

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ISSN 0207-40

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



5

1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.А. ШИЛО

Романовский Н.П. (зам. главного редактора), *Симаков К.В.* (зам. главного редактора), *Кириллова Г.Л.* (отв. секретарь), *Бакулин Ю.И.*, *Васильев Б.И.*, *Власов Г.М.*, *Врублевский А.А.*, *Лаврик Н.И.*, *Малышев Ю.Ф.*, *Моисеенко В.Г.*, *Попеко Л.И.*, *Равдоникас О.В.*, *Реввердатто В.В.*, *Сергеев К.Ф.*, *Сидоров А.А.*, *Сухов В.И.*, *Шарапов В.Н.*, *М. Хэлбути* (США), *А. Аоки* (Япония), *Чень Гоода* (КНР)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

В. Паттон (США), *Д. Грайбек* (США), *С. Портер* (США), *Я. Красон* (США), *М. Сесили* (Канада), *А. Пантелеев* (Канада), *Х. Окада* (Япония), *М. Шимазу* (Япония), *Т. Нозава* (Япония), *Лю Гуандин* (КНР), *Сунь Шу* (КНР), *Ки-хун Чанг* (Корея), *К. Крук* (Австралия), *Пан В.П.*, *Троян В.Б.*, *Гагиев В.Н.*, *Бедокуров Е.Н.*, *Ващилов Ю.Я.*, *Буряк В.А.*, *Сычев П.М.*, *Красный М.Л.*, *Некрасов И.Я.*

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТиГ ДВО РАН. Тел. 21-08-59
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО "Наука". Сибирская издательская фирма. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*
Мл. редактор *М.А. Языкова*
Художественный редактор *Л.В. Матвеева*
Технический редактор *Н.М. Остроумова*
Оператор электронной верстки *Л.В. Ермоленко*

Сдано в набор 13.06.94. Подписано к печати 20.09.94. Формат 70x108 1/16. Офсетная печать. Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 227 экз. Заказ № 175.

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

Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.
Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ—ОКТАБРЬ

№ 5, 1994

СОДЕРЖАНИЕ

Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит, некоторые геологические проблемы	3
Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Хершберг Л.Б., Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Мечетин А.В. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения	17
Рейснер Г.И., Попова А.К., Чичагов В.П. Современная эндогенная обстановка впадин внутренних и окраинных морей	38
Беляева Г.В., Е Тянь, Юань Кесин, Сюй Аньдун. Нижний кембрий севера платформы Янцзы: расчленение и корреляция по археоциатам с разрезами юго-восточной России	48
Олейник Ю.Н., Рязанцева М.Д. Раннемеловой магматизм в восточном обрамлении Ханкайского массива	59
Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Герасимов Н.С. Место и особенности генезиса пурильских гранитоидов в составе мяо-чанской оловоносной серии Дальнего Востока	66
Руб М.Г., Баскина В.А., Руб А.К. Геохимические особенности фаялитсодержащих граносиенит-порфиоров Усть-Микулинского штока (Центральный Сихотэ-Алинь)	73
Ромашкин А.И. Магматизм Ингилийского района как показатель позднпротерозойского рифтогенеза на юго-востоке Сибирской платформы	82
Афанасов М.Н., Степанов В.А. Рудоконтролирующая роль позднедокембрийских поверхностей несогласий в структуре складчатых областей палеозоя (Приамурье)	92
Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Принципы регионального прогноза золотого оруденения Дальнего Востока	98
Раткин В.В., Шпикерман В.И. Урультунское стратиформное флюорит-свинцово-цинковое месторождение на Колыме: соотношение осадочных и гидротермальных процессов формирования руд	106
Коростелев П.Г., Демашов С.Б., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Синяков Е.Я. Топазовые грейзены Хинганского месторождения	117
Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Соляник А.Н., Худоложкин В.О. О роли фосфора в магматических расплавах и природе апатитоносных базитов	125
Морин А.О. Возраст, кинематика и амплитуда Прибрежного разлома (Западное Приохотье)	133
Капун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы	141

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Резанов И.А. Капитальная сводка по геологии Тихоокеанской впадины	154
Михайлов В.А. К вопросу о выделении новых стратиграфических единиц в меловых образованиях Приморского края	156

НЕКРОЛОГ

Николай Иванович Лаврик (10.01.1929—28.06.1994)

GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

SEPTEMBER—OKTOBER

N 5, 1994

CONTENTS

Vlasov G.M. The Pacific Ocean: deep-sea drilling results and plate tectonics, some geological problems	3
Govorov I.N., Shkolnik E.L., Melnikov M.Ye., Khersberg L.B., Volokhin Yu.G., Vasilev B.I., Mechetin A.V. The complex deposits of phosphorites and cobalt-manganese crusts of the West Pacific (location conditions, mineral-chemical composition, distribution on the sea floor)	17
Reisner G.I., Popova A.K., Chichagov V.P. The estimation of modern endogenous state within the basins of interior and marginal seas	38
Belyaeva G.V., Yhe Tian, Yu. Kexing, Xu Andong. Lower Cambrian of the North Yangtze platform: division and correlation on archaeocyateans with south-eastern Russia's sections	48
Oleinik Yu.N., Ryazantseva M.D. Early Cretaceous magmatism of the eastern part of Khanka massif	59
Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A., Gerasimov N.S. The position and peculiarities of genesis of Purilsk granitoids within the Myao-Chansk tin-bearing series of the Far East	66
Rub M.G., Baskina V.A., Rub A.K. Geochemical features of fayalite-bearing granosyenite-porphyrries of Ust'Mikulinsk intrusive (Central Sikhote-Alin)	73
Romashkin A.I. Magmatism of Ingiliisk region as an indicator of the Late Proterozoic riftogenesis of the south-eastern part of the Siberian platform	82
Afanasov M.N., Stepanov V.A. Ore-controlling role of unconformities' Late Precambrian surfaces in Paleozoic fold areas	92
Eirish L.V., Moiseenko V.G. The principles of regional forecast of the Far East gold metallization	98
Ratkin V.V., Shpikerman V.I. Urultunsk fluorite-lead-zinc stratiform deposit in Kolyma region: correlation of sedimentary and hydrothermal processes of ore formation	106
Korostelev P.G., Demashov S.B., Kokorin A.M., Kokorina D.K., Sinyakov Ye.Ya. Topaz greysens of the Khingan deposit	117
Zimin S.S., Lennikov A.M., Oktyabrsky R.A., Solyanik A.N., Khudolozhkin V.O. About phosphorous role in magmatic melts, and the nature of apatite-bearing basites	125
Morin A.O. The age, kinematics, and amplitude of the Pribrezhny fault (West Priokhotie)	133
Kapfun V.B. The results of magnetotelluric soundings within the western part of the Sikhote-Alin fold system	141

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Rezanov I.A. The summary of the geology of the Pacific basin	154
Mikhailov V.A. The problems of distinguishing new stratigraphic units in the Cretaceous assemblages, Primorie Territory	156

NECROLOGY

Nikolai Ivanovich Lavrik (10.01.1929—28.06.1994)	
--	--

УДК 551.46.35

Автор посвящает эту статью светлой памяти
Юрия Александровича Косыгина*Г.М. Власов***ТИХИЙ ОКЕАН: ИТОГИ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ
И ТЕКТОНИКА ПЛИТ,
НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ**

Глубоководное бурение, выполненное по международным проектам в Тихом океане, показало отсутствие там проявлений процесса субдукции. К такому же выводу привели геофизические исследования желобов (многоканальное сейсмическое профилирование и др.). Уточнение представлений о морфологии и геологии срединно-океанических хребтов установило невозможность формирования в них крупных прочных литосферных плит и перемещения подобных плит до зон предполагаемой субдукции. В статье названы причины, не позволяющие предполагать нахождение в Тихом океане сколько-нибудь значительных проявлений континентальной коры. Показана противоречивость мнений о соотношениях внешних и внутренних дуг океана. Приведены доводы за то, что комплекс этих дуг отражает общий позднемеловой-кайнозойский геосинклинально-орогенный цикл. Обращено внимание на возможность проявления в Тихом океане плюмовой (диапировой) тектоники. Высказано согласие с мнением И.Н. Говорова о Тихом океане как о площади с реликтами первичной базальтовой коры лунной стадии развития Земли. В заключение даны соображения о первоочередных задачах исследований геологии ложа океана и о необходимости принципиального изменения интерпретации полученных по океану материалов, которая раньше диктовалась с позиций тектоники плит.

Недавно вышла из печати монография Б.И. Васильева с порайонным описанием геологии Тихого океана [7]. Автор — опытный геолог, много лет составлявший геологические карты на континенте, успешно применил методы геологического картирования к подводным структурам океана. В результате получилась строго документированная работа, правда, со спорными выводами.

У Б.И. Васильева были предшественники — авторы монографий о геологии Тихого океана, так же, как и Б.И. Васильев, бережно относившиеся к геологическим фактам, признававшие приоритет этих фактов по отношению к геофизическим построениям. Среди них: Г.У. Менард (1966) [30], Ю.М. Пушаровский (1972) [34], А.А. Пронин (1977) [33], Е.М. Рудич (1981) [38], В.В. Белоусов (1982) [3], В.И. Головинский (1985) [19], Ф. Везель (1986) [72], Г.Б. Удинцев (1987) [41], И.Н. Говоров с соавторами (1991) [24] и др.

Огромный, до сих пор еще полностью не освоенный фактический материал дало глубоководное бурение по международным проектам. Одной из задач этих работ была проверка достоверности тектоники плит. С этих позиций и рассматриваются в настоящей статье полученные бурением материалы. Кроме того, ряд обстоятельств (разноречивость высказывания авторов монографий о происхождении структур океана, недоучет при этом некоторых важных особенностей геологии окружающих океан континентов, различия мнений о взаимоотношениях внешних и внутренних островных дуг и др.) побуждают к анализу и обсуждению некоторых «океанических» и более общих геологических проблем.

Конечно, прежде всего следует решить вопрос о целесообразности или нецелесообразности рассмотрения этих проблем на базе представлений тектоники плит. Что показывают новые факты в отношении достоверности этой гипотезы? Поставить такой вопрос необходимо, поскольку нередкие утверж-

дения о том, что океаническое бурение подтвердило тектонику плит, по мнению автора этой статьи и многих других, являются необъективными.

I. Итоги глубоководного бурения и тектоника плит

Бурение глубоководных скважин по поперечным профилям было осуществлено на Японском, Марианском и двух Центрально-Американских желобах. Курило-Камчатский, Алеутский, Перуано-Чилийский и Вашингтон-Орегонский желоба исследовались преимущественно сейсмическими методами (многоканальное сейсмическое профилирование и др.). Большое число скважин было пройдено в главных тихоокеанских впадинах [57].

