что электромагнитные явления оказывали непосредственное и существенное влияние на рудный процесс в пределах металлогенических единиц любого ранга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вавилов Н. И. Закон гомологических рядов в наследственной изменчивости // Избранные сочинения.— М.: Колос, 1966.— С. 57—101.
2. Велицкий В. В. Закон тождества и гомологические ряды в минералогии // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982.— С. 3—16.
3. Голованов И. М. Медно-рудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978.
4. Горелова Е. К. О возможности расчета геохимической зональности рудных месторождений по совокупности физико-химических свойств элементов // Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Т. 2/ИМГРЭ.— М., 1982.— С. 48—51.
5. Дубровский В. Н., Кигай И. Н. Зональность оловорудных месторождений // Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1.— М.: Недра, 1974.— С. 19—88.
6. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1979.
7. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений.— М.: Недра, 1983.
8. Магматогенно-рудные системы.— М.: Наука, 1986.
9. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения.— Л.: Недра, 1978.
10. Петров А. С. Йод в первичных ореолах касситерит-силикатно-сульфидных жил как индикатор скрытого оруденения // Разведка и охрана недр.— 1988.— № 8.— С. 24—28.
11. Покалов В. Т. Глубина распространения молибденовых месторождений на основе моделей их основных типов // Глубинные условия эндогенного рудообразования.— М.: Наука, 1986.— С. 52—59.
12. Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Труды конференции «Проблемы постмагматического рудообразования».— Прага, 1963.— С. 58—61.
13. Степанов О. А. Метасоматическая и рудная зональность // Сов. геология.— 1978.— № 1.— С. 85—95.
14. Степанов О. А. Последовательность формирования руд марганцевых вулканогенно-осадочных месторождений Западного Приохотья // Литология и рудоносность осадочных формаций Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 79—90.
15. Степанов О. А. О возможной роли электромагнетизма в формировании месторождений // Сов. геология.— 1983.— № 5.— С. 115—123.
16. Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Йод — элемент-индикатор при поисках глубокозалегающих месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1984.— № 4.— С. 92—100.
17. Урманцев Ю. А. Поли- и изоморфизм в живой и неживой природе // Вопросы философии.— 1968.— № 12.— С. 77—88.
18. Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики).— Л.: Недра, 1987.

ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
13 июля 1989 г.

УДК 553.4(571.6)

Г. М. Власов

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Охарактеризованы геологические условия и золотые месторождения зарубежных докембрийских зеленокаменных поясов. Высказано предположение о возможности существования в докембрии вулканоплутонических поясов. Приведен пример сохранения в фанерозойских звгеосинклиналиях особенностей докембрийского золотого оруденения. Отмечено критическое отношение ряда зарубежных геологов к гипотезе метаморфогенного генезиса древнего золота.

Общая добыча рудного золота в докембрийских зеленокаменных поясах зарубежных стран (Канада, Австралия, Африка, Бразилия, Индия и др.) превышает 20000 т [38]. Кроме того, более 40000 т золота добыто в Африке из россыпей Витватерсранда, также, возможно, связанных с зеленокаменными поясами [42]. Успехи золотодобычи из коренных месторождений древних зеленокаменных поясов СССР значительно более скромные. Полезность учета имеющихся материалов о золотонности зарубежных поясов при работах в сходных во многих отношениях структурах Советского Союза очевидна.

Это и определило содержание настоящего очерка, при написании которого были использованы преимущественно новейшие монографии и статьи из различных зарубежных журналов. Автором сделано более ста переводов статей и составлена картотека советской и иностранной литературы о рудных месторождениях докембрия, преимущественно золотых.

Очерк не является лишь рефератом имеющихся публикаций. Сообщая о позициях зарубежных исследователей по тем или иным вопросам, автор стремился во всех случаях анализировать имеющиеся материалы чтобы иметь собственное мнение. Иногда оно значительно отличается от распространенных представлений.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСОВ

При некоторых вариациях возраста и состава пород и руд, а также степени их метаморфизма докембрийским зеленокаменным поясам

Основное внимание уделено критериям поисков и оценки месторождений. Описана современная попытка оценки перспектив золотонности районов с помощью компьютера. Подчеркнута оптимальная золотонность краевых, приразломных частей палеорифтов.

Развитие сходных докембрийских структур в Советском Союзе указывает на значительный золоторудный потенциал его территорий, сложенных зеленокаменными образованиями.

в пределах всех кратонов мира присущи многие общие особенности. Это, прежде всего, большая мощность отложений, преимущественно гранитоидный и вулканитовый состав пород, контрастный характер вулканических серий при значительной роли андезитов. Для большинства поясов характерно сложение нижней части стратиграфических разрезов мафитами и ультрамафитами с нередким присутствием коматитов. Выше проявляется раскисление и ощелачивание вулканитов до дациториолитов, субщелочных и щелочных лав. Здесь особенно многочисленны субинтрузивные тела, в большинстве своем комагматичные вулканитам. Колонны всех этих образований часто венчаются толщами метаосадочных пород, в той или иной степени туфогенных.

По распространенным представлениям, фундаментом зеленокаменных толщ является архейская или протерозойская сиалическая кора. Этому как будто противоречит основной — ультраосновной состав пород в нижней части разрезов поясов. Сиалическая магма в поясах проявлялась лишь после очень длительного периода их развития. Однако такое противоречие можно объяснить растяжением и разрывом континентальной коры непосредственно под развивавшимися зеленокаменными поясами.

Имеются данные о неоднократном формировании в архейское-протерозойское время зеленокаменных поясов, что согласуется с их установленной разновозрастностью. В большинстве случаев возраст поясов определяется в пределах 2,6—2,8 млрд лет, но для некоторых поясов он понижается до 3,0—3,4 млрд лет, для других повышается до 2,45 млрд лет и менее [33].

Тектоника поясов очень напряженная, нередко очевидна связь их образования с глубокими разломами. Складчатость отложений часто изоклиная, осложненная обильными сбросами и зонами смятия. Не исключается проявление крупных сдвигов и надвигов.

Зеленокаменные пояса обычно окаймляются гнейсогранитными блоками или гранитными плутонами, которые частично прорывают вулканические породы, являясь, по мнению многих авторов, диапировыми куполами. Главной плутоногенной эпохой в Канаде был период времени 2,55—2,75 млрд лет [14].

Характерен для зеленокаменных поясов слабый метаморфизм, обычно в условиях зеленосланцевой фации, лишь на отдельных участках поднимающийся до амфиболитовой фации. В этом отношении пояса контрастируют с гнейсовыми и гранулитовыми областями.

По всем отмеченным особенностям зеленокаменные пояса близки к рифтогенным структурам, что отмечают почти все исследователи. Большая мощность в них осадочно-вулканогенных образований, проявление в некоторых поясах известково-щелочного, по-видимому островодужного, вулканизма позволяют рассматривать зеленокаменные пояса как протогеосинклинали.

Большой интерес представляют признаки окраинно-материкового расположения некоторых древних рифтов [10, 21] и примеры протерозойского наращивания континентальной коры у окраин континентов в результате накопления мощных вулканогенно-осадочных толщ в рифтах-протогеосинклиналях и в островных дугах. Д. С. Ридом [40] намечено в США простирающиеся протерозойские эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны. Это уже в какой-то мере сближает окраинно-континентальные процессы докембрия и фанерозоя. По-видимому, унаследованными структурами рифтогенных зеленокаменных поясов являются фанерозойские эвгеосинклинали, также начинающие свое развитие с рифтогенеза и мафит-ультрамафитового магматизма, сменяющихся затем собственно геосинклинальным режимом с расклевыванием и ощелачиванием магматических продуктов, а затем орогенезом, проявляющимся в начальной стадии островными дугами с известково-щелочным магматизмом [4]. В связи с такой вероятностью выявляются интересные в практическом отношении проблемы.

Во-первых, полицикличность развития, свойственная фанерозойским геосинклиналям, может проявляться в какой-то мере и в докембрийских зеленокаменных поясах. Имеющиеся данные о разновозрастности зеленокаменных поясов, свидетельствующие о неоднократном их возникновении в докембрийской истории, не

противоречат этому. Во-вторых, унаследованные образования — фанерозойские геосинклинали — могут сохранить некоторые особенности металлогении древних зеленокаменных поясов. Действительно, обнаруживается сходство между месторождениями золота в архейских зеленокаменных поясах щитов и концентрациями золота в вулканогенно-осадочных формациях протерозойского и палеозойского возраста, как это, например, имеет место в Богемском массиве (Чехословакия). Установление этого факта привело к открытию в Богемском массиве нового типа девонских золотых месторождений, промышленные запасы которых превосходят общее количество золота, добытого в Богемском массиве за всю длительную историю горных разработок на нем [35].

Продолжительность древних тектономагматических циклов с проявлением рифтогенных рудоносных зеленокаменных толщ Б. Р. Шпунт [11] оценивает в 340—360 млн лет. В последующие геологические эпохи они становятся менее продолжительными. Эволюционное развитие проявляется также возрастанием в циклах орогенных элементов, с чем может быть связано появление, в дополнение к рифтогенной-раннегеосинклинальной зеленокаменной фации, самостоятельной раннеорогенной рудной фации зеленых туфов [3].

Еще одна проблема докембрия ждет своего решения. Проявление орогенных условий в докембрии, существование докембрийской континентальной коры и вероятная полицикличность геологического развития архейских и протерозойских зеленокаменных поясов и сопряженных с ними структур позволяют предположить возможность существования в протерозое эмбрионов полностью развившихся лишь в фанерозое краевых вулканоплутонических поясов. Сопряжения рифтогенных-протогеосинклинальных опусканий и кратонных поднятий могли характеризоваться формированием таких поясов. Есть основания считать, что орогенными вулканоплутоническими поясами являлись в структурах докембрия так называемые зоны «диасхизиса» (активизации). Как отмечают Ч. Б. Борукаев и др. [1, с. 177], «во всех рассмотренных случаях устанавливается связь зон диасхизиса с геосинклинальными поясами и их тектоническая приуроченность к миогеосинклинальным (т. е. к тыловым — Г. В.) зонам латерального ряда палеоструктур». В ряде случаев «омоложение кристаллических пород цита совпадает с моментом завершения осадконакопления в смежном интракратонном прогибе» [Там же, с. 178]. С некоторыми зонами диасхизиса сопряжены продукты субсеквентного вулканизма. Связь проявлений диасхизиса с интенсивными прогибаниями, их частое соседство с ор-

тогеосинклиналиями позволяет, по мнению Ч. Б. Борукаева, отнести рассматриваемые зоны к классу резонансно-тектонических структур. Некоторые исследователи по всем указанным особенностям относили зоны диасхизиса к структурам типа краевых вулканоплутонических поясов [2]. Если это справедливо, то магматизм этих поясов должен быть в значительной мере связан с мобилизацией корового материала, а с этим магматизмом может быть сопряжена специфическая металлогения, которая пока еще не выявлена или же не отделена от общей «фоновой» металлогении докембрия.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Золотое оруденение присуще всем зеленокаменным поясам, но более развито оно было в позднеархейское и позднетерозойское время [27]. Возможно, это связано с более благоприятными условиями для рудообразования в поздние этапы архейского и протерозойского тектономагматических циклов вследствие более продвинутой в это время дифференциации глубинных магматических очагов.

Наиболее характерны для зеленокаменных поясов следующие типы золотого оруденения: в полосчатой железной формации; в кварцевых и кварц-карбонатных жилах; в медно- и медно-молибденовых порфириновых рудах; в колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах с золотом; в серпентинизированных и карбонатизированных ультрабазитах (лиственитах); в россыпях. Подчиненное значение имеет золотое оруденение в черных сланцах, джеспериодах, кимберлитах и карбонатитах (?).

Золотоносная полосчатая железная формация широко распространена в докембрии, начиная, по крайней мере, с 3,8 млрд лет (пояс Исуи, Гренландия). С ней ассоциированы золотые месторождения, в том числе крупные, дающие общую продукцию золота до нескольких сотен тонн каждое (Корро Вильпо, Бразилия; Колар, Индия и др.).

При сравнительно небольшой мощности, чаще в десятки метров, до нескольких сотен метров, железная формация устойчива в пространстве и иногда протягивается по простиранию на 100—150 км, распространяясь на площади в тысячи квадратных километров. Золотое оруденение в этой формации несомненно стратиформное, но о сингенетичности или эпигенетичности его по отношению к вмещающим породам дебаты идут до настоящего времени. Преобладает мнение об эксгальационном отложении на дне бассейнов как золота, так и других составляющих формацию компонентов. Железо является хорошим осадителем золота, и при

переходе его из окисной формы в сульфидную золото осаждается вместе с пиритом. При донном вулканизме, сопровождающемся эксгальационной деятельностью, обычно непосредственно соседствуют фации сульфидная (у вулканического очага) и окисная (в некотором удалении от очага). Если вулканизм прогрессирует, то восстановительный фронт «наступает» на область с окислительными условиями, что и вызывает сульфидизацию железной формации и осаждение в ней золота. Непосредственный вулканический очаг характеризуется формированием массивных сульфидных залежей, содержащих, наряду с цинком и другими металлами и некоторое количество золота [3].

Закономерности формирования железной формации еще недостаточно используются при поисках приуроченного к ней золотого оруденения и фациально связанных с ней стратиформных залежей массивных сульфидов, также содержащих золото. Эти закономерности являются ключом и к выяснению палеотектонических условий прошлого. Окаймляющее, по отношению к кратонам, положение железной формации помогает устанавливать былые очертания континентов.

Золотоносные жилы. По общей продукции золота в древних зеленокаменных поясах этот тип руд занимает второе место после палеороссыпных руд Витватерсранда. На наиболее крупных жильных месторождениях золотая продукция составляет многие сотни тонн (в золоторудном районе Калгурли — 1200 т).

Золотоносные палеороссыпи. Поразительное природное явление — образование бассейна Витватерсранда с россыпями, содержащими огромные запасы золота (около 60 % мировых), остается еще во многом не понятным. Существует много гипотез его образования, большинство из них рассматривают золотоносные конгломераты как обломочные накопления. Позднее стала учитываться возможность влияния на формирование россыпей биогенного фактора [41]. Г. Н. Филлипс [39] обратил внимание на значительное содержание золота не только в конгломератах, но и в других породах бассейна (в частности в сланцах) и предположил образование золота процессами метаморфизма.

В последние годы обсуждение генезиса золота Витватерсранда приняло новое направление. Как показывают Р. Клемд и Д. К. Халбауер [31], источником золота и урансодержащих осадков Витватерсранда могли быть гидротермально измененные высокоглиноземные граниты, широко распространенные вблизи площади с россыпями. Пропилитизация и серицитизация этих гранитов сопровождалась образованием сульфидов и рассеянной золотой и урановой минерализацией. Много сходных минералогиче-

ских и геохимических черт устанавливается между этими гранитами и осадками Витватерсранда. Например, для тех и других характерны нодулы углеродистого материала, совершенно аналогичны составы золота и др. Возраст гранитов согласуется с возрастом золотоносных отложений (2800—3000 млн лет). Не противоречат этой гипотезе и новые материалы, освещенные в статье У. Л. Л. Минтера и др. [34]. На примере детально изученного золотоносного поля Велком (юго-западная часть бассейна Витватерсранда) эти авторы показывают местный характер источников обломочного материала в виде гранитных куполов, располагающихся непосредственно у границ поля, а также устанавливают направления многочисленных конусовых выносов этого материала.

По мнению Р. В. Хатчинсона и Р. П. Вилд-жоена [28], золотоносные сульфиды Витватерсранда могли первоначально отложиться на дне моря гидротермами, связанными с вулканизмом (или сопровождающимися им).

Кроме Витватерсранда значительная добыча золота из древних конгломератов ведется лишь в районах Блайнд-Ривер в Канаде, Тархва в Гане и Жакобина в Бразилии [7]. Возможно, что география и стратиграфия подобных месторождений со временем расширятся. В Канаде в гуронской супергруппе (во многом напоминающей условия Витватерсранда) выявлена 31 точка с стратиформными проявлениями золотоуранового оруденения типа Витватерсранда. Содержание золота измеряется десятками долями грамм в тонне, U_3O_8 в пределах 0,004—0,49 % [37].

ГИПОТЕЗЫ О ГЕНЕЗИСЕ ЗОЛОТА ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Представления об источниках золота и происхождении золотоносных флюидов в докембрийских зеленокаменных поясах менялись с течением времени. После короткого периода, когда генезис докембрийских золоторудных месторождений объяснялся с позиций магматической теории, господствующее положение заняла метаморфогенная гипотеза. Согласно этой гипотезе, золотые руды являются продуктом далеко зашедшей последовательной ремобилизации золота, первоначально отложившегося вместе с подводными вулканическими и осадочными породами (эксталяционные образования железной формации, коматинты, другие ультрабазиты и др.). Главный агент этих преобразований — региональный метаморфизм, вызывающий обезвоживание пород, формирование рудоносных гидротерм за счет выделившихся из пород воды, других летучих, рудных компонентов. Магматические породы метаморфогенной гипотезой

рассматриваются преимущественно лишь как источники тепла и вмещающая руды среда.

Сейчас метаморфогенная гипотеза встречается с противоречиями ей фактами. Во многих золотых провинциях нет повышенных золотых концентраций в предполагаемых источниковых слоях. Изотопные данные показывают существование тех или иных компонентов руд из мантии. Пространственная и временная сопряженность крупных золотых месторождений докембрийских зеленокаменных поясов с интрузиями (преимущественно субинтрузиями) была установлена давно, но ей не уделялось нужного внимания, в значительной мере из-за увлеченности исследователей метаморфогенной гипотезой. Так П. Броунинг и др. [15] заметили, что гранитоиды и некоторые порфиры размещались в течение того же временного интервала, что и руды, но, по их мнению, роль интрузий в минерализации остается неясной. Для пояса Абитиб (Канада) Е. М. Некрасовым и Н. А. Лебедевым [6] отмечалось, что «Все крупные и большинство средних месторождений избирательно тяготеют к единичным на рудоносном участке интрузиям, штокам и субвулканическим телам трубообразной формы, либо к цепочкам мелких интрузивных дайкообразных тел [6, т. 129]. В монографии, посвященной металлогении гранитоидов Канадского щита [14], подчеркивается, что нельзя игнорировать пространственную ассоциацию золота с субвулканическими интрузиями. Авторы выделили важную в металлогеническом отношении группу порфировых субинтрузий известково-щелочной серии, пространственно тесно связанную с золотыми и серебряными месторождениями. Перспективы золотоносности площадей зеленокаменных поясов, по их мнению, находятся в непосредственной связи с количеством находящихся внутри них субвулканических интрузий известково-щелочного и субщелочного составов. Это подтверждается многими примерами. На золотоносной площади Матачеван в Канаде все многочисленные известные золотые месторождения (около 30), в том числе относительно крупные, находятся в штокообразных интрузиях сиенитов или в непосредственной близости к их контактам [16]. На крупнейших золоторудных полях Канады — Хислом, Тоуншин, Киркланд, Поркупайн и др. с золотой продукцией каждого в многие сотни тонн (до 1700 т) золотая минерализация сопряжена с кислыми и субщелочными субинтрузиями, среди которых преобладают роговообманковые сиениты. Ю. Г. Сафронов с соавторами [8] сообщает: «Исследования последних лет, проведенные авторами статьи совместно с индийскими учеными в золоторудном поясе Колар, приводят нас к выводу о магматической природе развитой здесь рудной минерализации» (с. 126).

Не вызывает сомнений тесная связь золотой минерализации с лампрофирами, в частности с шошонитовой их группой. Эта связь проявляется не только в докембрийских месторождениях, но и на многих более молодых золотых месторождениях, включая третичные [45, 43]. По возрасту (определенному на золотоносной площади Киркленд Лейк в 2674 млн лет) лампрофиры совмещаются с периодом позднеархейского щелочного магматизма, тесно ассоциированного с главными структурами докембрийских зеленокаменных поясов и золотым оруденением [14, 45]. По отношению к золотому оруденению лампрофиры как предшествуют, так и внедряются позднее золотой минерализации, т. е. близкоодновременны с рудоотложением. Высокие содержания в лампрофирах Cr и Ni указывают на их мантийный источник.

В последние годы устанавливаются не только пространственные и временные, но и парагенетические связи интрузий с золотым оруденением. Магнетитсодержащие фельзитовые (кислые) интрузии оказываются ассоциированными с крупными золотыми месторождениями Канады. Эти архейские интрузии сравнимы с фанерозойскими плутонами магнетитовой «окисленной» серии, содержащими богатые золотом медно-порфиновые месторождения. В докембрийском зеленокаменном поясе Абитибиде подобные интрузии также характеризуются медно- и медно-молибденовым с золотом порфиловым оруденением, а на периферии интрузивных штоков развита сеть золотосных кварцево-карбонатных жил. Рудоносные магмы окислены, водонасыщены и обогащены углекислотой. Окисленный характер флюидов способствовал отделению золота из расплава и его накоплению в магматических водно-углекислых растворах. Углекислота по изотопному составу ювенильная, магматическая [23]. Окисленность рудоносных флюидов на канадских и некоторых австралийских месторождениях проявляется присутствием в рудах сульфатных и окисных минералов (ангидрит, барит, гематит и др.), а также характером изотопного фракционирования серы в сульфидах [16].

По времени проявления субинтрузии с золотым оруденением совпадают с «пиком» магматизма. По П. Броунингу и др. [15], «структурные признаки показывают, что региональный метаморфизм зеленокаменных образований совпадал с размещением синкинематических гранитоидных плутонов» (с. 982). Это обуславливает невозможность отличия по изотопным вариациям серы, кислорода и углерода метаморфического источника золота от ювенильно-магматического [16].

Все отмеченные обстоятельства послужили причиной призыва некоторых зарубежных исследователей вернуться к магматической гипотезе

источника золота в докембрийских зеленокаменных поясах [16, 23].

Делались попытки разработки «комбинированной» гипотезы генезиса древнего золота, удовлетворяющей представлениям и «магматистов», и «метаморфистов» [43]. Однако, несмотря на ряд предусматриваемых в этой гипотезе «метаморфических» преобразований, авторы ее вынуждены были признать поступление золота месторождений зеленокаменных поясов из мантии и существование магматического контроля в распределении золотых месторождений. Лампрофиры, по представлениям авторов, являлись первичными агентами, транспортировавшими золото из глубинных мантийных источников.

Общая концепция золотоносности докембрийских зеленокаменных поясов, способная объяснить как рассеянную золотоносность ультрамафитов и мафитов, так и многочисленность крупных золотых месторождений поясов, логически вытекает из имеющихся материалов и не согласуется с преимущественно метаморфогенным происхождением золота.

Л. Д. Аурес [13] подчеркивает широкое распространение в докембрийских зеленокаменных поясах бимодального вулканизма с большими объемами кислого пирокластического материала состава риолитов, риолит-дацитов, иногда андезитов. Этот материал составляет мощные толщи докембрийских граувакк. Толщи кислых вулканитов с лавами, кристаллическими туфами, отложениями пепловых потоков, иногда переслоенные потоками базальтов, достигают мощности 600 м. Это явно продукты наземных извержений вулканов, в том числе — стратовулканов, свойственных островным дугам. Подобные вулканические толщи содержат субвулканические гранитоидные интрузии одинакового состава с вулканитами, т. е., очевидно, комагматичные им.

Л. Д. Аурес объясняет большие количества кислого вулканического и субинтрузивного материала в зеленокаменных поясах существованием под ними мощной континентальной коры. Однако, более вероятно, что зеленокаменные пояса развивались над раздвигами континентальной коры и что проявление в верхних частях архейско-протерозойских разрезов зеленокаменных поясов кислых и андезитовых магматических пород связано с очень длительной дифференциацией мантийных мафит-ультрамафитовых магм в глубинных очагах. Это мнение согласуется с заключением О. Ужика и А. М. Гудвина [44] об образовании докембрийских кислых магматических пород парциальным плавлением примитивного мантийного материала и о незначительном заимствовании при этом процессе корового материала. Подобный вариант лучше объясняет длительность предшествующих извержений мантийных комати-

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ЗОЛОТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

тов и базальтов [18], а также сопряженность с продуктами бимодального вулканизма многочисленных комагматических кислых и субщелочных интрузий и богатого оруденения, состав которого не свойствен коровому магматизму.

Существование в докембрии островных дуг указывает на проявление орогенных условий в некоторых зонах зеленокаменных поясов. Следовательно, в докембрийских зеленокаменных поясах, как и в фанерозойских геосинклиналях, раннее растяжение с излияниями в рифтах мафических и ультрамафических магматических продуктов сменялось позднее сжатием. В условиях сжатия формировались глубинные магматические очаги, дифференциация магм в которых давала кислые магмы и руды. Аналитические данные показывают последовательное увеличение содержания золота от базальтов к андезитам, от андезитов к риолитам и от риолитов к эггсалитам [26].

В пользу преимущественно магматического, мантийного источника золота и связи золотого оруденения с магматизмом говорят и результаты изучения во многом сходных, но более молодых (палеозойских и мезо-кайнозойских) золотокварцевых жильных месторождений, находящихся в зеленосланцево-измененных породах Северо-Востока СССР. По заключению Н. А. Шило и других авторов коллективной монографии, посвященной этим месторождениям [9], и здесь пик метаморфизма совпадал по времени с известково-щелочным магматизмом орогенного типа и связанным с ним золотым оруденением. Устанавливается, что метаморфизм сам по себе не создал практически интересной золоторудной продукции. Промышленное оруденение было обусловлено первичной специализацией на благородные металлы самих глубинных флюидов, которые и сформировали магматогенно-гидротермальные золоторудные месторождения Северо-Востока СССР. Авторы указанной работы делают следующее заключение: «Накопленная к настоящему времени информация по общей изотопной геохимии разнофациальных пород, и в частности гранитоидов рудных районов Северо-Востока СССР, данные о физико-химических условиях формирования... свидетельствуют о глубинной природе магматических расплавов и общности флюидного режима формирования изверженных пород и золоторудных месторождений» [9, с. 159]. Это заключение приложимо и к докембрийским золоторудным месторождениям. По-видимому, оно имеет не только региональное, но и общегеологическое значение, стави под сомнение справедливость метаморфогенной гипотезы происхождения золотых месторождений в слабо метаморфизованных толщах.

Магматический контроль. Из предыдущего описания видна проявляющаяся еще недооценка субинтрузий в докембрийском рудообразовании. Крупные гранитные плутоны зеленокаменных поясов нередко оказывались безрудными, а небольшие известково-щелочные, субщелочные и щелочные субинтрузии не привлекали должного внимания и часто вообще не выделялись в золоторудных полях. Большое их распространение там устанавливалось лишь при детальном геологическом съемках [14]. Но вряд ли справедлива проявляющаяся тенденция рассматривать все крупные гранитные плутоны зеленокаменных поясов как заведомо бесперспективные в отношении золотого и полиметаллического оруденения. Некоторые из этих плутонов могут оказаться сложными, многофазовыми образованиями, среди которых могут находиться и золотосодержащие магматиты. Гранитные купола, окаймляющие золотосодержащие поля Витватерсранда, сильно гидротермально изменены и, возможно, являются источником золотых россыпей. Золотые месторождения Северного Заира в большинстве своем находятся на периферии, в эндоконтактах, большого Верхне-Заирского гранитоидного плутона, будучи часто тесно ассоциированными с кварцевыми диоритами, тоналитами, метадолеритами, местами с золотосодержащей железной формацией. Возможно, что часть золота была мобилизована интрузиями из этой формации [33].

Значение рифтовых (протогеосинклинальных) структур. Одна из важнейших закономерностей локализации золотых месторождений в докембрийских зеленокаменных поясах — параллельность их к парным, примерно параллельным друг к другу глубинным разломам («breaks»), окаймляющим рифты и протягивающимся на расстояния от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Эти разломы обычно сопровождаются секущими рифты или ответвляющимися от них косыми разломами, многочисленными сбросами и зонами смятия. Такому тектоническому стилю, например, подчинены золотые месторождения зеленокаменного пояса Абитибид [24].

При развитии рифтов, переходе их в протогеосинклинали, геосинклинальные прогибы обычно расширяются за пределы граничных рифтовых разломов, погребая их осадочными или вулканогенно-осадочными толщами, нередко значительной мощности. Рифтовая структура при этом иногда «просвечивает» через толщу геосинклинальных осадков в виде двух параллельных цепочек рудных месторождений,

сформировавшихся над погребенными рифтовыми разломами, деятельность которых унаследованно продолжалась и после накопления над ними геосинклинальных осадков. Хорошими примерами подобных рудных структур является геосинклиналь Черной Реки, развившаяся над рифтом в поясе Абитибиде, и протерозойско-кембрийская геосинклиналь Аделаида в Южной Австралии [32].

Значительное участие в сложении начальных, предгеосинклинальных рифтов базитовых и ультрабазитовых магматических пород позволяет обнаруживать геофизическими методами погребенные осадками рифты и выявлять их граничные разломы, перспективные в отношении нахождения вдоль них цепочек рудных месторождений.

Околорудные изменения. Ореол измененных пород на золотых месторождениях в некоторых случаях достигает ширины нескольких километров. У стратиформных рудных залежей изменения в подошве рудных тел вдоль восприимчивых к замещению слоев иногда имеют мощность в несколько сотен метров (до 1000 м) и распространяются по простиранию на несколько километров [36].

К числу наиболее распространенных изменений пород относятся: во внутренних зонах — пиритизация, альбитизация, силицификация, биотитизация, серицитизация (и мусковитизация), карбонатизация; во внешних зонах свойственны хлоритизация и карбонатизация. Менее обычно содержание турмалина, эпидота, цоизита, преhnита. Золота больше в зонах, где совместно присутствуют мусковит (серицит) и альбит и проявляется интенсивная пиритизация.

Золотоносные медно(молибдено)-порфи́ровые месторождения зеленокаменных поясов характеризуются, в общем, теми же изменениями, что и на фанерозойских порфи́ровых месторождениях, за исключением значительно более скромной роли в древних образованиях калишпатизации. Как отмечают Л. Д. Аурес и П. Сирну [14], на многих порфи́ровых месторождениях зоны дисперсной минерализации Си и Мо сменяются в латерали зонами с золото-кварцевыми жилами.

На крупных золотых месторождениях отчетливая вертикальная зональность измененных пород чаще не выражена, но имеются исключения. Вертикальная протяженность золотого оруденения иногда достигает 2500 м.

Критерии поисков и оценки крупных и гигантских золотых месторождений в зеленокаменных поясах. Одна из относительно ранних попыток наметить особенности крупных золотых месторождений зеленокаменных поясов была сделана Е. М. Некрасовым и Н. А. Лебедевым [6] для зеленокаменного пояса Абитибиде. Им

отмечена приуроченность крупных и средних золоторудных месторождений к фланговым окончаниям региональных разломов, их изгибам, оперяющим трещинам, присводовым участкам складок и площадям с концентрацией мелких интрузивных штоков и субвулканических тел. Последнему признаку авторы придавали лишь структурное значение: интрузии, по их мнению, нарушали целостность слоев и способствовали развитию трещин. В последующем Е. М. Некрасов [5] возвращался к вопросу закономерностей распределения месторождений золота в зеленокаменных поясах, уточняя некоторые структурные предпосылки оруденения.

Современная попытка оценки с использованием компьютера «золотого потенциала» района Тимминс-Карклей Лейк зеленокаменного пояса Абитибиде сделана канадскими исследователями [25]. Для этого района имеется обширный материал по известным в его пределах многочисленным (725) золоторудным месторождениям, некоторые из них относятся по золотой продукции к крупнейшим месторождениям мира. И хотя полученные результаты этих специальных исследований в какой-то степени отражают местные условия района, они в значительной мере приложимы ко всем зеленокаменным поясам — структурам с поразительно в общем повсеместно выдержанными геологическими условиями.

Как и в других рудных провинциях, наиболее крупные и с повышенным содержанием в рудах металла месторождения в поясе Абитибиде геологически значительно более сложны (в структурном, литологическом и минералогическом отношении), чем небольшие месторождения. Они часто сопряжены с рифтами и преимущественно приурочены к протяженным разломам. Многие важные золотые месторождения в Канаде и большинство крупных месторождений Австралии образовались в относительно богатых железом вмещающих породах (толеитовых базальтах и долеритах, полосчатой железной формации и др.). Обычны на золотых месторождениях, в том числе крупных, высококарбонатные породы, химические осадки (кремнистые и др.); пирит-графитистые сланцы, граувакки. Контакт осадочных пород с мафическими и ультрамафическими вулканическими породами — важнейший критерий при поисках золота в рудных полях зеленокаменных поясов.