Работами выяснилось отсутствие в желобах аккреционных призм — показателей привноса литосферными плитами океанических осадков и их субдукции. Осадочный материал в желобах оказался местного, островодужного происхождения. Осадки залегают горизонтально и в нормальной стратиграфической последовательности. Лишь на относительно крутых островодужных склонах их отложение осложнялось оползнями. Какие-либо геохимические признаки переплавления океанических осадков и базальтов срединно-океанических хребтов в вулканических продуктах островных дуг отсутствуют [7].

Глубоководные желоба Тихого океана оказались очень сходными по структуре отложенных в них осадков. На полого залегающих слоистых позднемезозойских и кайнозойских пелагических осадках несогласно лежит клин турбидитовых отложений, представляющих осадочные образования желобов. Формирование турбидитов продолжалось около миллиона лет, что определяет очень молодой, позднеплейстоценовый возраст желобов.

Многочисленные сбросы указывают на условия растяжения в желобах. Многие желоба имеют блоковую структуру (Японский, Курило-Камчатский, Марианский и др.), что делает невозможной субдукцию в них. Поздненеогеновая тектоническая обстановка в Тихом океане (погружение блоков ложа, образование рифтов, "обрушение" окраинных морей и др.) также говорит об общих условиях растяжения в это время [29, 72].

Все это доказывает отсутствие субдукции, что подтверждается и сейсмическими исследованиями [1]. Первоначально за верхнюю поверхность опускающейся океанической плиты принимались отражающие горизонты пелагической толщи. Позднее выяснилось, что это слои плотных пород (кремнистые сланцы и др.), не имеющие отношения к субдукции [44, 46].

Почему же сторонники тектоники плит до сих пор продолжают защищать существование субдукции? Причины этого хорошо характеризуются в двух цитатах. "Начало глубоководного бурения (1968 г.) совпало с публикацией в США первых работ по тектонике плит. И все планирование буровых работ и оценка их результатов проводились только с позиций этой концепции, точнее с позиций ее подтверждения" [35. С. 142]. "Жизненно важная для концепции тектоники плит роль субдукции заставляет сторонников этой концепции искать и находить признаки существования аккреционных призм, слагаемых океаническими осадками, или объяснить теми или иными причинами их отсутствие" [41. С. 215]. Насколько нереальные, нередко фантастические предположения высказываются при этом, можно иллюстрировать примером. Местный характер осадков желобов Н.А. Богданов [6] объясняет тем, что перемещение дуг в сторону океана происходило быстрее, чем погружение под них океанической плиты. А оползневый характер приостровных склонов желобов интерпретируется как скупивание осадков в зонах сжатия. Отсутствие у желобов аккреционных призм объясняется им сменой периода аккреции (скупивания) эпохой тектонической эрозии.

Рисуемые тектоникой плит условия зарождения и движения литосферных плит от осевых частей срединно-океанических хребтов также не подтверждаются фактами. Изучение срединно-океанических хребтов выявляет все большую их морфологическую и геологическую сложность, существование продольной и поперечной неоднородности. Состав магматических

пород в хребтах оказался разнообразнее, чем предполагалось ранее. Возникает вопрос об искусственности объединения в единый срединно-океанический хребет сложной линейной системы поднятий восточной и южной частей Тихого океана [19]. В осевых частях хребта преобладают сбросовые движения по нормальным, крутопадающим разломам. Продукты гидротермальной деятельности практически неизвестны в базальтовых толщах за пределами современных рифтовых зон, что не согласуется с представлениями о конвейерном разное движущимися плитами коры, формирующейся в рифтовых зонах [41]. Рельеф ложа океана значительно отличается от рассчитанного тектоникой плит профиля по предполагаемому направлению движения литосферных плит.

Океанические котловины и впадины окраинных морей образовывались вследствие опускания блоков земной коры. Разрезы скважин свидетельствуют о быстрых дифференцированных опусканиях дна, а не о медленном погружении литосферной плиты от срединно-океанического хребта [73].

Линейные магнитные аномалии невыдержаны, в ряде случаев они показывают возраст, значительно отличающийся от "абсолютного" возраста пород, вскрытых в расположенных рядом скважинах. В западной части океана магнитные аномалии не линейные, а преимущественно мозаичные [41].

Предполагаемая тектоникой плит миграция вулканических процессов во времени вдоль островной гряды Лайн вследствие прохождения движущейся плиты над "горячей точкой" не подтвердилась [7]. Магматизм Гавайского и Императорского хребтов также связан преимущественно с сравнительно неглубокими местными очагами [22].

Значительные горизонтальные перемещения крупных площадей Тихоокеанского пояса маловероятны. "Длительно существующий Тихоокеанский пояс, по крайней мере с позднего докембрия, устойчиво связывает воедино Евразию, Австралию, Антарктиду, Южную и Северную Америки, исключая тем самым значительные горизонтальные перемещения этих континентов относительно друг друга" [7, ч. 2. С. 208].

Все авторы монографий о Тихом океане, перечисленные в начале этой статьи, единодушно отрицают реальность процесса субдукции и обоснованность связанных с ним представлений сторонников тектоники плит.

Один из первых исследователей Тихого океана Г.У. Менард [30] считал маловероятной миграцию континентов, так как по периферии Тихого океана протягиваются палеозойские и мезозойские орогенические пояса. Анализируя морфологию глубоководных желобов, он сделал вывод о связи рельефа желобов скорее с растяжением, чем со сжатием.

Ю.М. Пушаровский [35] допускает горизонтальные перемещения сиалического и мафического материала в глубинных процессах, но возражает против механистических представлений тектоники плит. "Тектоническая наука будет очень медленно развиваться, если ее подчинить какому-то единому набору догм" [34. С. 11]. Вполне созвучно этому высказывание Г.Б. Удинцева [41] о том, что нельзя допускать возрастания противоречий между рабочей концепцией и наблюдаемыми фактами. В таких случаях надо менять негодную концепцию на другую.

Эмоционально реагирует на попытки сторонников тектоники плит защитить субдукцию Б.И. Васильев [7, ч. 2. С. 185]: "Можно со всей ответственностью утверждать, что до настоящего времени, несмотря на огромные усилия сторонников тектоники плит, нет ни одного фактического доказательства этого процесса. Наоборот, все имеющиеся факты свидетельствуют о том, что субдукции вообще не существует". И далее [Там же. С. 205]: "К сожалению, гипотеза плитотектоники в два последних десятилетия превратилась в фетиш и это стало подлинной трагедией современной геологии". "Основной ущерб, который наносит плитотектоника геологической науке, заключается в том, что она воспитала поколение геологов, свято верящих в ее постулаты и совершенно не знающих, не признающих никаких других интерпретаций геологических и геофизических данных". Последнее положение обсуждалось на конференции в Техасе, США [64].

Можно согласиться со всеми высказываемыми Б.И. Васильевым претензиями к тектонике плит и понять его беспокойство. Уже известны многие примеры того, что тектоника плит "глушит" новые интересные научные направления. Несколько успокаивает происходящий в настоящее время "отход" многих геологов от ортодоксальной тектоники плит [12]. Показательно в этом отношении высказывание А.Я. Шараськина [43. С. 136]: "Попытки всестороннего анализа затронутых вопросов убеждают в том, что субдукция океанских плит на глубину до 700 км — процесс скорее проблематичный, чем само собой разумеющийся... заметную, а может быть, даже ведущую роль при этом могут играть глубинные импульсы вещества и энергии, проводниками которых в верхние горизонты являются зоны Заварицкого—Беньюффа". Следует заметить, что А.Я. Шараськин долгое время "примерял" к субдукции различные модели, но, по-видимому, решил "сложить оружие". Пример, достойный подражания!

Второе положительное обстоятельство, позволяющее надеяться на быстрый спад интереса к тектонике плит, — появление достаточно убедительных альтернатив ей. Образование Мировой рифтовой системы, например, проще, чем конвекцией, объясняется глобальным растяжением коры при малом увеличении размера Земли [60]. Все настойчивее проявляется тенденция учета в геотектонике динамики Земли как планетного тела. Не вызывает сомнений выход в ближайшее время на передовые позиции геотектонической науки гипотезы мантийных плюмов и диапиров, "ассимилировать" которую тектонике плит уже не удастся — слишком велики и принципиальны различия между ними [11, 14].

II. Некоторые геологические проблемы

Из предыдущего ясно, что основываться при исследованиях Тихого океана на концепциях тектоники плит нецелесообразно. Надо реалистично оценивать факты, не прибегая к фантазии и необоснованным представлениям.

Главной проблемой для Тихого океана является его доюрская геологическая история. Почему, несмотря на ряд косвенных признаков существования этого океана по крайней мере с позднего докембрия, полученный буровыми скважинами разрез его донных отложений не содержит палеонтологически охарактеризованных образований древнее юры?

В данной статье предлагается вариант подхода к решению проблемы, исходя из вещественного состава пород ложа океана и островных дуг. При анализе последовательно рассмотрены некоторые частные вопросы, имеющие отношение к этой общей проблеме.

Доля участия континентальной коры в сложении ложа Тихого океана. По этому вопросу суждения весьма различны. Одни авторы вообще отрицают нахождение континентальной коры в ложе океана [34]. Другие предполагают там широкое ее распространение [7, 45]. Высказываются и крайние мнения, что на месте Тихого океана находился континент, впоследствии подвергшийся процессу океанизации [36].

По мнению автора настоящей статьи, нет оснований предполагать нахождение в Тихом океане сколько-нибудь значительных проявлений континентальной коры. Такое убеждение основывается на следующих фактах:

1. Крайняя редкость и незначительные площади выявленных в Тихом океане участков с сиалическими породами при огромной массе в ложе океана базитов и ультрабазитов.

2. Небольшая мощность, по геофизическим данным, земной коры в котловине Тихого океана, обычно не превышающая 10 км.

3. Вскрытие большинством достаточно глубоких скважин в Тихом океане базальтоидных и ультраосновных пород, часто серпентинизированных, иногда с анортозитовым уклоном.

4. Большинство мезо-кайнозойских и палеозойских эвгеосинклиналией на периферии Тихого океана являются энсиматическими ("талассогеосинклинали", развившиеся, по общему мнению, на океанической коре [5]).

5. Исследователями [32] доказано образование на некоторых тихоокеанских островах кислых вулканитов и гранитоидов за счет базальтоидной магмы. Т.И. Фролова и др. [42] также считают, что подавляющая часть кислых пород островных дуг образовалась в результате эволюции мантийных базальтовых расплавов.

6. Представления о преимущественно древней кратонизации земной коры, о невозможности образования в фанерозое больших масс кислых и средних по составу пород за счет дифференциации базальтовой магмы [47] не имеют достаточных оснований. Геосинклинально-орогенный процесс и в фанерозое направлен, прежде всего, на преобразование больших масс мантийных магм в средне-кислые по составу породы.