Более половины крупных и средних золотых месторождений содержат магматические породы кислого и щелочного состава (гранодиориты, полевовшпатовые, кварцевые и полевовшпато-кварцевые порфиры, слениты, сиенит-порфиры и др.). Дайки и штоки различных магматических пород находятся на трех четвертях месторождений. Наиболее крупные месторождения ассоциированы с трахитами, кварц-полевовшпа-

товыми порфирами и лампрофировыми дайками, а также с дайками других типов, подвергшимся калиевым изменениям. Характерны для крупных месторождений небольшие высокого уровня «порфировые» значительно измененные интрузии. С крупнокристаллическими гранитами чаще сопряжены лишь небольшие месторождения.

Главные непосредственно ассоциированные с золотом минералы: кварц, карбонаты и пирит. Другие обычные минералы в рудах (в порядке обилия): халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, молибденит, арсенопирит, турмалин, гематит, теллуриды, графит, зеленая слюдка (фуксит), магнетит и шеелит. Для крупных золотых месторождений характерны шеелит, арсенопирит, турмалин. Мышьяк может использоваться при поисковых и прогнозных работах в качестве индикатора золотого оруденения. Молибденит, турмалин и особенно шеелит чаще проявляются в месторождениях, ассоциированных с кварцсодержащими порфирами. Галенит и теллуриды более обычны в месторождениях, связанных с бескварцевыми порфирами.

Карбонаты устанавливаются в около половины месторождений, силификация — в 24 % месторождений, серицитизация (и мусковитизация) — 22 %, пиритизация — 16 %. Часто развит альбитизация, менее обычна калишпатизация. Очень сильная большеобъемная карбонатизация типична для особенно крупных золотых месторождений (например, Калгурли, Австралия [38]).

Компьютерная систематизация материалов по золотым месторождениям позволила обнаружить в поясе Абитибид несколько новых перспективных площадей для первоочередных поисковых работ. Результаты этой систематизации полезны и для понимания происхождения золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах — они показывают тесную связь в пространстве и во времени оруденения с магматизмом и говорят, таким образом, о вероятном магматическом генезисе золота.

К числу других критериев поисков золотых месторождений в зеленокаменных поясах относится отсутствие проявлений мультистадий в истории изотопа свинца, содержащегося в сульфидных золотых месторождениях. Это отражает большую величину рудообразующей гидротермальной системы. Изотопные анализы свинцовых минералов из золотых руд, особенно если их комбинировать с анализами серного изотопа тех же сульфидов, рекомендуются П. Броунингом и др. [15] как средство для решения при поисках архейского золота вопроса: имеются ли предпосылки к нахождению больших рудных тел? Поиски золота с использованием изотопов свинца проводились в Австралии, в районе Танант-Крик. Геохимические поиски, осно-

ванные на регистрации изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, позволили выделить магнетитохлоритовые тела с богатой золотой и медной минерализацией. Способ этот применим при использовании как глубинного ядерного материала, так и поверхностных гематитизированных образований, залегающих на промышленных рудных телах [22].

Как поисковый критерий может быть использовано устанавливаемое развитие оптимальной золотосности в блоках земной коры с более восстановительными условиями [25, 30].

Многими авторами отмечается предпочтительное размещение больших концентраций золота у окраин зеленокаменных куполов, вблизи окружающих их гранитных плутонов [19].

Заслуживает внимания частая ассоциация стратиформных золоторудных и массивных сульфидных залежей, содержащих золотосеребряную минерализацию. Обращает на себя внимание и может иметь общее значение наблюдаемый на рудничной площади Монтаубан (Канада) строгий параллелизм слоев золотосных кремнистых эксгалитов и залегающей в их кровле пластовой залежи амфиболитов.

Обычное сопровождение эксгалационных стратиформных и жильных золотых месторождений шеелитом позволяет использовать шеелитовые эксгалационные горизонты (подобные открытым у Санта-Фе в Новой Мексике) в качестве «проводников» к эксгалационным золотосным залежкам [20].

Большие возможности обещает учет при поисках не только «зеленокаменного», преимущественно в вулканитах палеорифтов, золотого оруденения, но и золоторудных тел в вышележащих, уже собственно геосинклинальных, черносланцевых, граувакковых и другого состава осадочных толщах. Особенно перспективными в отношении руд оказываются в поясе Абитибид краевые участки геосинклинали Черная Река (развившейся на рифтовом основании), прилегающие к бывшим рифтовым разломам [24].

Докембрийские золотые палеороссыпи, по-видимому, распространены сравнительно широко, но масштабы пока известных россыпей несравнимы с уникальным Витватерсрандом. По Р. В. Хатчинсону [27], образование россыпей Витватерсранда обязано совпадению во времени ряда благоприятных для россыпеобразования событий: 1) морской базальтовый вулканизм, 2) связанные друг с другом гидротермальное выщелачивание и эксгалационная активность, 3) генерация золотосных пиритов и 4) осадочная переработка материала в кратонном бассейне. Все эти процессы совмещались в сравнительно узком возрастном интервале 2,8—2,5 млрд лет. По последним данным, коренным источником россыпей могли являться гидротермально измененные граниты. Отмечает-

Поисковые признаки	Крупные палеосыны	Золоторудные месторождения, заслуживающие внимания	Золоторудные месторождения, крупные и гигантские
<i>Общие</i>			
Большая площадь поясов с обилием внутренних плутонов	?	+	+
Внутриконтинентальные бассейны с конусовыми выносами осадков	+		
Основания протерозойских толщ (2,8—2,5 млрд лет), залегающих на архее	+		
Гидротермальная переработка больших объемов пород	+		
Проявление длительной эпохи размыва	+		
<i>Литологические</i>			
Богатые железом вмещающие породы		+	+
Переход вулканической части разреза в осадочную		+	+
Железная формация в основании циклов		+	
Граувакки с градационной текстурой		+	
Туфовый флиш		+	+
<i>Тектонические</i>			
Протяженные глубинные разломы с оперяющими нарушениями		+	+
Параллельные (парные) глубинные разломы (ограничения рифтов)		+	+
Узкие своды смятых складок		+	+
Обилие сбросов, зон смятия, складок волочения		+	+
Пересечение трещинных систем с железной формацией		+	
Различная компетентность пород разреза		+	+
<i>Магматические</i>			
Общий известково-щелочной и субщелочной состав вулканитов и интрузий	+	+	+
Многочисленные субинтрузии гранодиоритов, тоналитов, кварцевых и кварц-полевошпатовых порфиров, сиенитов		+	+
Известково-щелочные субинтрузии магнетитовой («окисленной») серии с золотомедно (молибдено)-порфировыми рудами			+
Системы даек, силлы, субинтрузии лампрофиров		+	+
Серпентинизированные и карбонатизированные ультрамафиты (листвениты)		+	

1	2	3	4
<i>Минералогические</i>			
Содержание в рудах шеелита, арсенопирита, турмалина, теллуридов, молибденита, зеленой слюдки		+	+
Содержание в рудах и вмещающих породах «окисленных» минералов (гематит, ангидрит, барит и др.)		+	+
Серый кварц, загрязненный реликтами углестого вещества и обломками вмещающих пород		+	+
<i>Геохимические</i>			
Обогащенность субинтрузий летучими, Na, ¹⁸ O		+	
Большое содержание в породах разреза Mn, Fe, Mg (тальк)		+	
Содержание эпitherмальной ассоциации элементов (Sb, As, Bi, Hg)		+	
Содержание гидрокарбонатов (в ассоциации с пиритом, Au, U)	+		+
Флюид слабосоленный, обогащенный CO ₂ -H ₂ O, небольшого давления $t = 270-300$ °C		+	+
Отсутствие мультистадий в истории свинцового изотопа, содержащегося в сульфиде			+
<i>Измененные породы</i>			
Обширный «ореол» измененных пород (шириной в несколько километров)			+
Большие масштабы карбонатизации (с присутствием железисто-магнезиальных карбонатов)			+
Альбитизация, калиевый метасоматоз		+	+
Ранняя (синвулканическая) анкеритизация по мафитовым, ультрамафитовым вулканитам		+	
Гематизация субщелочных пород		+	
Отсутствие четко выраженной вертикальной зональности			+
Образование зон измененных пород одним флюидом (однородность которого подтверждается отношением K/Rb)			+

ся также пространственная связь некоторых из обнаруженных металлоносных конгломератов в древних осадочных бассейнах кратонных областей с золотоносной полосчатой железной формацией [12].

Все установленные и намечающиеся критерии поисков и прогнозирования золотых место-

рождений зарубежных зеленокаменных поясов сведены в таблице, в которой также сделана попытка выделить поисковые признаки крупных и гигантских золотых месторождений (см. таблицу).

Несмотря на множество известных золотых месторождений в зарубежных зеленокаменных поясах и большие количества добытого на этих месторождениях золота, возможности открытия там новых, в том числе крупных, золотых месторождений далеко не исчерпаны. Об этом пишут геологи Канады, Бразилии и других стран [14, 17]. Определенную роль в этом отношении могут сыграть широко уже используемые при поисках золота геофизические методы. Геофизические исследования в Австралии и Канаде являются постоянной частью большинства программ изучения золотых и других месторождений, начиная с поисков и кончая планированием и развитием рудников. Особенно эффективными методами поисков золотых месторождений оказались низкоуровневые высокоразрешающие аэромагнитные исследования и вызванная поляризация.

Помимо дальнейшего использования типов месторождений золота зеленокаменных поясов, уже широко вовлеченных в эксплуатацию, имеются другие возможности увеличения зарубежных запасов и добычи золота. Большие количества его могут быть разведаны в Канадском и других щитах за счет многообъемных, но с низ-

ким содержанием золота руд вкрапленного типа. В большинстве своем золотоносны медно-(молибдено)-порфировые месторождения, распространенные в некоторых зеленокаменных поясах. Золото содержится в промышленных, при комплексном использовании, количествах в некоторых массивных сульфидных (колчеданных) залежах, весьма многочисленных в зеленокаменных поясах. Золотые руды могут быть локализованы не только непосредственно в зеленокаменных поясах, но и на продолжениях рудопроявляющих разломов в некоторых районах распространения гнейсовых, метасадочных и других пород. М. Жирак [29] подчеркивает, что, в связи с обнаружением помимо известных ранее в зеленокаменных породах золотых месторождений в гранитах, перспективы пояса Абитибид на золотое оруденение значительно возросли. Нельзя исключать возможность выявления на докембрийских щитах (особенно на их окраинах) палеоаналогов фанерозойских краевых вулканоплутонических поясов со свойственной им металлогенией.

Относительное однообразие геологических условий и рудоносности древних зеленокаменных поясов мира позволяет думать, что и на территории Советского Союза, где уже известны подобные структуры, они обладают столь же значительным золоторудным потенциалом, как и за рубежом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч. Б., Башарина А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов: Основные черты тектоники.—Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
2. Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации // Геотектоника.—1979.— № 6.— С. 20—31.
3. Магматогенно-рудные системы.—М.: Наука, 1986.
4. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации.—М.: Наука, 1978.
5. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота.—М.: Недра, 1988.
6. Некрасов Е. М., Лебедев Н. А. Закономерности размещения крупных золоторудных месторождений на примере рудного пояса Абитибид, Канада // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1981.— № 7.— С. 117—133.
7. Прегориус Д. А. Золото и уран в кварцевых конгломератах // Генезис рудных месторождений. Т. 2.—М.: Мир, 1984.— С. 5—38.
8. Сафронов Ю. Г., Генкин А. Д., Наумов В. Б., Чернышев И. В. Генетическая модель жильных кварц-золоторудных месторождений в докембрийских зеленокаменных трогах // Рудообразующие и генетические модели эндогенных рудных формаций.—Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.— С. 126—135.
9. Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцелнев В. В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР.—М.: Наука, 1988.
10. Шпунт Б. Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Тектоноформационный анализ/Якутский филиал АН СССР.—Якутск, 1987.
11. Шпунт Б. Р. Континентальный рифтогенез в поздне докембрии на Сибирской платформе // Геотектоника.—1988.— № 6.— С. 43—52.
12. Are precambrian iron formation a key to uranium and gold deposits? // Eng. and Mining J.—1982.— V. 183, N 6.— P. 29—31.
13. Ayres L. D. Bimodal volcanism in archean greenstone belts exemplified by greywacke composition, Lake Superior Park, Ontario // Can. J. Earth Sci.—1983.— V. 20, N 5.— P. 1168—1194.
14. Ayres L. D., Cerny P. Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian Shield // The Canadian Mineralogist.—1982.— V. 20, p. 4.— P. 439—536.
15. Browning P., Groves D. L., Blockley J. G., Rossman K. J. R. Lead isotope constraining on the age and source of gold mineralization in the archean Yilgarn block, Western Australia // Econ. Geol.—1987.— V. 82, N 8.— P. 971—986.
16. Cameron E. M., Hattori K. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids // Ibid.—1987.— V. 82, N 5.— P. 1177—1191.
17. Cunningham C. C., Allsott G. H., Ovenshine A. T. New models for Brazil gold // Episodes.—1987.— V. 10, N 3.— P. 197—200.
18. Divakara R. V., Rama R. P. Significance of compositional variations in mafic-ultramafic associations of early archaean greenstone belts, Drawar craton, India // Geophys. Res. Bull.—1986.— V. 24, N 2.— P. 48—58.
19. Evans A. M. An introduction to ore geology/Blackwell Scientific Publications.—Oxford; London; Edinburgh; Boston; Melbourne, 1982.
20. Fulp M. S., Renshaw J. L. Volcanogenic-exhalative tungsten mineralization of proterozoic age near San-