7. Необоснованность выделения [47] мафической континентальной коры, якобы широко распространенной в районах развития островодужных систем и, в частности, на Восточной Камчатке. Геологические и геофизические исследования показали распространение на Восточной Камчатке типичной океанической коры.

8. Частые проявления в ложе Тихого океана и на его периферии, а также и в островных дугах, высокомагнезиальных вулканитов (бониниты, марианиты, пикриты и др.). По находке на Восточном Сахалине бонинитов Г.И. Говоров [23] сделал заключение о развитии Восточно-Сахалинской геосинклинали на океанической коре.

9. На примере освоения медно-порфировых месторождений известно, что промышленная золотоносность руд подобных месторождений проявляется лишь в энзиматических структурах. Этому обязан своим существованием большой эпитимный потенциал островных дуг Восточной Азии (Филиппины, Новая Гвинея, Калимантан и др.).

10. Многие предположения о нахождении под теми или иными структурами сиалической коры возникали вследствие неверного объяснения повышенной калиевой щелочности базальтов. В таких случаях не учитывалось богатство калием мантии, особенно на глубоких ее уровнях.

11. Обломки кремнистых сланцев, роговиков, диабазов и др., поднятые драгами со дна океана к востоку от Большой Курильской дуги и связываемые [7] с метаморфическим фундаментом, могут представлять обломочный материал позднемеловых эвгеосинклинальных пород. Крупные шtuфы позднемеловых кремнистых сланцев, привезенные нами с Восточной Камчатки, неизменно признавались уральскими геологами за "типичный палеозой Урала". Между тем, на обратной стороне этих шtuфов были отпечатки позднемеловых иноцерамов.

12. Не всегда учитываются интенсивные биметасоматические и приконтактовые процессы, происходящие в позднемезозойских базит-гипербазитовых толщах офиолитовой ассоциации с активным участием глубинных флюидов. Эти процессы вызывают, помимо серпентинизации и зеленокаменных изменений пород, образование метаморфических сланцев (амфиболовых с гранатом, актинолит-диопсид-тремолитовых, магнезиально- и эпидот-хлоритовых и др.), трудно отличимых от древних метаморфических пород [39, 73]. И.Н. Тарарин и Г.П. Пономарев [24], описавшие дражные обломки "метаморфических пород", отмечают, что они встречаются редко и составляют ничтожную долю среди драгированного материала. Эти исследователи не исключают происхождения части "метаморфических" пород за счет контактового метаморфизма.

Таким образом, общий фон относительно глубоких горизонтов донных пород Тихого океана явно гипербазит-базитовый и нет серьезных причин предполагать нахождение в его пределах "гранитного" слоя, или отстаивать былое распространение на всей площади океана континентальной коры, в последующем, при океанизации, замещенной основными и ультраосновными породами. Для отдельных океанических впадин, в частности окраинных морей, такой процесс можно допустить [3].

Специфична северо-восточная часть океана, где бурением устанавливается трансгрессивное налегание позднемезозойских и кайнозойских отложений на сушу (возможно — континент?).

Соотношения внешних и внутренних островных дуг Тихого океана. Многие исследователи: Е.М. Рудич [38], Б.И. Васильев [7], М. Минато [31] и др., следуя В.В. Белоусову, считают островные дуги, выраженные гирляндами островов, структурами, возникшими лишь в неогене и не имеющими геосинклинальной предыстории. Другие авторы [2] относят их к особым "андезитовым" геосинклиналям, развившимся в миоцене вне связи с эвгеосинклинальными системами. В обоих случаях не принимается во внимание, что большинство островных дуг — двойные и внешние ("невулканические") дуги, более выступающие в океан, сложены обычно поздне меловыми и палеогеновыми образованиями. В них, помимо туфогенного флиша, содержатся базиты и ультрабазиты, они характеризуются положительными гравиметрическими и магнитными аномалиями. Разрезы же внутренних ("вулканических") дуг чаще начинаются с миоцена или олигоцена (реже с эоцена). В них распространены, наряду с базальтами, дациты, андезиты, контрастные известково-щелочные серии, многочисленные интрузивные тела плагиигранитов, диоритов, гранодиоритов. Таким образом, разрезы внутренних дуг как бы продолжают вверх разрезы дуг внешних. Примерами являются протягивающаяся вдоль восточного берега Камчатки поздне меловая—эоценовая ветловская зона (внешняя дуга) и параллельная ей олигоцен-неогеновая вулканическая зона Центральной Камчатки (внутренняя дуга) [69].

Главное внимание исследователи всегда уделяли внутренним дугам. В силу ряда обстоятельств внешние дуги остались плохо изученными: эти дуги неудачно были названы "невулканическими", и вулканологи (да и петрологи) решили, что им на них нечего делать; сильная дислоцированность пород, частая блоковая структура затрудняли определение соотношений между породами; поздне меловые и палеогеновые образования внешних дуг обычно в той или иной степени изменены автометаморфическими процессами, поэтому эти породы часто фигурируют как "древние", "выступы фундамента" и др.; противоположность поднимающимся внутренним дугам, внешние дуги испытывают погружение, и многие из них сейчас проявляются лишь подводными хребтами и террасами; внешние дуги считались, без достаточных оснований, малоперспективными в отношении руд металлов; существование внешних дуг "замалчивалось" тектоникой плит, так как эти структуры являются непреодолимым препятствием предполагаемому движению литосферных плит к месту субдукции.

Соотношения между внешними и внутренними дугами остались недостаточно выясненными. Поэтому работы, в которых комплекс этих дуг и междугового прогиба рассматривался как отражение общего поздне мелового—кайнозойского геосинклинально-орогенного цикла [8, 16, 17], вызывали недоверие. Оппоненты — В.К. Ротман и А.Д. Щеглов [37] — указывали, что между верхним мелом и кайнозойем имеется несогласие, в толщах дуг нет спилитов, обычных для геосинклиналей, верхний мел формировался в рифтах, а не в геосинклиналях. Складчатость его слишком слабая для эвгеосинклиналей. Поэтому они высказали следующее "компромиссное" решение [37. С. 593]: "Периокеанические дуги образуются последовательно в две стадии. Их субстратом служат базитовые комплексы часто щелочного состава, образующиеся в условиях рифтового режима (первая стадия). Вторая стадия формирования дуг этого типа характеризуется широким спектром магматических пород, ... несогласно залегающих на вулканиках первой стадии".

Фактически, однако, отмечаются более тесные связи между образованиями этих двух "стадий". По сделанному В.К. Ротманом [37] анализу материалов Дж. Пирса (1982 г.), в кайнозойских вулканиках внутренних дуг Тихого океана выявляется ассоциация пород, тождественных верхнемеловым вулканикам. Особенности этой ассоциации — повышенное содержание калия, что сближает ее породы с шощонитами, и магния, что обуславливает появление пикритов. В немногих работах, где одинаковое внимание уделено образованиям внешних и внутренних дуг, также подчеркиваются многие черты сходства их пород. Так, по заключению

В.К. Гаврилова и Н.А. Соловьевой: "Верхнемеловые отложения Малых Курил и неогеновые отложения Большой Курильской группы относятся к одному и тому же типу формаций, образование их происходило в сходных тектонических и физико-географических условиях" [18. С. 148]. Существенно замечание авторов, что при наличии на Малых Курилах спилито-диабазовой формации там интенсивно проявляется и известково-щелочной магматизм.

Вопрос о несогласии между мелом и палеоценом сложный, его нельзя пренебрегать ссылаясь на ларамийскую складчатость. Структура отложений междуговых прогибов, покрытых водами океана, недостаточно ясна, данные по различным регионам противоречивы. Непрерывное пластование верхнемеловых и палеоценовых отложений в Тихоокеанском регионе наблюдается в поясе Симанто, Япония, на о. Тайвань, на Филиппинах, Северном Калимантане, в Новой Гвинее (район Папуа) и др. Палеонтолог Т.Г. Калишевич (1960 г.) доказывала согласное залегание палеогена на мелу в некоторых районах Сахалина. Тщательные исследования в Карибском районе и в Мексике [58, 68], где двойные островные дуги также сложены верхнемеловыми и кайнозойскими породами, показали, что в одних местах между верхним мелом и палеоценом имеется полное согласие (район Mimbral), в других наблюдаются многочисленные, но очень мелкие несогласия, проявляющиеся как в верхах маастрихта, так и в залегающем на нем палеоцене. Полагают, что эти несогласия связаны с эвстатическими колебаниями уровня океана или с изменениями направлений течений.

По-видимому, позднемеловое — палеоценовое несогласие связано, прежде всего, с мощным магматизмом в конце мела, местами захватившим во времени и часть палеоцена. Вдали от вулканических зон в спокойных бассейнах отложение осадков непрерывно продолжалось в мелу и в палеоцене, иногда отражая отдаленные вулканические процессы формированием черных сланцев с "кладбищами" меловых моллюсков. Некоторые горизонты таких сланцев имеют глобальное распространение [56].

Все эти факты согласуются с существованием верхнемелового — кайнозойского комплекса Средиземноморья [9]. На тектонической карте Евразии (1966 г.) отложения верхнего мела, палеоцена и эоцена объединены в верхний подъярус альпид.

Спилиты, вопреки замечанию [37], хорошо представлены во внешних дугах. "Прорыв" в изучении структур внешних дуг на периферии Тихого океана сделан лишь недавно исследователями Р.М. Юрковой [48, 49] на Корякском хребте, Сахалине и в других районах. Внешним дугам оказалась свойственной офиолитовая ассоциация пород, представленная в нижней части серпентинизированными гипербазитами, выше сменяющимися полосчатыми и массивными габброидами, а затем дайковыми комплексами. Убедительный материал, представленный Р.М. Юрковой [48], показывает постепенный переход офиолитов вверх по разрезу в контрастную спилитокератофировую ассоциацию с плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми альбитофирами, спилитизированными базальтами. Синхронными образованиями в преддуговых и междугловых прогибах является туфогенный флиш. Другими исследователями спилитокератофировый комплекс выявлен в основании Антильской и Курильской дуг [42] и в нижней части Японского и Марианского желобов, у зон Заварицкого — Беньоффа [57].

Все эти факты говорят за реальность существования позднемелового — кайнозойского цикла развития молодых островных систем Тихого океана и его периферии. Общий формационный ряд этих систем — типичный геосинклинально-орогенный: офиолиты — спилитокератофировая ассоциация — флиш — вулканогенная и терригенная молассы. Длительного перерыва в седиментации, по-видимому, не было. Поднятия дуг могут представлять антиклинорные структуры, прогибы между ними — синклинорные, как и предполагал Ю.М. Пушаровский [34]. Складчатость флиша напряженная, до изоклинальной, потоки базальтов и массивы ультрабазитов, естественно, подверглись преимущественно глыбовым (блоковым) дислокациям. То, что зарождение островных геосинклиналей происходило, как утверждают [37],

в рифтах, — это естественно: большинство геосинклиналей развивается из рифтов, причем переходный от рифтов к геосинклиналям этап характеризуется большой рудной продуктивностью [13, 40].