- ta — Fi, New Mexico, and implications for exploration // *Geology*.—1985.—V. 13, N 4.—P. 66—69.
21. *Gross G. A.* Tectonic systems and the deposition of iron-formation // *Precambrian Research*.—1983.—V. 20.—P. 171—187.
 22. *Gulson B. L., Large R. R., Porritt P.* Gold exploration at Tennant Creek, Australia, using lead isotopes // 12 Collog. int. explor. geochim et 4 collog. meth prospect. geochim, Orleans, 23—26 avg. 1987.—P. 1—19.
 23. *Hattory K.* Magnetic felsic intrusions associated with Canada archean gold deposits // *Geology*.—1987.—V. 15, N 12.—P. 1107—1111.
 24. *Hinze G. J., Hogg G. M., Robertson D. C.* On the origin of archean vein-type gold deposits with reference to the Larder Lake "break" of Ontario and Quebec // *Mineral Deposita*.—1986.—V. 21, N 2.—P. 216—227.
 25. *Hodgson C. J., Troop D. G.* O new computer-aided methodology for area selection in gold exploration: a case study from the Abitibi greenstone belt // *Econ. Geol.*—1988.—V. 83, N 5.—P. 952—977.
 26. *Huot D., Sattran V.* Gold in Birrmian greenstone belts of Burkina Faso, West Africa // *Ibid.*—1987.—V. 82, N 8.—P. 2033—2044.
 27. *Hutchinson R. W.* Metallogeny of precambrian gold deposits: space and time relationships // *Ibid.*—1987.—V. 82, N 8.—P. 1993—2007.
 28. *Hutchinson R. W., Viljoen R. P.* Re-evaluation of gold source in Watersrand ores // *Afr. J. Geol.*—1988.—V. 91, N 2.—P. 157—173.
 29. *Jeirak H.* Lor intragranitique de l'Abitibi // *Chron. Rech. minere*.—1988.—V. 56, N 492.—P. 54—55.
 30. *Kishida A., Kerrich R.* Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison archean gold deposit, Kirkland Lake, Ontario // *Econ. Geol.*—1987.—V. 82, N 3.—P. 649—690.
 31. *Klemm R., Hallbauer D. K.* Hydrothermally altered peraluminous archaean granites as a provenance model for Witwatersrand sediments // *Mineral Deposita*.—1987.—V. 22, N 2.—P. 227—235.
 32. *Lambert I. B., Knutson J., Donnelly T. H., Etmann H. E.* Stuart sheif-Adelaide geosyncline copper province, South Australine copper province, South Australia // *Econ. Geol.*—1987.—V. 82, N 1.—P. 108—123.
 33. *Lavrean J.* Vein and stratabound gold deposits of Northern Zaire // *Mineral Deposita*.—1984.—V. 19, N 2.—P. 158—165.
 34. *Minter W. L. L., Flather C. E., Clatthaar C. W.* Sedimentological and mineralogical aspects of the Newly discovered Witwatersrand placer deposit that reflect proterozoic weathering, Welkom gold field, South Africa // *Econ. Geol.*—1988.—V. 83, N 3.—P. 481—491.
 35. *Moravek P., Pouba Z.* Precambrian and phanerozoic history of gold mineralization in the Bohemian massif // *Ibid.*—1987.—V. 82, N 8.—P. 2098—2114.
 36. *Morton R. L., Franklin J. M.* Two-fold classification of archean volcanic-associated massive sulfide deposits // *Ibid.*—1987.—V. 82, N 6.—P. 1057—1063.
 37. *Mossman D. J., Hamon G. A.* Witwatersrand-type paleoplacer gold in the Huronian supergroup of Ontario, Canada // *Geoset. Can.*—1984.—V. 11, N 1.—P. 33—40.
 38. *Phillips G. N.* Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie // *Econ. Geol.*—1986.—V. 81, N 4.—P. 779—808.
 39. *Phillips G. N.* Anomalous gold in Watersrand shales // *Econ. Geol.*—1987.—V. 82, N 8.—P. 2179—2186.
 40. *Reed J. C.* Precambrian geology of the USA // *Episodes*.—1987.—V. 10, N 4.—P. 243—247.
 41. *Reimer T. O.* Alternative model for the derivation of gold in the Witwatersrand super group // *J. Geol. Soc.*—1984.—V. 141, N 2.—P. 263—277.
 42. *Robb M. J.* New pieces in the jig-saw // *J. Nucl. Active*.—1987.—N 37.—P. 2—8.
 43. *Rock N. M. S., Groves D. I.* Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? // *Geology*.—1988.—V. 16, N 6.—P. 538—541.
 44. *Ujike O., Goodvin A. M.* Geochemistry and origin of archean felsic metavolcanic rocks, Central Noranda area, Quebec, Canada // *Canad. J. Earth. Sci.*—1987.—V. 24, N 12.—P. 2551—2567.
 45. *Wyman D., Kerrich R.* Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits implications for greenstone belt gold metallogeny // *Econ. Geol.*—1988.—V. 83, N 2.—P. 454—461.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. М. Ляпишев

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ
СЕВЕРО-ЗАПАДА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА
АЗИАТСКИЙ КОНТИНЕНТ — ТИХИЙ ОКЕАН

Приводятся результаты интерпретации магнитотеллурических и градиентных магнитовариационных зондирований, выполненных советскими и японскими геофизиками в северо-западной части Тихого океана и его обрамления, анализируются характерные особенности в положении проводящих зон, их мощности и удельные сопротивления. Отмечается, что проводящая зона на глубине 120—160 км распространена повсе-

Среди многих геофизических методов, экспериментальные результаты которых ложатся в основу предлагаемых моделей и концепций развития северо-запада Тихого океана и его обрамления, все чаще внимание геофизиков обращается к морской глубинной геоэлектрике, использующей естественные вариации электромагнитного поля для получения представления о глубинной электропроводности. Различия в распределении электропроводности с глубиной характеризуют тип геоэлектрического разреза, свойственный определенному геологическому объекту. Привлечение данных морской геоэлектрики становится актуальным при изучении глубинного строения зоны перехода Азиатский континент — Тихий океан. Большую часть зоны составляют крупные морфоструктуры окраинных морей и северо-запада Тихого океана, экспериментальные данные об электропроводности которых до недавнего времени отсутствовали. В то же время результаты интерпретации ряда геофизических полей, выявивших наличие аномальных значений физических параметров литосферы морфоструктур окраинных морей и северо-запада Тихого океана, косвенно указывали на возможные различия в глубинной структуре электропроводности зоны перехода континент-океан. Поэтому такие методы исследований глубинного геоэлектрического строения Земли как магнитотеллурическое (МТЗ) и магнитовариационное (ГМВЗ) зондирование, достаточно широко применяемые при исследовании глубинных структур континентальных окраин северо-запада Тихого океана,

местно от материка до ложа океана; в активных районах тектономагматической деятельности наблюдается расслоение литосферы за счет внедрения флюида повышенной электропроводности по системе глубинных разломов в верхние этажи литосферы. Различия в структуре глубинной электропроводности генетически связаны с процессами преобразования мантийного вещества в результате регионального тектогенеза.

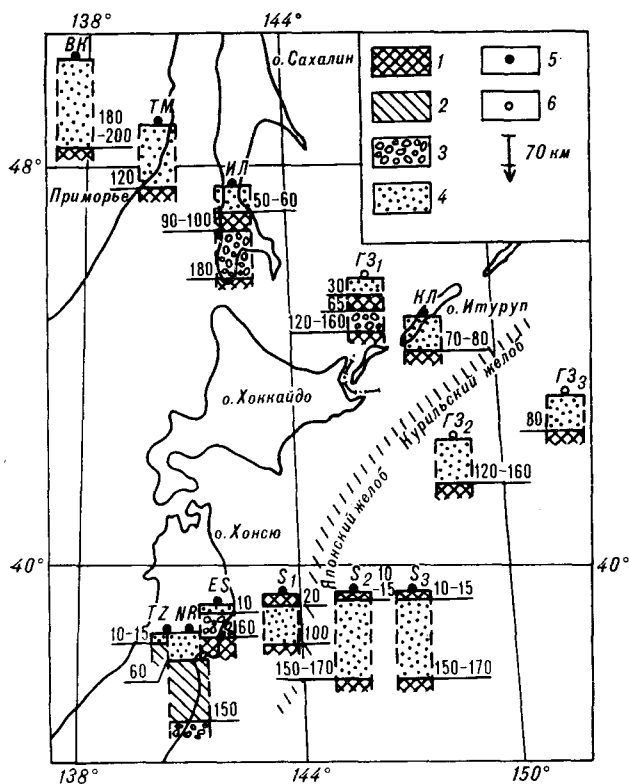
на акваториях морей и океанов получают все большее развитие.

Первые экспериментальные результаты электромагнитных исследований на акваториях Охотского моря и северо-запада Тихого океана, позволившие получить информацию о структуре электропроводности центральной котловины и океанического вала [4], однозначно свидетельствуют о том, что в перспективе появится возможность получения важных дополнительных геофизических данных о состоянии литосферы под акваториями. Эти сведения явятся существенным вкладом в понимание как глубинных процессов преобразования вещества активных районов зоны перехода, так и ее глубинного строения.

На рисунке представлены геоэлектрические разрезы, полученные в разные годы советскими и японскими геофизиками на суше и в море методами МТЗ и ГМВЗ по двум геотраверсам — юго-восточного и субширотного простирания, секущим основные морфоструктурные элементы переходной зоны.

Сихотэ-Алинская геосинклиналиная система характеризуется структурно-блочным геоэлектрическим строением, внутри блоков выделяются кровли хорошо развитого проводящего слоя, а мощность литосферы в этих блоках уменьшается со 180—200 км на западе до 120 км к востоку на границе выклинивания Центральной котловины Японского моря [1].

В пределах южной части Сахалинской складчатой области в глубинном геоэлектрическом разрезе выделяются две проводящие зоны:



Расположение пунктов зондирования и соответствующие им геоэлектрические модели.

Пункты зондирования: ВК — Воскресенвка, ТМ — Тумнин, ИЛ — Ильинск, КЛ — Ключи, ТЗ — Tozawa, NR — Narugo, ES — Esashi; ГЗ₁, ГЗ₂, ГЗ₃, S₁, S₂, S₃ — морские станции. 1 — 4 — сопротивление слоев, ом·м (1 — < 10; 2 — 50—350; 3 — 400—1000; 4 — > 1000); 5 — пункты МТЗ, 6 — ГМВЗ.

нижняя гипсометрически совпадает с зоной, выделенной на западе Сихотэ-Алинской системы, верхняя же приурочена к глубине 50—60 км с продольной проводимостью, не превышающей 5000 Сим [5].

Южно-Охотская котловина, тектономагматические процессы в которой определили специфическое глубинное строение, характеризуется аномальным поведением геофизических полей, в том числе и электромагнитного. Последнее обусловлено специфичной структурой электропроводности — наличием по меньшей мере двух проводящих зон с верхними кромками на глубинах 30 и 120—160 км, причем верхний слой имеет высокую удельную проводимость — 0,3 Сим/м и продольную проводимость не менее 12000 Сим. Электромагнитные данные подтверждают наличие ранее предполагаемого высокотемпературного разуплотнения легкоплавкого компонента мантийного вещества.

Глубинная структура электропроводности Курильской островной системы практически не изучена, а известные геоэлектрические модели это либо результат формальной интерпретации непредставительных данных [2], либо ее каче-

ственная характеристика [5]. Основная причина отсутствия результатов прямых методов зондирования состоит в том, что присутствие индукционных и гальванических эффектов, обусловленных сложным поверхностным (большие вертикальные и горизонтальные градиенты электропроводности) и глубинным (блоково-слоистая структура) геоэлектрическим строением островной системы, практически не позволяет по данным МТЗ построить геоэлектрический разрез. Результат МТЗ, полученный на о. Итуруп [8], является в этом плане исключением. Глубины 80—90 км высокопроводящей зоны гипсометрически близки к уровню верхнего проводящего слоя, выделенного на юге о. Сахалин.

На океаническом валу Курило-Камчатской системы градиентное магнитовариационное зондирование проведено в двух точках, расстояние между которыми чуть больше 250 км. В геоэлектрических разрезах мощности непроводящей литосферы составляют 120 км (ГЗ₂) и 80 км (ГЗ₃). Такое различие в положении проводящих слоев обусловлено, по-видимому, выполнением зондирования на двух геоблоках, разделенных трансформным разломом [6], и отражает сложное глубинное строение северо-западной части Тихого океана.

Глубинное геоэлектрическое строение вдоль субширотного профиля, секущего основные структурные элементы (островная дуга, желоб, океанический вал) с выходом в Тихоокеанскую котловину, существенно отличается от геотранверса, рассмотренного выше [7, 9]. Мощность непроводящего слоя островной дуги не менее 150—200 км, промежуточные проводящие зоны отсутствуют, а выделенные границы слоев с продольной проводимостью от 40—60 Сим/м до 150—340 Сим/м свидетельствуют, по-видимому, о давно начавшемся процессе кристаллизации легкоплавкого компонента мантии. На основании палеотектонических реконструкций [6] японская система характеризуется более древними магнитными аномалиями в отличие от более молодых аномалий океанического вала Курило-Камчатской системы. При движении вдоль океанического вала с северо-востока на юго-запад мощность литосферы возрастает с 80—100 до 150—170 км. Представляется, что значительные изменения мощностей непроводящего слоя литосферы в точках зондирования ГЗ₂, S₂ и S₃ обусловлены довольно сложным блоковым строением.

Приведенные данные о глубинном геоэлектрическом строении различных геоморфологических структур переходной зоны северо-запада Тихого океана еще больше подчеркивают специфику ее строения и развития. Индикатором протекающих процессов в глубинной структуре зоны является электропроводность.

1. *Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае/Никифорова Н. Н., Ахмадулин В. А., Парай-Копиц А. М. и др. // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока.— Владивосток/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 42—49.*
2. *Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану/Жданов М. С., Бердичевский М. Н., Файнберг Э. Б. и др. // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях/ИЗМИРАН.— М., 1983.— С. 8—15.*
3. *Ляпшев А. М., Мартанус Е. Р. Предварительные результаты магнитотеллурического зондирования юго-западной части острова Сахалин // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 121—123.*
4. *Ляпшев А. М., Сычев П. М., Семенов В. Ю. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 4.— С. 45—50.*
5. *Мардерфельд Б. Е., Плехова В. В. Магнитовариационное зондирование на островах // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях/ИЗМИРАН.— М., 1983.— С. 37—41.*
6. *Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman I. M. Mesozoic sea-floor spreading in North Pacific // Geophysical monography.— 1976.— N 19.— P. 205—226.*
7. *Research group for crustal resistivity structure, Japan. Preliminary report on a study of resistivity structure beneath the Northern Honsyu of Japan // J. Geomag. Geoelectr.— 1983.— V. 35.— P. 589—608.*
8. *Vanyan L. L., Lyapishv A. M., Marderfeld B. E. et al. Deep electric conductivity study in the asiatic transition zone // Struct. tranzit. Zone.— Dordrecht e. a., 1980.— P. 149—152.*
9. *Yukutake T., Filloux J. H., Segawa J. et al. Preliminary report on a magnetotelluric array study in the Northwest Pacific // J. Geomag. Geoelectr.— 1983.— V. 35.— P. 575—587.*

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
27 июля 1989 г.

УДК 553.43

Л. А. Изосов, И. В. Мишкина, Н. М. Павличенко,
Г. Н. Павличенко, И. Ф. Федчин

О МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАЛОКЛЮЧЕВСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПРИМОРЬЯ

Приводятся данные о гнездовой медной минерализации в северо-западной части Малоключевской рифтовой зоны, заложённой, вероятно, в раннем силуре на позднебайкальском Ханкайском массиве. Делается вывод о том, что геологическая обстановка района благоприятна для развития контактово-метасоматическо-

го подэкранного оруденения медно-золотосеребряного профиля. Локальной потенциально рудоконтролирующей структурой, возможно, является контакт нижнесилурийской (?) и верхнепермской вулканогенных толщ.

Малоключевская вулканогенная зона входит в систему рифтов, заложённых в раннем силуре на позднебайкальском Ханкайском массиве [1, 6], который был консолидирован в несколько этапов. После замыкания позднепротерозойско-раннепалеозойской миогеосинклинали в позднем кембрии в складчатые толщи внедрились трещинные интрузии гранитов вознесенского типа, слагающие ныне корневые зоны лпаритовой формации [4, 7]. Проявление позднекембрийского вулканоплутонического магматизма отражает начало сводообразования, которое достигло своего максимума, вероятно, в ордовике и связано со становлением батолитов, т. е. с повсеместной гранитизацией геосинклинального комплекса. Таким образом, в результате гранитно-сводового тектогенеза к началу силура регион представлял собой жесткое сооружение, не способное к пластическим деформациям.

Силурийская эпоха на Дальнем Востоке ха-

рактеризуется исключительно высокой тектонической активностью. В это время, по-видимому, возникла Сихотэ-Алинская геосинклинальная система [3], с чем связано и обособление Ханкайского массива. В пределах последнего в это время произошли распад свода и деструкция сиалического субстрата, выразившаяся в образовании рифтогенных структур. Главнейшей из них является Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс [2], одним из ответвлений которого и является Малоключевская рифтовая зона (рис. 1). Она имеет трогообразную форму, выполнена нижнесилурийской (?) туфоэффузивной (малоключевской) толщей, ее интрузивно-субвулканическими комагматитами базит-гипербазитового ряда (П. И. Остащенко, 1963 г.), а также верхнепермскими риолитами и их туфами.