Сказанное обязывает обратить внимание на возможную рудоносность уральского типа офиолитовой и спилитокератофировой ассоциаций внешних дуг. Их формирование, как подчеркивает Р.М. Юркова [48], происходило при большом участии глубинных флюидов в сложных магмогидротермальных системах, в которых на нижнем, серпентинитовом уровне проявляется “зараженность” платиноидами, а на спилитокератофировом — хромом, никелем, медью. Р.М. Юркова не исключает возможности нахождения и стратиформных руд во флише преддугового и междугового прогибов. На о. Новая Каледония ультрабазитовые массивы занимают площадь около 6000 км² и содержат промышленные руды никеля, кобальта, хрома.

Исследования по международной программе “Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в течение мелового периода” [66], вероятно, внесут полную ясность в проблему взаимоотношений внешних и внутренних островных дуг Тихого океана.

Решение этой проблемы еще раз докажет необоснованность представлений о субдукции литосферных плит как источнике магматических процессов Тихоокеанского Огненного Кольца.

Проявления плюмов (диapiroв) в ложе Тихого океана. Г.У. Менард [30] отмечал обилие в ложе Тихого океана интрузий и силлов основных магматических пород. По его мнению, часть интрузий внедрялась под уже отложенные осадки, большинство их представляет собой лакколитообразные тела. Форма этих тел отражается в донном рельефе развитием удлиненно-овальных возвышенностей. Г.Б. Удинцев [41] в качестве альтернативы тектонике плит полагал широкое распространение в Тихом океане мантийных диапиров и, руководствуясь этой идеей, с дополнительным учетом небольшого расширения Земли, объяснил многие черты тектоники дна океана. Р.М. Юркова [48] особенности магматизма Тихого океана, в частности формирования офиолитовой и спилитокератофировой ассоциаций, связывает с подъемом до глубины 40—50 км от поверхности крупного мантийного диапира дунит-гарцбургитового состава.

Много внимания уделявшая изучению толеитового базальтового магматизма дна Тихого океана Э.Д. Голубева [21] отмечает необычно широкое распространение в некоторых районах океана ферротолеитовых лав. Такие лавы могут возникать при плавлении мантийных диапиров (плюмов) железистых эклогитов и пироксенитов, поступивших из-под астеносферного слоя мантии. Этот слой И.Н. Говоров [25] сопоставляет с погребенной первичной океанической корой Земли, образовавшейся на лунной стадии ее формирования. Возможно, с этим связана и проявившаяся в базальтах океана анортозитовая тенденция, выраженная повышенным содержанием основного плагиоклаза в парагенезисе с оливином, распространением анортозитовых габбро и др. [21]. Диапировая гипотеза образования дифференцированных лав предложена [52] для Гавайских островов.

Плюмовую гипотезу подтверждает присутствие в Тихом океане подводных базальтовых плато, которые по масштабу и другим особенностям сопоставимы с траппами континентов [41]. Как известно, многообъемные траппы считаются элементами плюмовой тектоники [53, 54]. Серпентинизированные перидотиты, столь часто встречаемые в Тихом океане глубоководными скважинами, также рассматриваются [49] как образования относительно глубинных частей плюмов. Р.М. Юркова [49] к зональным образованиям плюмов относит и более приповерхностные зоны с габброидами и со спилитокератофировой ассоциацией. Особенность магм, обусловивших образование всех этих зон, — исключительно высокое содержание флюидов, преимущественно восстановленных (H₂, CH₄ и др.). С окислением перечисленных флюидов может быть связана ранняя серпентинизация перидотитов и других гипербазитов. Возникает вопрос о возможной роли этих восстановленных флюидов в образовании нефти и газа. Р.М. Юркова в

результате своих исследований делает вывод “о формировании залежей нефти и газа над сейсмофокальной зоной в завершающий этап становления офиолитов в результате подъема мантийных диапиров” [49. С. 112].

Можно высказать лишь самые общие предположения о возможных формах проявления плюмов в Тихом океане. Поднимающиеся “ядра” плюмов при входе в астеносферу, естественно, должны расширяться, давая широкие ареалы магматитов. Большие площади, занятые в северо-западной и центральной частях Тихого океана юрскими и меловыми покровами траппов, могут соответствовать этим периферическим выположенным частям плюмов. Центральные же их части могут приурочиваться к глубинным разломам и, по-видимому, наблюдаются сейчас в виде перидотит-серпентинитовых хребтов большой протяженности (до нескольких тысяч километров), типа Марианского, Идзу-Бонинского и др. Г.Б. Удинцев [41] высказал предположение о связи образования срединно-океанических хребтов с цепью диапиров, располагающихся вдоль глубинных разломов. Пространственная сопряженность океанических желобов с выходами на поверхность зон Заварицкого — Беньоффа, постоянное нахождение в приостровном склоне желобов ультрабазитов — все это указывает на тесные генетические связи между этими структурами [23]. Плюмы могли быть непосредственно связаны с глубинными разломами зон Заварицкого — Беньоффа, а последние сейчас, возможно, располагаются на склонах диапировых куполов [11, 28 и др.]. Соответственно, с изменением положения плюмов от вертикального до полого наклонного на периферии меняется и угол наклона этих зон.