Средне-позднепалеозойские магматические ареалы имеют ярко выраженный линейный характер и контролируются системой региональ-

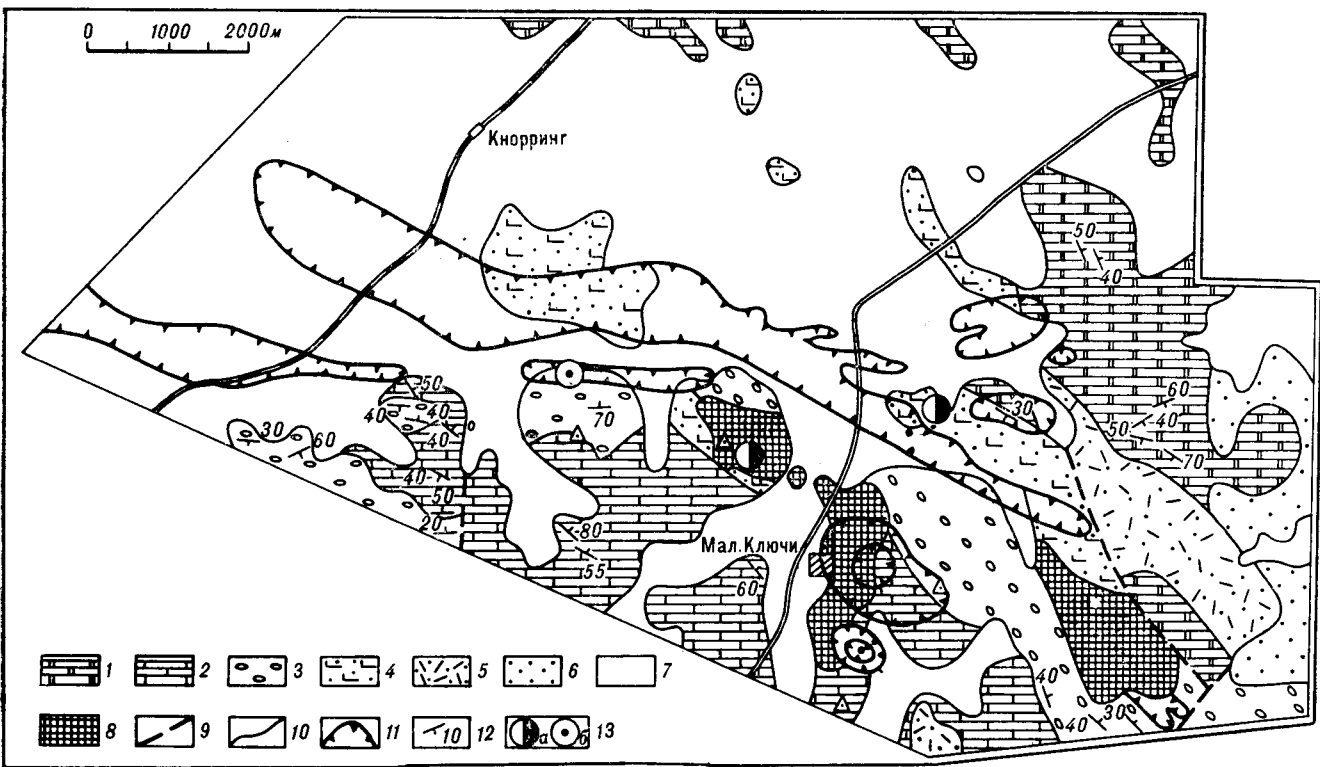


Рис. 1. Геологическая карта Малоключевской рифтовой зоны с проявлениями медной минерализации.

1—3 — нижний кембрий: 1 — прохоровская свита (известняки, сланцы, кремни), 2 — дмитриевская свита (известняки, сланцы, песчаники), 3 — меркушевская свита (конгломераты), 4 — нижний силур (?), малоключевская толща (эпидозиты, диабазы, туфы основного состава, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, сланцы); 5 — верхняя пермь (риолиты и их туфы); 6 — миоцен (глины, пески, песчаники); 7 — четвертичные отложения (глины, пески, супеси, галечники); 8 — перидотиты серпентинизированные, пироксениты, раннесилурийские габбро-интрузии (?); 9 — разломы; 10 — геологические границы; 11 — положительные изолинии магнитного поля; 12 — элементы залегания пластов; 13 — проявления медной (малахит — азурит) минерализации в коренном залегании (а) и в делювии (б).

ных разломов северо-западного простирания. Нами изучен лишь фрагмент Малоключевской зоны длиной 16 км. Вообще же эта структура является более масштабной и прослеживается на юго-восток на расстояние около 60 км и далее, вероятно, перекрыта более молодыми образованиями [5]. Как будет показано ниже, в строении зоны участвует купольная структура, что позволяет в целом рассматривать ее как вулканотектонический рифт.

Туфоэффузивная толща (380 м) сложена вулканитами основного состава, превращенными зачастую в эпидозиты и амфиболиты, а также зелено- и красноцветными сланцами. В строении толщи принимают участие характерные туфобрекчии, состоящие из обломков известняков, пикритобазальтов, риолитов, дацитов, ультрабазитов, кварцитов, кварца и карбонат-хлорит-эпидот-серпентинового цемента. Эти породы сопровождают тела базит-гипербазитов и содержат их обломки. Они, вероятно, представляют собой околожерловую фацию. В туфобрекчиях отмечаются редкие прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Туфоэффузивная толща с угловым несогласием залегает на сложнодислоцированных нижнекембрийских

терригенно-кремнисто-карбонатных отложениях. Нижнесилурийские (?) вулканические покровы фиксируются в магнитном поле интенсивными положительными линейными аномалиями значительной протяженности (см. рис. 1).

Субвулканические базит-гипербазиты раннесилурийского (?) возраста слагают небольшие (до $1,0 \times 2,5$ км) линзовидные в плане тела, с которыми связано тальк-магнетитовое оруденение. Они имеют активные контакты с нижним кембрием и расположены в пределах регионального гравитационного максимума (15×40 км), сопровождающегося многочисленными положительными магнитными аномалиями «трубочного» типа (от 50—100 нТл до 1500—3000 нТл), а также разнопорядковыми кольцевыми структурами неясного генезиса, дешифрированными на крупномасштабной топооснове. Все это, вероятно, свидетельствует о наличии здесь глубинного купола базит-гипербазитового состава, т. е. крупной очаговой зоны, мигрировавшей к поверхности в раннем силуре. По П. И. Остащенко, отдельные массивы гипербазитов образуют крутопадающие ($70-80^\circ$) трубообразные тела, имеющие резкие контакты с вмещающими породами, и прослежены скважи-

нами до глубины 150 м. Их периферические части сложены хризотилловыми разновидностями серпентинизированных перидотитов, которые ближе к центру сменяются антигорит-хризотилловыми, а в центре — тальк-магнезитовыми породами.

В перидотитах присутствуют хромит, шпинель и магнетит. В массивах сложного строения (перидотиты, серпентиниты, габбро) ультраосновные породы образуют их части в виде тел мощностью 200—300 м. В них часто наблюдаются автобрекчи, которые в направлении к вмещающим отложениям сменяются туфовидными породами пестрого состава. По нашим данным, одно из тел базит-гипербазитов (западное) имеет кольцевое строение и в магнитном поле фиксируется высокоинтенсивной аномалией «трубочного» типа и включает пикриты и эруптивные брекчи. Последние содержат до 80 % обломков округлой, реже угловатой формы размером 0,8—1,5 мм. Они на 40 % представлены полностью серпентинизированными, хлоритизированными, часто карбонатизированными оливином (?) и ромбическим пироксеном (?). Серпентин буроватый, тонкочешуйчатый, волокнистый; хлорит светло-зеленый, волокнистый. В породе содержится до 10 % лейкоксенизированного титаномагнетита и хромита (8 %). Чужеродные обломки представлены оплавленными зернами кварца, кварцитами, фельзитами и эпидозитами. Цемент хлоритизирован, карбонатизирован, содержит большое количество лейкоксена и имеет, скорее всего, лавовую природу и основной (ультраосновной?) состав.

В юго-восточной части Малоключевской рифтовой зоны на нижнекембрийских отложениях залегает верхнепермский покров риолитов и их туфов мощностью около 100 м. Взаимоотношения нижнесилурийской (?) и верхнепермской вулканогенных толщ не установлены: они, по видимому, контактируют по разлому северо-северо-западного простирания. Однако, в горных выработках иногда вскрываются небольшие тела и жилки риолитов и аплитов, секущие базиты и гипербазиты.

Перспективы рассматриваемого региона на медное оруденение никем не рассматривались, так как при проведении крупномасштабных поисково-съёмочных работ (Ю. Н. Олейник, 1957 г.; И. В. Мишкина, 1966 г.) не было обнаружено проявлений этого элемента. В 1986 г. на общие перспективы в отношении меди восточной части Ханкайского массива и, в том числе, данной рифтовой зоны, указал Г. Б. Левашев, имея в виду медно-порфировое оруденение. Несколько позднее (1987 г.) Л. А. Изосов отнес раннесилурийские образования, vyplняющие рифтовые зоны в пределах Ханкайского массива, к числу благоприятных для

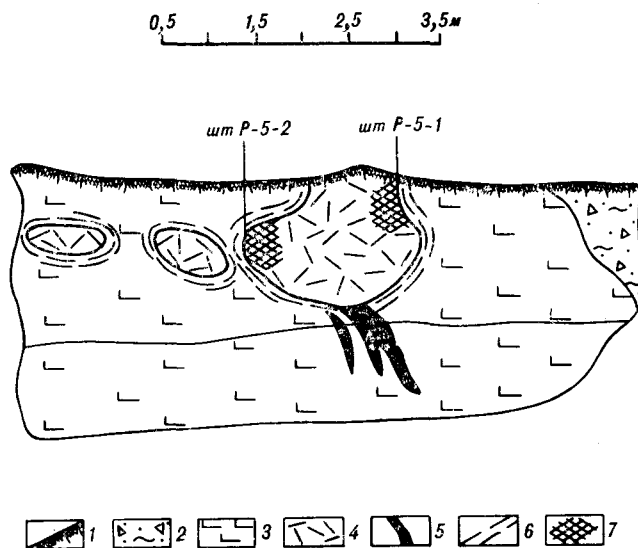


Рис. 2. Схема расчистки № 5.

1 — почвенно-растительный слой, 2 — делювиальные суглинки с обломками диабазов; 3 — диабазы; 4 — риолиты; 5 — жилы аплитов; 6 — расщелачивание; 7 — малахит-азуритовая минерализация.

размещения медно-колчеданного оруденения. В связи с обнаружением нами в 1988 г. в Малоключевском рифте проявлений медной минерализации перспективы меденосности района приобретают более конкретное содержание.

Наиболее интересное проявление меди расположено к северо-востоку от с. Малые Ключи на высоте 137,6 м и локализовано на контакте субвулканического тела позднепермских фельзориолитов и нижнесилурийских (?) эпидотизированных диабазов и их туфов, вскрытом расчисткой 5 (рис. 2). Основные вулканисты субщелочного ряда ($\text{SiO}_2 = 45,17\%$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5,32\%$) подвергнуты сильному метасоматозу — окварцованы, карбонатизированы, эпидотизированы ($\text{SiO}_2 = 55,37\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,06$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,05\%$; $\text{CaO} = 12,81\%$). Оруденелые фельзориолиты контаминированы эпидозитом и по существу представляют собой метасоматиты, из которых практически полностью вынесены щелочи ($\text{SiO}_2 = 61,77\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,06\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,05\%$; $\text{CaO} = 13,50\%$). Малахит-азуритовая минерализация развита в виде гнезд, иногда «пропитывает» фельзориолиты. В них кроме малахита и азурита (30 %) отмечаются борнит (3—5 %), халькозин (3—5 %) и самородная медь (единичные мелкие зерна). По данным полуколичественного анализа в штучках Р-5-1 и Р-5-2 установлено 0,3—1,0 % меди и 0,6—4 г/т серебра (в тех же штучках установлено химическим анализом меди 0,84—2,47 %, атомно-абсорбционным методом серебра 2,66—5,87 г/т).

К юго-западу от расчистки 5 (70 м по аз. 240°) в делювии обнаружена глыба оруде-

нелых фельзориолитов (штуфы 522-1—522-5), в которых содержание меди составляет (полуколичественный анализ) 0,15—0,4 %, серебра 0,3—0,8 г/т (в тех же штуфах установлено химическим анализом меди 0,76—1,52 %, атомно-абсорбционным методом серебра 2,66—4,12 г/т).

На рудопроявлении было проведено геохимическое опробование базитов (участок 0,12 × 0,13 км) с отбором сколковых проб по четырем профилям, ориентированным на северо-восток вкрест простирания туфоэффузивной толщи (шаг отбора проб — 50 м). Среднее содержание меди в вулканитах (47 проб) составляет 72 г/т, а в отдельных пробах — до 400 г/т. Обычно же концентрации меди в основных породах Западного и Центрального Приморья редко достигают 50 г/т (Л. А. Изосов, 1987 г.). Содержания никеля (20—50 г/т) и кобальта (5—20 г/т) в базитах не превышают кларковые. По данным П. И. Остащенко (1963 г.), основные и ультраосновные породы характеризуются околокларковыми содержаниями никеля и кобальта. Концентрации этих элементов не повышаются и в оруденелых контаминированных эпидозитом фельзориолитах (никель — 60—80 г/т, кобальт — 6—8 г/т).

Обращает на себя внимание то, что оруденелые фельзориолиты и серпентинизированные гипербазиты отмечаются повышенными концентрациями золота — 0,18—0,29 г/т (13 штуфов, пробирный анализ). В связи с этим следует отметить, что в 1968 г. рассматриваемая площадь была рекомендована В. В. Скопным под постановку поисковых работ на золото. Основанием для этого послужили данные Ю. Г. Иванова и Г. Б. Левашева (1963 г), которые в пробах, отобранных из конгломератов нижнекембрийской меркушевской свиты, спектральным методом установили повышенные содержания золота — 0,03 г/т (31 проба). В местах отбора проб нижнекембрийские породы сильно метаморфизованы (хлоритизированы, эпидотизированы), возможно, за счет влияния интрузий раннесилурийских (?) базит-гипербазитов. Поэтому можно предположить, что золотое оруденение носит контактово-метасоматический генезис.

Второе проявление меди приурочено к телу раннесилурийских (?) базит-гипербазитов (выс. 271,6 м). В шурфе 213 вскрываются интенсивно окварцованные гипербазиты, участками превращенные в тальк-магнезитовые породы и пронизанные маломощными (1,0 см) прожилками микроаплитов. Медная минерализация (малахит) образует гнезда размером 0,2 × 0,25 м. Содержание меди в штуфе составляет 0,5 (полуколичественный анализ) или 0,49 % (химический анализ), серебра — 2,65 г/т (атомно-абсорбционный анализ).

Третье проявление меди расположено в

750 м к северу от выс. 265,5 м, где в шурфе 150 в делювии обнаружены многочисленные обломки ожелезненных риолитов и кварца. В штуфе 150, отобранном из ожелезненных пород, полуколичественным анализом установлена медь — 0,1 % и серебро — 0,2 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа — до 1 г/т серебра).

Приведенный материал позволяет сделать следующие обобщения:

1) медная минерализация имеет гнездовой характер и развивается на контакте раннесилурийского (?) базит-гипербазитового вулканоплутонического комплекса и позднепермских субвулканических риолитов;

2) раннесилурийские (?) образования иногда характеризуются повышенными концентрациями золота, что позволяет ставить вопрос об их золотонности;

3) все проявления меди контролируются линейными положительными аномалиями магнитного поля, которые укладываются в зону западно-северо-западного простирания;

4) раннесилурийские (?) вулканиты претерпели мощное метасоматическое воздействие, приведшее к образованию зеленокаменно перерожденных пород (эпидозитов), отличающихся повышенными содержаниями меди;

5) малоключевской рифт по геологической позиции сходен с Западно-Приморской зоной, в которой известны проявления меди и золота различного генезиса.

Несмотря на то, что данные по меденосности рассматриваемого региона скромны, тем не менее их достаточно, чтобы заинтересовать исследователя, а также сделать некоторые прогнозные оценки и подчеркнуть следующие характерные особенности размещения медного оруденения.

1. Нижнесилурийская (?) туфоэффузивная толща довольно полого залегает на существенно карбонатных породах нижнего кембрия и прорывается позднепермскими риолитами. Эта обстановка с учетом сочетания кальцийсодержащих пород (известняки, основные вулканиты) и кислых пород (риолиты, аплиты) весьма благоприятна для развития подэкрадного контактово-метасоматического оруденения. Не исключено, что линейные магнитные аномалии, сопровождающие выходы толщ, как раз и фиксируют медно-рудные залежи.

2. Повышенные содержания меди в нижнесилурийских (?) зеленокаменных породах, возможно, свидетельствуют о наличии в туфоэффузивной толще пластообразных залежей вкрапленных медных руд.

3. В качестве локальной потенциально рудоконтролирующей структуры может быть рассмотрен контакт нижнесилурийской (?) и верхнепермской вулканогенных толщ, который со-

вершено не изучен и показан на карте (И. В. Мишкина, 1966 г.) как тектонический, условно (см. рис. 1). Кроме того, медное оруденение может быть приурочено и к жерловым фациям раннесилурийского (?) вулканоплутонического комплекса.

4. Возможно, эндогенное оруденение Малоключевского рифта имеет медно-золотосереб-

ряный профиль, а источником рудного вещества является раннесилурийская базит-гипербазитовая очаговая зона.

Таким образом, рассматриваемая территория представляет несомненный интерес в отношении медного оруденения и заслуживает постановки крупномасштабных поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Изосов Л. А.* Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Владивосток, 1981.
2. *Изосов Л. А.* Новые данные по геологии Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума/ТОИ ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 30—32.
3. *Изосов Л. А., Кандауров А. Т., Бажанов В. А. и др.* Силурийские отложения Приморья // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 5.— С. 75—82.
4. *Изосов Л. А., Петрищевский А. М., Бажанов В. А.* Позднекембрийский вулканоплутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья // Сов. геология.— 1989.— № 5.— С. 90—95.
5. *Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А.* Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и история развития.— Владивосток, 1987.
6. *Смирнов А. М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М: Изд-во АН СССР, 1963.
7. *Смирнов А. М., Давыдов И. А., Изосов Л. А. и др.* Кембрийская липаритовая формация Южного Приморья // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 2.— С. 417—420.

*ПГО Приморгеология
Владивосток*

*Поступила в редакцию
22 сентября 1989 г.*

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

УДК 551.242(571.61/64)

В. Г. Гладков, М. П. Лобанов, А. В. Татаринцов

РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ
«МИКСТИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ»

В рецензируемой монографии обобщены первые результаты изучения покровно-складчатой тектоники и хаотичных комплексов Сихотэ-Алиня. Книга актуальна, так как в последнее время среди геологов отмечается повышенный интерес к подобным геологическим объектам и процессам, приводящим к их формированию. Методика, принятая авторами, включает литолого-стратиграфическое, палеонтологическое и структурно-парагенетическое изучение дислоцированных толщ. По мнению рецензентов, ее следовало бы допол-

нить приемами структурно-вещественного парагенетического анализа. Представляется необходимым также дополнить методику изучения микститов приемами, позволяющими вычлениить из них комплексы, имеющие не гравитационно-тектоническое происхождение. Несомненный интерес представляет данный в книге металлогенетический анализ хаотических комплексов.

Книга представляет большой интерес для широкого круга геологов, занятых изучением «зон сочленения» разнонаправленных блоков земной коры.

Проблема картирования олистостромовых толщ, конседиментационных тектонических покровов, пакетов надвиговых чешуй, скибовых структурных форм, сопряженных вулканических проявлений приобретает важное значение в связи с «неожиданно» широким проявлением их в пределах пассивных окраин древних платформ и молодых складчатых систем. Примером последних является Сихотэ-Алинская складчатая система. Как известно, начиная с 70-х гг. отмечается повышенный интерес к проявлениям меланжа, хаотических структур, тектонических покровов (И. И. Белостоцкий, М. Г. Леонов, А. В. Лукьянов, Н. Г. Щерба, С. В. Руженцев и др.). В 1988 г. в издательстве Владивостока вышла книга под редакцией академика Ю. А. Косыгина [1], в которой в пределах Сихотэ-Алиня обосновывается существенное развитие хаотических комплексов, слагающих в ряде структурно-формационных зон не менее 20 % объема доверхнемеловых образований (особенно на границе с жесткими массивами — Ханкайским, Буреинским и др.).

В основу методического подхода авторский коллектив положил литолого-стратиграфическое, палеонтологическое и структурно-парагенетическое изучение дислоцированных толщ в пределах крупных тектонических подразделений: секторов, структурно-формационных зон и подзон. Результаты исследования представляют несомненный интерес прежде всего для тектонистов. В книге рассмотрены, кроме общих вопросов геологии Сихотэ-Алинской складчатой системы, хаотические отложения. Хаоти-

ческие комплексы и нередко сопровождающие их тектонометасоматические образования развиваются по существу во всех рассмотренных в книге геоструктурных элементах — жестких массивах, комплексе основания и, особенно, в Главном складчатом комплексе. Причем в микститах комплекс основания является ведущим элементом в составе экзотических глыб, олистоплак и олистолитов. Главный складчатый комплекс непосредственно включает эти микститы. При анализе Центрального и Приморского секторов обращено внимание на многоэтапную историю формирования деформационной структуры региона, включающую стадии: 1) образования конседиментационных покровов, хаотических комплексов и сложных дислокаций; 2) общей складчатости с формированием чешуйчато-складчатой, покровно-складчатой структуры; 3) поздне-складчатых сдвиговых перемещений. В частности, по Центральному сектору обосновано представление, что Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня представляет собой не антиклинорное, а гетерогенное чешуйчато-надвиговое складчатое сооружение, осложненное сдвигами и другими кинематически сопряженными разломами. Это явление подмечено во всех горных системах Альпийского пояса, в частности, в покровах Гималаев, Памира, Кавказа, Карпат и Восточных Альп, а также в пределах некоторых фундаментов древних платформ — Северо-Американской (надвиги Иммигрант-Трайл), Австралийской (надвиговые дислокации Маунт-Айза, р. Уоррен), Восточно-Европейской (надвиговые дислокации

Башкирского антиклинория и Сурско-Камской системы), Африканской (шарьяж Хулайфа-Хамда). Во всех приведенных случаях тектонические пластины, чешуи, шарьяжи или покровы, т. е. массивы горных пород, сорваны с первоначального места и перемещены на значительные расстояния (коровые аллохтоны по А. В. Пейве).

Выделены многочисленные олистолиты в юрско-меловых отложениях самаркинской свиты и вангоуской серии, предполагается глыбовая природа палеозойских и триасовых известняков, встречающихся среди позднемезозойских олистостромовых отложений, обосновывается вывод об аллохтонном залегании габброидов (PR ?) и перекрывающих их прибрежно-морских олистостромовых отложений позднеюрско-раннемелового возраста. Любопытно отметить, что аллохтонный комплекс, представленный преимущественно серпентинитовым меланжем, и часть перекрывающих его «отложений» (слистистые песчаники), по-видимому, являются тектонометасоматическими образованиями. Скорее всего, такую же природу имеют песчаниковые породы с признаками «турбидитовой седиментации» в разрезах других надвиговых чешуй. В этом плане следует указать на мигматит-гнейсовые и микрокварцит-филлитовые образования комплекса основания (Хорский блок), первичная базитовая (по габброидам, трондземитам и другим породам гранитизированной офиолитовой ассоциации) природа которых несомненна. Кремнистые породы в «зоне» перехода второго и первого комплексов в Хорском блоке представлены микродиафторитами, подверженными кремнекислотному метасоматозу. Такого рода тектонометасоматические явления крайне характерны для докембрийского метаофиолитового пояса Байкальской горной страны, где с кремнекислотными гидротермалитами и метасоматитами березит-лиственитовой формации — конечными продуктами тектонометасоматического преобразования — связано золотое оруденение сульфидной группы формации [5, 6].

Выделение анти- и синформных складок разрешило ряд «парадоксальных» явлений: наращивание разреза в «обратном направлении», выход в ядре, например Шумнинской синформы, протерозойских габброидов, а на крыльях — верхнеюрско-нижнемеловых отложений и т. д. Детальный анализ многочисленных находок органических остатков опроверг мнение о широком развитии в Хабаровской и Ванданской структурно-формационных подзонах верхнепалеозойских отложений, выявлен на значительной площади позднеюрско-раннемеловой хаотический комплекс с конседиментационными покровами и надвигами.

Необходимо пересмотреть, по нашему мне-

нию, генетическую природу карбонатно-кремнистых образований в аллохтонных структурах Главного складчатого комплекса. Так, в миогеосинклинальных рифейских толщах Патомского нагорья, вовлеченных в надвиги, обнаружены своеобразные приразломные пелитоиды, нередко несущие рудную минерализацию «Сухоложского» типа [4].

В Приморском секторе верхнетриасовый олистостромовый комплекс выделен в пределах журавлевской свиты, отложения которой считались ранее, в связи со значительной дислоцированностью пород, древнейшими образованиями в районе (Восточно-Кавалеровский рудный район). В установленных конседиментационных надвигах поверхности сместителей смяты в складки вместе с толщами, которые они разграничивают, либо трансформированы в крутопадающие сдвиги. При изучении других районов Прибрежной зоны (Дальнегорского и Ольгинского) выявляется в целом общая картина: нагромождение разнородных по составу и строению шарьяжных пластин, покровов, с которыми парагенетически связаны олистостромы. Подобные образования объединены в единый тектоностратиграфический комплекс (мономаховская серия), содержащий разновозрастные и разнофациальные геологические образования с автохтонным и аллохтонным залеганиями. Авторы приходят к выводу о доскладчатом подовдно-оползневом образовании олистостромом совместно с тектоническим или тектоногравитационным скольжением покровов, устанавливается два уровня олистостромообразования — берриас-валанжинский и готеривальбский.

Упущением в методике изучения приразломных комплексов является, по-видимому, использование приемов структурно-вещественного парагенетического анализа. Отсюда следует, что так называемое флишевое переслаивание разнотернистых пород, среди которых появляются «прослой», «линзы», нередко «пятна» глинистых кремней, кремнистых аргиллитов и туфогенно-кремнистых пород, может вполне оказаться продуктом деструктивного метаморфизма, развившегося в шовной зоне приразломного смятия. В этом случае тектоностратиграфический комплекс оказался бы увязан с эпохами деформаций и тектонометаморфическими циклами. Обратим внимание на другую особенность этих толщ. Комплекс грубообломочных образований микститов обладает многими признаками, свойственными сопочным брекчиям грязевых вулканов [3, 7]. Для того, чтобы отличить грязевулканические брекчиеконгломераты от таковых тектонического происхождения, необходимы детальные исследования вещественного состава этих образований. Отсутствие такого материала в рецензируемой ра-

боте не позволяет безоговорочно согласиться с авторской концепцией происхождения микситов. Не исключено, что некоторая часть этих образований имеет газиво-вулканическое происхождение. Некоторые разновидности микситов обладают конвергентными признаками флюидно-эксплозивных (криповулканических) гальковых брекчий.

В свете сказанного представляется необходимым продолжение более глубокого и всестороннего исследования микситов с тем, чтобы вычленив из этой группы пород комплексы, имеющие не тектоническое (не гравитационно-тектоническое) происхождение.

В заключительном разделе книги приводится металлогенический анализ хаотических комплексов. В частности, сделан вывод о приуроченности вольфрамовых месторождений скарново-шеелитового типа в Центральном Сихотэ-Алине к раннемеловой олистостроме, свинцово-цинкового оруденения Восточного Сихотэ-Алиня — к известковым скарнам, развитым по телам известняков, слагающих аллохтонные пластины, олистолиты, глыбы известняковых брекчий в нижнемеловом олистостромовом комплексе. Высказывается представление о рудоконтролирующей роли хаотических комплексов в других участках региона, в частности, для полиметаллического, борного, магнетитового оруденения в Восточном Сихотэ-Алине, вольфрамового — в Центральном.

Несомненно, поставленная авторским коллективом проблема еще далека от своего окончательного решения. Основная причина — это слабая изученность тектонометасоматических комплексов, которые из-за псевдостратификации вполне могли быть не раскрыты и не найдены своего места в латеральной и вертикальной метаморфо-метасоматической зональности. Последняя во всех известных покровно-складчатых регионах, как правило, унаследует рудно-геохимическую и минерагеническую зональность, т. е. необходим системный подход в изучении регионов с надвиговыми структурами, в которых наряду с хаотическими комплексами должны рассматриваться ассоциирующие с ними дислокационно-метаморфические и гидротермально-метасоматические комплексы (парагенезисы). В разрезах тектонических пакетов Сихотэ-Алиня, особенно континентального склона, они узнаются, но вследствие конвергентности признаков тектонометасоматические образования, в равной мере как и тектониты, могут быть приняты часто за нормально-осадочные кварциты, аргиллизиты, кремнисто-глинистые отложения и т. д., а нередко, как показала практика прибайкальских геологов, выдаются за туфогенные и эффузивные порфирные породы (за счет ошибочного приня-

тия катакластов в тектонитах за порфирокласты). Псевдовулканиды приразломного смятия сопровождаются пропилитизацией, подобно той, которая характерна для молодых вулканических областей.

В монографии обобщены первые результаты по изучению покровно-складчатой тектоники и хаотических комплексов Сихотэ-Алиня, данная проблема требует дальнейшего исследования. В связи с этим следует подчеркнуть одну существенную сторону рассматриваемых в книге процессов, которая не затронута авторами.

В книге анализируется только механический аспект хаотического сгущивания обломочного материала, гравитационных и гравитационно-тектонических перемещений, формирования чешуйчатого-надвиговых сооружений, конседиментационных тектонических покровов и т. д. Более того, рудоконтролирующая и рудовмещающая роль хаотических комплексов обусловлена, по мнению авторов, только литологическими и физико-химическими особенностями этих образований. Изучение нами [2—4, 7] подобных образований в Забайкалье, на Сибирской платформе и в других регионах приводит к выводу, что в формировании олистостромовых сооружений и сопряженных конседиментационных тектонических покровов существенную роль играют синхронные вулканические, субвулканические и вулканоплутонические образования. Они проявляются в краевых частях грабеновых и троговых структур, сопровождаются формированием корневых систем покровов, используют разуплотненные зоны пород под экранирующими покрывками тектонических пластин. Выявление магматических образований и установление временной их связи с хаотическими комплексами представляет весьма трудную задачу, но анализировать материал в этом отношении необходимо. Совершенно очевидно, что кроме изучения тектоностратиграфических комплексов немаловажное значение имеет и выявление вулканоплутонической деятельности и связанного с ней оруденения.

Книга представляет большой интерес, и ознакомление с нею широкого круга геологов, работающих в «зонах сочленения» разнонаправленных блоков земной коры, позволит еще более продвинуться в понимании сложных геологических процессов, определяющих не только геологическое строение, но и особенности проявления магматических и рудных образований. Можно надеяться, что она будет стимулировать дальнейшие исследования хаотических комплексов, изучение их роли и значения в качестве индикаторов геодинамических процессов в земной коре и, возможно, мантии.

1. Врублевский А. А., Мельников Н. Г., Голозубов В. В. и др. Микститы Сихотэ-Алиньской складчатой системы / ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
2. Гладков В. Г., Гирс В. М. Покровно-чешуйчатая структура Патомского нагорья // Геология и геофизика.— 1989.— № 8.— С. 24—33.
3. Гладков В. Г., Татаринцов А. В., Томилов Б. В. Флюидно-кластогенное происхождение золотоносной грубообломочной толщи Байлейского грабена // Там же.— 1989.— № 5.— С. 42—49.
4. Лобанов М. П. Рудопосные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья // Там же.— 1976.— № 9.— С. 34—46.
5. Лобанов М. П., Романов И. А., Педяш Г. М. Эволюция метаморфизма Байкало-Муйского офиолитово-

- го пояса // Методика картирования метаморфических комплексов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980.— С. 116—123.
6. Лобанов М. П., Педяш Г. М. Тектониты (диафориты) и продукты их кислотного выщелачивания (метасоматиты)—определяющие факторы рудно-минералогической специализации разломов Прибайкалья // Эндогенные процессы и металлогения БАМ.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1983.— С. 78—92.
 7. Татаринцов А. В. Происхождение и металлогеническое значение конгломератов с «экзотической» галькой // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286, № 3.— С. 688—690.

ВостСибНИИГГиМС
Иркутск

Поступила в редакцию
7 июля 1989 г.

УДК 55(571.61/62) (092)

Е. А. Кириллов

ИССЛЕДОВАНИЯ Н. Г. МЕГЛИЦКОГО НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Кратко охарактеризованы основные результаты и условия проведения первых геологических экспедиций на Дальнем Востоке, проведенных в 1850 и

1851 гг. под руководством горного инженера Н. Г. Меглицкого.

Геологические («геогностические») исследования в начале пятидесятых годов прошлого века в пределах материковой части дальневосточной окраины России, проведенные под руководством русского горного инженера Николая Гавриловича Меглицкого (1825—1857), явились первыми целенаправленными работами профессионального уровня в этом регионе. Предшествовавшие им работы 1844 г. А. Ф. Миддендорфа носили характер общих статистических географических исследований, при которых геологические вопросы изучались попутно [21].

маршрутных топографических съемок в пограничной области на громадной территории к востоку от Байкала. Учитывая деликатность пограничного вопроса, все работы проводились с определенной осторожностью и носили секретный характер.

Ко времени переезда летом 1849 г. Н. Г. Меглицкого в Забайкалье, куда его пригласил для работы генерал-губернатор Восточной Сибири Н. Н. Муравьев, молодой инженер имел уже немалый опыт в горно-заводском деле, в геологических исследованиях и поисках на Алтае, где им были сделаны открытия золотоносных россыпей, принесшие ему известность. В год его прибытия в Иркутск там начала работать Забайкальская экспедиция от генерального штаба военного ведомства, возглавлявшаяся подполковником Н. Х. Ахте. Ее организация была в большей мере продиктована политическими мотивами — необходимостью уточнения южной границы с Китаем, которая по Нерчинскому трактату 1689 г. оставалась, как известно, весьма неопределенной на своем дальневосточном участке [3]. Одной из основных задач экспедиции являлось проведение

Другой задачей, определенной для экспедиции в основном генерал-губернатором, предусматривалось изучение «благонадежности» площадей Забайкалья и других территорий на «полезные металлы». Особое внимание предполагалось уделить так называемому «Удскому пространству», т. е. бассейну р. Уда и смежных к северу и к югу площадей. Для этих целей в состав экспедиции были назначены рабочие и горные инженеры Н. Г. Меглицкий и штабс-капитан М. И. Кованько. Однако к работам на этой площади они приступили лишь в 1851 г.

В 1849 г. Н. Г. Меглицкий изучал район Карийских приисков [14], а в 1850 г. ему было поручено осмотреть месторождение серебряно-свинцовых руд на р. Эндыбаль в Верхоянском хребте, для чего под его руководством была организована Верхоянская партия. Это была, по сути, первая экспедиция геологической направленности за пределами Забайкалья (см. рисунок).

Эндыбаль. Ниже приводится рассмотрение работ Верхоянской партии, основанное на отчете Н. Г. Меглицкого, опубликованном уже в 1851 г. в «Горном журнале» [15] и отдель-

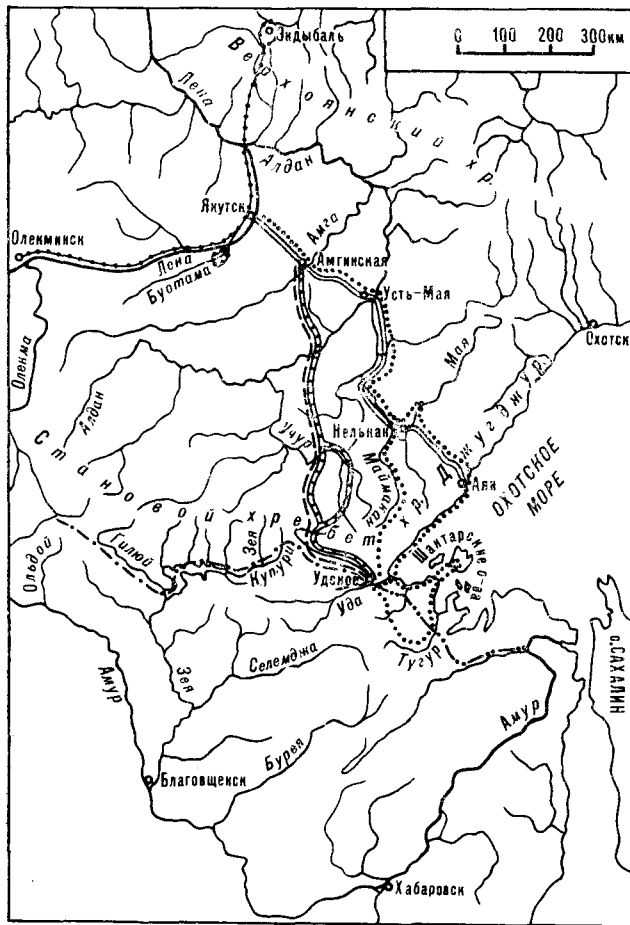


Схема основных маршрутов Н. Г. Меглицкого и участников его экспедиций 1850 и 1851 гг.

1—5 — маршруты: 1 — Н. Г. Меглицкого в 1850 г. (Верхоянская партия), 2—5 — Якутская экспедиция 1851 г., 2 — Н. Г. Меглицкого, 3 — М. И. Кованько, 4 — Л. Е. Шварца и А. Аргунова, 5 — С. В. Крутикова; 6—7 — почтовые тракты (вьючно-нартовые дороги и тропы): 6 — Алянский, 7 — Удской.

но на немецком языке в Санкт-Петербурге и Берлине [24, 25]. Отчет в настоящее время представляет лишь исторический интерес, но после своего опубликования он долгое время оставался практически единственным достоверным первоисточником по геологии Южного Верхоянья. Позднее на него ссылались другие исследователи [7, 22].

Отчет состоит из двух частей. В первой рассмотрен широкий круг вопросов по истории открытия месторождения, организации партии, прикладным и транспортным условиям, затронуты некоторые проблемы хозяйственно-экономического и горно-технического характера в районе, а также результаты работ, выполненных попутно при возвращении партии. Вторая часть отчета посвящена описанию особенностей геологии южной части Верхоянского хребта и Эндыбальского месторождения.

Касаясь стоявших перед Верхоянской партией задач, автор писал: «Целью поисковой партии, командированной весной текущего 1850 года, было: определение благонадежности месторождений серебристо-свинцовых руд на реке Эндыбале и осмотр Верхоянского хребта и тех частей Якутской области, которые при вышеприведенных занятиях могли быть исследованы попутно. Результаты этих занятий, решая вопрос о возможности разработки руд в Верхоянском хребте, в то же время должны были служить основанием к определению благонадежности осмотренной части области, и указать на меры, необходимые для дальнейшего исследования ее в горном отношении» [15, с. 141].

По материалам Якутского архива Н. Г. Меглицкий установил, что руды на Эндыбальских приисках были выявлены еще в 1756 г. местным жителем Т. П. Кычкиным. Но лишь в 1773 г. Нерчинской воеводской канцелярией на месторождение был командирован унтер-шихтмейстер Петр Метенев. В материалах отмечалось, что с этого года началось устройство «заводов», действовавших до 1779 г., когда работы были прекращены якобы ввиду разубоживания руд. О самом же характере работ в течение истекших пяти лет и их результатах какие-либо официальные сведения отсутствовали.

Сопоставляя еще до начала экспедиции все имевшиеся отрывочные данные, Н. Г. Меглицкий приходит к выводу, что «заводов» как таковых, т. е. производства, связанного с выплавкой металлов из руд, на Эндыбале скорее всего не существовало. Само название «заводы» видимо укоренилось у местного населения (а впоследствии и в официальных документах) в силу того, что на горных штольневых и различных вспомогательных (в том числе кузнечных) работах там было занято значительное количество рабочих, и для глухого, безлюдного и дикого края все эти работы выглядели весьма внушительно.

Заметим, что все предварительные предположения Н. Г. Меглицкого полностью подтвердились. По прибытии на место им были обнаружены лишь следы разведочных работ, несколько старых выработок — штолен, заполненных льдом (впоследствии их стали называть «екатерининскими штольнями»). Никакого самого примитивного металлургического производства там никогда не было, а по заключению Меглицкого, в силу отсутствия необходимых условий и топливно-сырьевых ресурсов и быть не могло. Однако заблуждение относительно Эндыбальских «заводов» укоренилось настолько, что даже в солидных современных изданиях встречаются ссылки на то, что в 1774—1779 гг. П. Метенев организовал плавку руд на месторождении Эндыбаль [5].

После необходимых приготовлений партия сплавила за четыре дня от Якутска по Лене и 9 июня прибыла к устью Алдана, откуда предстоял пеший переход через Верхоянский хребет.

Выступив в первой половине июня в путь и двигаясь в северо-восточном направлении, партия с первых шагов встретилась с большими трудностями уже при пересечении широкой (около 30 км) правобережной приустьевой части долины р. Алдан, представлявшей собой в это время года сплошное топкое болото, в котором увязали тяжело навьюченные лошади. Людям приходилось переносить тяжести на себе и проводить лошадей поодиночке. Этот небольшой отрезок пути занял семь суток.

В предгорьях Верхоянского хребта партия, продвигаясь по долинам рек Суордах, Байлык, Нера (Нуора), вышла к перевалу и на восточный склон хребта, спустилась в долину р. Аркачан близ устья его левого притока — Малого Эндыбала, относящихся уже к системе р. Яна. Затратив на переход почти три недели и преодолев немалые трудности (наледы, завалы, осыпи, отсутствие корма лошадям) партия 5 июля прибыла к месту назначения, пройдя от устья р. Алдан около 345 километров. Во время перехода не прекращались топографическая съемка, геологические наблюдения, по результатам которых составлены абрис маршрута и геологический разрез, приложенные к отчету. С использованием этих наблюдений в отчете приводится характеристика особенностей рельефа этой части Верхоянского хребта, описываются слагающие его осадочные породы и их взаимоотношения. Среди них на основе определения ископаемых остатков фауны и флоры в приводораздельных частях хребта Н. Г. Меглицким впервые выделяются породы каменноугольного возраста.

Значительная работа проделана им при осмотре Эндыбальского месторождения, где была проведена расчистка некоторых старых выработок, пройдены шурфы. Проведенные исследования позволили составить четкое представление о геологическом строении месторождения, характере залегания рудных жил и их минералогическом составе на различных горизонтах. Им установлено, что «...образование месторождений находится в прямой зависимости от выхода полевокаменного порфира через толщи глинистого сланца и сероваккового песчаника» [15, с. 155]. Кроме четырех известных рудных жил при ревизии месторождения выявлена еще одна — пятая. Однако, наиболее важный вывод касался того, что Эндыбальские прииски в целом оценивались «как вполне благонадежные» и что остановка работ в прошлом веке вызвана ошибочным заключением об убо-

гих содержаниях серебра на месторождении. Дело было в том, что рудознатцы прошлого не учли характера вертикальной минералогической зональности оруденения. Разведочные работы проводились ими только в верхней части месторождения, до уровня долины, и были направлены лишь на оценку оруденения небольшими штольными на нескольких близких горизонтах по простиранию жил, представленных в верхних частях преимущественно серным колчеданом. Богатые же серебряноцинковые руды можно было ожидать только на уровне дна долины, но в основном, как считал Н. Г. Меглицкий, ниже: «Спускаясь постепенно ниже, разведочные работы только приблизились к тому горизонту, на котором месторождения начинают оправдывать старания поисковой партии, но и здесь еще, кроме прожилков свинцового блеска и серного колчедана, не было ничего более» [15, с. 159].

Касаясь в отчете оценки рудоносности южной части Верхоянского хребта в целом, Н. Г. Меглицкий приходит к выводу об относительно больших перспективах его восточного склона, где больше развиты «огненные породы» — «полевокаменные порфиры», с которыми он связывает оруденение.

Следует подчеркнуть, что оценки и прогнозы Н. Г. Меглицкого в основе своей оказались верными, что было подтверждено последующими исследованиями, начиная с работ академика С. С. Смирнова в тридцатые годы. Месторождение Эндыбальское (Верхне-Эндыбальское), входящее в одноименный рудный узел, является одним из многих связанных с проявлениями кислого позднемезозойского магматизма перспективных полиметаллических месторождений Западно-Верхоянского рудного района [8].

После окончания работ на Эндыбальском месторождении Н. Г. Меглицкий выезжал еще для осмотра месторождений бурого железняка в 103 верстах выше г. Якутска по р. Лена, по правому ее притоку — р. Ботома (Буотама). Он подробно ознакомился с этими месторождениями, описал их, а также применяемые местными жителями способы добычи, обжига и выплавки из руд в небольших количествах чугунистого железа, предназначавшегося для хозяйственных нужд местного населения, привел некоторые экономические данные. Все эти сведения были для своего времени достаточно ценны, давая дополнительную возможность судить о перспективах хозяйственного развития отдаленного края.

Заключив все эти работы, партия 8 сентября отправилась из Якутска вверх по Лене в долгий обратный путь и 20 октября возвратилась в Иркутск.

Удское пространство. В 1851 г. основные си-

лы Забайкальской экспедиции были направлены на проведение полевых исследований в пределах Удского пространства (края). Еще в феврале из Нерчинского округа к Удскому острогу маршрутом по центральной части Станового хребта направился отряд топографа В. Е. Карликова. С наступлением весны из Якутска туда же по различным маршрутам вышли два горных отряда, возглавлявшиеся М. И. Кованько и Н. Г. Меглицким. Их маршруты предполагали геологическое изучение восточной части Станового хребта. Первый из них прошел через хребет по так называемому Удскому тракту — не обустроенной вьючной дороге, проходившей через верховья рек Алдан и Учур [23]. Второй облегченный отряд Н. Г. Меглицкого, пройдя до урочища Нелькан по Аянскому тракту, пересек хребет в труднодоступной его части в верховьях р. Маймакан. К середине июня оба отряда, а позднее — и отряд Карликова, прибыли в Удской острог.

В течение лета и осени из Удского острога отдельными отрядами и группами были выполнены различные по объему и значимости маршрутные исследования в пределах Удского края и смежных площадей, включая прилегающее побережье. В отношении познания геологии региона существенное значение имели лишь работы самого Н. Г. Меглицкого.

Был проведен короткий без описаний маршрут М. И. Кованько по долине р. Уда до устья р. Шевли. Известны маршруты других участников экспедиции — топографа С. В. Крутикова от р. Тугур к острогу, а также астронома Л. Е. Шварца и чертежника А. Аргунова через верховья р. Купури на р. Зея и др. (см. рисунок). В этих же маршрутах эпизодически выполнялись элементарные геологические наблюдения, отбирались образцы пород.

Н. Г. Меглицкий с небольшим отрядом, в который кроме него входили штейгер, топограф, рабочий и два проводника, провел маршрутные исследования в низовьях р. Уда, затем побывал на Шантарских островах, обследовав южную часть острова Большой Шантар, изучил междуречье Уда—Тугур, охватив площадь от верховьев р. Асыни до побережья, и побережье от устья р. Уда до порта Аян. При проведении этих маршрутов отряд испытал немало лишений и трудностей, граничивших иногда с чрезвычайными обстоятельствами. На обратном маршруте к Якутску по Аянскому тракту отряд пересек хребет Джугджур, исследовал площадь в верховьях р. Мая. Все маршруты сопровождались достаточно подробными описаниями Н. Г. Меглицкого особенностей геологии и геоморфологии, сборами образцов.

Собранные различными отрядами геологические материалы были систематизированы и

проанализированы Н. Г. Меглицким, который в мае 1853 г. составил общий отчет экспедиции, названной им «Якутской». К сожалению, в силу секретности работ Забайкальской экспедиции отчет не был опубликован. Более того, им не могли пользоваться и в рукописи другие исследователи, поскольку он был передан военному ведомству. Лишь сорок два года спустя, по прошествии многих лет после смерти автора, отчет был обнаружен в архивах генерального штаба. Однако несколько раньше все первичные материалы и описания Н. Г. Меглицкого по этим работам и около 900 образцов, хранившихся в фондах Горного института в Петербурге, были переданы академиком П. В. Еремеевым для подготовки к печати горному инженеру Н. П. Мельникову. Последним была проведена дополнительная систематизация материалов, написаны примечания, вводные разделы, текст очерков Н. Г. Меглицкого пополнен некоторыми записями из его дневников, а также описаниями пород по шлифам. В результате Н. П. Мельниковым была составлена сводная работа, названная им «Описание Якутской экспедиции (1851 года) покойного горного инженера Н. Г. Меглицкого» (в дальнейшем — «Описание»). Она и является в настоящее время основным источником сведений о геологических исследованиях экспедиции.

Первые две основные части «Описания» с очерками Меглицкого были опубликованы в 1893 г. [18, 19], а последняя, кратко характеризовавшая маршруты других участников экспедиции, — в 1895 г. [20]. Работе предпосланы предисловие академика Ф. Б. Шмидта, очерк воспоминаний о Н. Г. Меглицком горного инженера Ю. И. Эйхвальда.

Очевидно, в настоящее время нет необходимости в анализе или критическом рассмотрении материалов Н. Г. Меглицкого, которые в свое время безусловно сыграли важную пионерную роль. Отметим для примера лишь некоторые обобщения или выводы, подчеркивающие его приоритет в разработке отдельных вопросов.

Из его орографических обобщений важными для своего времени были данные о значительных различиях в характере склонов Станового хребта — более пологом и протяженным северном и относительно крутом и коротком южном. «Вследствие этого, — как он пишет, — идеальный разрез Станового хребта совпадает с континентальными профилями бессмертного Ал. ф. Гумбольда, в которых северные склоны азиатских гор вообще полого падают, южные же склоны, наоборот, крутые» [18, с. 152].

Много внимания уделено наблюдениям над береговой линией побережья, условиям формирования бухт, мысов, прибрежных островов. В частности, основываясь на своих наблюдениях по составу и залеганию пород на побережье

и на Шантарских островах, он опровергает мнение А. Ф. Миддендорфа [21] относительно того, что эти острова являются северо-западными «отпрысками курило-японской цепи гор», и однозначно указывает на их связь с материком. Поддерживая в примечании выводы Н. Г. Меглицкого по этому вопросу, Н. П. Мельников критикует взгляды А. Ф. Миддендорфа в более резкой форме и пишет, что «от известного академика можно требовать лучших сочинений и знаний» [19, с. 317].

Основной объем отчета составляют описания, касающиеся различных типов пород, их распространения, петрографических характеристик и взаимоотношений. В частности, Н. Г. Меглицкий попытался дать обобщенные характеристики палеозойских осадочных образований Ленского и Удского бассейнов, в первом приближении сопоставить породы этих районов. При этом он использует и свои наблюдения в Верхоянском хребте и по р. Лена в 1850 г.

Крупный раздел в отчете посвящен описанию изверженных пород Станового хребта. Из-за плохой обнаженности автор не смог установить взаимоотношений этих пород, но отмечает их распространение в осыпях.

Значительный интерес представляют взгляды Н. Г. Меглицкого на «благонадежность» изучавшихся площадей по «полезным металлам». Этому посвящен раздел «Заметки о рудоносности и шурфовках в Удском крае».

Наибольшие усилия были предприняты экспедицией в части оценки перспектив россыпной золотоносности. Шурфовка на золото проводилась в той или иной мере во всех отрядах. Однако сильные водопритоки, мерзлота, крупноглыбовые осыпи часто не позволяли проходить шурфы на необходимую глубину.

Оценивая в целом результаты работ на золото, автор пишет: «Поиски золотоносных россыпей в Удском пространстве, стоящих разработки, при всех усилиях были безуспешны» [19, с. 331]. При этом он отмечает и неблагоприятные природные условия, и рекогносцировочный характер работ на громадных площадях очень малыми силами. Все это, по мнению автора, в определенной мере объясняет отрицательные результаты и в бассейне р. Уда.

Однако, признаки золотоносности экспедицией Н. Г. Меглицкого все же были установлены, что для подобного рода работ, с учетом их пионерного характера, можно считать уже немалым достижением. Данные на этот счет были получены на сопредельной территории в верховьях р. Зея отрядом (партией) под руководством Л. Е. Шварца и А. Аргунова. Эти данные, хотя и весьма сдержанно и скромно оценивавшиеся самим Н. Г. Меглицким, позволили ему с определенным основанием говорить об относительных перспективах площадей для по-

становки в будущем поисковых работ: «Партия, отправленная с г. Шварцем через вершины р. Уди на вершины р. Зеи, была несколько счастливее, хотя и не сделала открытий. Из двух шурфов по р. Безымянной, впадающей с левой стороны в р. Купури, один только углублен на 17 четвертей и в нем найден на почве пласт толщиной в 1 и 1/2 аршина с признаками золота».

Хотя без сомнения эти слабые признаки золотоносности и не заслуживают особенного внимания, но они важны в том отношении, что встреченные уже на южном склоне хребта, обещают успех поисковым партиям, которые в Удском крае лишены исходного пункта и вообще основания для производства разведочных работ, соображаясь при этом с данными, собранными экспедицией» [19, с. 334].

Рассматривая далее перспективы южных склонов Станового хребта по золоту как более высокие, чем северных, он пишет и об их более доступном положении. Вместе с тем даже для них он подчеркивает большие трудности организации возможных работ: «Разведка Станового хребта от вершин реки Ольдой до верховьев р. Уди конечно заключала бы в себе пространство, на котором экспедицией были встречены на нескольких пунктах вполне благонадежные признаки золота, но трудность сообщения и недостаток населенности едва ли не будет препятствием, с трудом преодолеваемым уже одними разведочными партиями» [19, с. 335]. По мнению автора, наиболее доступен примыкающий к Нерчинскому округу отрезок полосы вдоль южных склонов хребта от р. Горбича до верховьев р. Ольдой, который «сопровождается в не очень значительном расстоянии долиною большой судоходной реки» [19, с. 335].

Н. Г. Меглицкий высказывает свои соображения и по геологическому обоснованию относительных перспектив северного и южного склонов хребта. Ссылаясь на установленные для районов Сибири закономерности, он пишет о том, что почти все известные там месторождения «...занимают полосу соприкосновения кристаллически-массивных пород со сланцами» [19, с. 335]. Как считает автор, на изучавшемся им северном склоне такая «полоса соприкосновения» перекрыта более поздними осадочными образованиями. В пределах же южного склона «...древнейшие образования не покрыты осадками, соответствующими образованиям Ленского бассейна», что косвенно и подтверждает мнение автора «...о большей благонадежности в практическом отношении южных горных систем» [19, с. 335].

Однако Н. Г. Меглицкий не считал возможным лишь на основе проведенных рекогносцировочных работ давать какие-либо окончатель-

ные выводы, хотя и рассматривал как обнадеживающие установленные признаки золотоносности. «Сведения о золотоносности обоих склонов Станового хребта,— писал он,— нельзя считать приговором; присутствие драгоценного металла позволяет нам надеяться на открытия россыпей» [19, с. 335].

Можно без преувеличения сказать, что данные экспедиции Н. Г. Меглицкого, его соображения и выводы о перспективах золотоносности послужили основой в дальнейшем определении основных направлений развития золотопоисковых работ в Приамурье. Очевидно, далеко не случайно, что через шесть лет именно в верховья р. Купури направится со своей партией первооткрыватель амурского золота горный инженер Н. П. Аносов, где им по р. Кинляняк будет выявлена первая золотоносная россыпь. Затем он пройдет маршрутом вдоль относительно более «благонадежных», по данным Н. Г. Меглицкого, южных склонов Станового хребта, а еще через год, следуя указаниям генерал-губернатора Н. Н. Муравьева о необходимости нахождения россыпей в минимальном удалении от р. Амур, направится в верховья р. Ольдой, где откроет богатейшие россыпи [1, 2, 9—12].

К сожалению, сам Н. Г. Меглицкий не сможет убедиться в правильности своих взглядов на перспективы золотоносности региона. В следующем после завершения Якутской экспедиции году он в связи с болезнью уедет из Забайкалья, а в 1858 г., когда Н. П. Аносовым будет открыта первая Кинлянякская россыпь, минует почти год со дня его кончины. И закономерно возникает вопрос — учитывал ли Н. П. Аносов в своих исследованиях данные предшественника? Ведь в Иркутск он приехал через год после отъезда оттуда Н. Г. Меглицкого, а отчет последнего, как отмечалось, остался не опубликованным и, находясь в архивах военного ведомства, был ему недоступен.

Положительно ответить на этот вопрос дают нам основание не только первые маршруты Н. П. Аносова, проведенные им на «благонадежных» площадях Н. Г. Меглицкого. Следует учитывать и то обстоятельство, что и Н. Г. Меглицкий, а после него и Н. П. Аносов имели статус чиновника особых поручений при генерал-губернаторе Н. Н. Муравьеве, который так или иначе следил за их работами, поскольку видел в развитии золотопромышленности Приамурья основу его скорейшего освоения [12]. И несомненно, что генерал-губернатор был достаточно осведомлен о результатах работ Н. Г. Меглицкого и не мог не известить о них Н. П. Аносова, отправляя через пять лет его с первой специальной поисковой партией в Приамурье. Но, очевидно, из тех же соображений секретности работ бывшей Забайкальской

экспедиции эти предшествующие исследования не упоминаются ни в известных официальных документах того периода, ни в опубликованных отчетах Н. П. Аносова [1, 2].

Таковы выводы Н. Г. Меглицкого в отчете относительно золотоносности северного Приамурья и те следствия, которые из них вытекают.

Заканчивая отчет и отмечая заслуги своих коллег по экспедиции, он писал: «В заключение, я считаю долгом сказать, что настоящая рекогносцировка, проведенная экспедицией, выходит из ряда обыкновенных поисковых партий, и что только неумоимое усердие нижних горных чинов могло доставить какие-либо результаты в площади, где, кроме особенно затруднительного исследования, зимней и летней непогоды и других препятствий, предстояло еще бороться с мерзлой почвой или сильным притоком воды, уничтожавших столько усилий» [19, с. 336].

*
* *

Рассматривая забайкальский период жизни Н. Г. Меглицкого, нельзя не отметить его исключительно высокой активности и в других областях научной деятельности. В частности, в это время он разработал оригинальную модель «барометра измерения высот Меглицкого», изучал вопросы распределения температур в недрах, проводил большую работу в Сибирском отделе Русского географического общества.

После окончания Якутской экспедиции, за выполнение которой Н. Г. Меглицкий был удостоен ордена и пожизненной прибавки годового оклада, он еще год проводит исследования в южном Прибайкалье. По их результатам публикует сначала на русском, затем на немецком языке одну из лучших своих работ [16, 26]; впоследствии некоторое время работает на Южном Урале, откуда уезжает на лечение за границу. В сентябре 1857 г. он скончался в г. Веймар в Германии от тяжелой формы ревматизма, полученного им во время его нелегких дальневосточных путешествий.

Написанные за короткий период творческой деятельности труды Н. Г. Меглицкого получили высокую оценку современников. Академик Петербургской Академии Наук Г. П. Гельмерсен и ее почетный член — первый директор Пулковской (Николаевской) обсерватории В. Я. Струве официально характеризовали их как «исключительные по своей многосложности и подробностям» [18, с. 113].

К сожалению, очень скудна литература о нем самом. В дореволюционных изданиях, кроме упоминавшихся кратких заметок, помещенных

в «Описании», других публикаций о Н. Г. Меглицком неизвестно. В изданиях советского периода, кроме реферативного обзора его публикаций по геологии в известном труде академика В. А. Обручева [22], даже в крупных сводных работах его фамилия в лучшем случае лишь упоминается в истории исследований [5, 6]. Единичные краткие заметки о нем можно найти в старых справочных изданиях и статьях краеведческого характера [4, 13, 17].

Отдавая должное настоящей статьей Николаю Гавриловичу Меглицкому как талантливому и разностороннему геологу-исследователю, хотелось бы, прежде всего, особо подчеркнуть его роль в пионерных работах на Дальнем Востоке. Ему он посвятил два года своей такой короткой, но исключительно насыщенной творческими исканиями жизни, оставив яркий след в истории геологического изучения региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аносов Н. П.* Отчет о действии Амурской поисковой партии в Приморской области за 1857 и 1858 гг. Статьи I—IV // Иркутские губернские новости.— 1860.— №№ 8, 12, 14, 16, 17.
2. *Аносов Н. П.* Отчет о действии поисковой партии в Амурской области. С картой, 8 рис. и табл. чертежей // Горный журнал.— 1861.— Т. 11, № 4.— С. 1—31.
3. *Беспрозванных Е. Л.* Приамурье в системе русско-китайских отношений. XVII—середина XIX вв.— Хабаровск: Кн. изд-во, 1986.
4. *Востриков Л.* Такая короткая, яркая жизнь // Тихоокеан. звезда.— 1986.— 1 февраля.
5. *Геология СССР, т. XVIII: Якутская АССР. Ч. II: Полезные ископаемые.*— М.: Недра, 1979.
6. *Геология СССР, т. XIX: Хабаровский край и Амурская область, ч. I: Геологическое описание.*— М.: Недра, 1966.
7. *Зимкин А. В.* История геологического изучения Верхоянья, Нижне-Индибирского края.— Якутск, 1971.
8. *Индолев Л. Н., Невойса Г. Г.* Серебросвинцовые месторождения Якутии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
9. *Кириллов Е. А.* У истоков амурского Эльдorado // Дальневосточный ученый.— 1989.— 19—25 апреля.
10. *Кириллов Е. А.* Золотой промысел Приамурья (к ретроспективе становления) // История исследования золотонности Приамурья: Тез. докл. конф. Амурск. отд. Всесоюз. минералогич. общества.— Благовещенск, 1989.— С. 10—12.
11. *Кириллов Е. А.* Начала металлогенического анализа в работах Н. П. Аносова // Там же.— С. 12—14.
12. *Кириллов Е. А.* У истоков золотого промысла // Тихоокеан. звезда.— 1989.— 1 августа.
13. *Кириллов Е. А.* Секретная экспедиция // Амурская правда.— 1989.— 10 октября.
14. *Меглицкий Н.* Выписка из рапорта начальнику экспедиции для исследования Забайкальского края // Горный журнал.— 1850.— Т. I, № 2.— С. 277—281.
15. *Меглицкий Н. Г.* Отчет действий Верхоянской поисковой партии в течении лета 1850 г. 2. Геогно-
- стический очерк Верхоянского хребта и описание месторождений серебристо-свинцовых руд на р. Эндыбале. С 4 чертежами // Горный журнал.— 1851.— Т. II, № 5.— С. 141—210.
16. *Меглицкий Н.* Отчет занятий за лето 1852 г. С таблицей (из 2 карт) // Там же.— 1855.— Т. II, № 4.— С. 1—78.
17. *Меглицкий Н. Г.* (о нем) Сибирская советская энциклопедия, Т. III.— Новосибирск, 1932.
18. *Мельников Н. П.* Описание Якутской экспедиции (1851 года) покойного горного инженера Меглицкого Н. Г., составленное по его отчетам, дневникам и коллекциям. Очерк I: Становой хребет и Удской край // Горный журнал.— 1893.— Т. III, № 7.— С. 141—159.
19. *Мельников Н. П.* То же. Очерк II: Побережье Охотского моря и Тугурский край // Там же.— Т. III, № 8.— С. 309—337.
20. *Мельников Н. П.* То же. Очерк III: Отчеты по разездам г. Кованько 3-го, Крутикова, А. Аргунова, Дудина и Пестрикова // Там же.— 1895.— Т. III, № 8.— С. 168—192.
21. *Миддендорф А. Ф.* Путешествие на север и Восток Сибири. Ч. I, вып. 2.— СПб., 1861.
22. *Обручев В. А.* История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 годы).— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
23. *Сафронов Ф. Г.* Тихоокеанские окна России.— Хабаровск: Кн. изд-во, 1988.
24. *Meglitzky N.* Geognostische Bemerkungen auf einer Reise in Ostsibirien im Jahre 1850 // Vehr. Russ. Miner. Ges. Jahrg., 1850.— 51.— S. 148—162.
25. *Meglitzky N.* Über eine im J. 1850 ausgeführte bergmannische Expedition in das Werchojaner Gebirge. Arch. f. wiss. Kunde v. Russland, ausgeg. v. A. Erman, XI, Berlin, 1852.— S. 292—336.
26. *Meglitzky N.* Geognostische Skizzen von Ost-Sibirien. I. Der Baikal und seine Umgebungen // Verh. Russ. Miner. Ges. Jahrg., 1855.— 56.— 1856.— S. 109—171.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
19 октября 1989 г.

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. Бо-рукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. А. Красилов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *В. В. Ревердатто*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*, *И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

Адреса редакций: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65
ИТыГ 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 *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *Г. И. Шведкина*, *И. А. Чернова*

Сдано в набор 09.04.90. Подписано к печати 11.07.90. МН-01268.
Формат 84×108/16. Бумага типографская № 2. Высокая печатать. Усл. печ. л. 12,6. Усл. фр.-отт. 13. Уч.-изд. л. 15.
Тираж 609 экз. Заказ № 143. Цена 1 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18,
4-я типография издательства «Наука, 630077 Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.