Выходы мантийных диапиров могут приурочиваться и к океаническим котловинам. У. Кэри [28, 51] и Ф. Везель [72] предложили гипотезу крикогенезиса (обрушения сводов над диапирами), близкую к представлениям В.В. Белоусова. И. Локарди [63] показал, как на площади современной Тирренской впадины (Италия) развился диапир, над ним возник свод, который в последующем обрушился, образовав впадину. Контуры диапира установлены геофизическими методами. Цепи андезитовых вулканов следуют этому контуру. Модель эта совпадает с предположенной ранее У. Кребсом [61] концепцией образования внутренних и окраинных бассейнов и островных дуг западной части Тихого океана. В этой модели наклон сейсмофокальных зон следует склонам диапира.

Обрушение сводов, если оно имеет место, должно вызывать сильнейшие дислокации и перемещения разнородного обломочного материала, что вполне согласуется с новой гипотезой [67] образования меланжа за счет выноса водными и илистыми потоками базит-гипербазитового и другого материала из внешних дуг и стенок океанических желобов.

Слабый тепловой поток над океаническими желобами (наряду с высоким тепловым потоком над внутренней вулканической дугой) можно объяснить тем, что желоб является “отдушиной” около уже остывшей вершины диапира. А очаги активных вулканов внутренней дуги находятся над еще активной нижней частью диапира, примерно в 100—150 км от поверхности Земли. Это проливает свет на причину пространственного разъединения внутренней вулканической и внешней “невулканической” дуг. Если наклон сейсмофокальной зоны (и, соответственно, склона мантийного диапира) будет составлять 45° , то вулканическая дуга может возникнуть не ближе, чем в 100—150 км от внешней дуги и выхода сейсмофокальной зоны на поверхность.

Юрские и меловые покровы траппов Тихого океана, возможно, принадлежат к одному плюмовому циклу (обычно такие циклы длительны). Поздне-меловые магматиты отражают уже значительно дифференцированную плюмовую магму до образования значительных количеств андезитов и “шошонитоподобных” субшелочных пород. Б.И. Васильев [7] в истории развития Тихого океана выделяет три этапа: 1) поднятие свода (триас — начало юры), 2) обрушение свода (конец юры), 3) накопление осадочных и вулканогенных пород (от юры до ныне). Косвенными признаками более ранних (раннемезозойских и палеозойских) плюмовых процессов являются проявления офиолитовой ассоциации на периферии океана (процессы как

бы “выплескиваются” за пределы Тихоокеанской котловины). Показательны в этом отношении окаймляющие котловину палеозойские “талассогеосинклинали”, характеризующиеся широким развитием базитов и ультрабазитов [5]. Особенно наглядны разрезы Корякского хребта, где отчетливо выражены базит-гипербазитовые комплексы (офиолитовые ассоциации), по крайней мере, трех возрастов: 1) поздний палеозой — триас, 2) юра — мел, 3) поздний мел. Намечается существование еще более древнего (палеозойского?) комплекса. Все комплексы отражают чрезвычайно напряженные тектонические условия и значительную глубинность формирования. Они сопровождаются крупными меланжевыми зонами, по своей характеристике вполне соответствующими новым представлениям о генезисе меланжа [26, 27, 48, 50, 59, 62].

Происхождение Тихого океана. Из многочисленных гипотез происхождения Тихого океана в последнее десятилетие чаще высказываются мнения о его связи с космопланетарными процессами. Ю.М. Пушаровский (1986 г.) высказался за образование мировой рифтовой системы при падении на Землю в конце мелового периода крупного космического тела. О следах падения планетного тела на меловой — третичной границе в Карибском районе Центральной Америки сообщали А.Р. Гильдебранд и У.В. Боунтон [55]. Б.И. Васильев [7] предположил образование впадин Тихого океана при отрыве от Земли Луны или в связи с другими космопланетарными явлениями.

Наши возражения против представлений Ю.М. Пушаровского изложены в отдельной статье [10]. Главные из них: протяженные рифтовые системы — предшественники геосинклиналей — возникали неоднократно в истории Земли; вымирание многих видов меловой фауны и иридиевые аномалии в позднемеловых отложениях вполне объяснимы грандиозным позднемеловым вулканизмом. Что касается следов импакта в Центральной Америке на той же меловой — третичной границе, то они не подтвердились [58, 68].

Космопланетарное происхождение Тихого океана Б.И. Васильев принял, главным образом, из-за уникальных (что он неоднократно подчеркивает) геологических особенностей впадины этого океана. Но наряду с особенностями следует учитывать и то, что сближает все земные океаны (существование глубоководных впадин с океанической корой, общность позднемелового — кайнозойского этапа углубления и расширения океанов, проявление во всех океанах позднемелового — кайнозойского тектономагматического цикла и др.). Повсеместный общий мафический характер пород ложа океана — вот что действительно отличает Тихий океан от других структур Земли. Но этому есть объяснение.

Два факта следует учесть прежде всего: существование базальтовых “морей” на Луне и базитовый характер первичной земной коры [4]. Дополнительные, более мелкие факты: общая “примитивность” магм океана, анортозитовый уклон их, повышенная магнезиальность базальтов. Представления О’Хара [65] о первичности высокомагнезиальных базальтовых магм, равновесных с ультрабазитовыми расплавами, о переходе их при последующей эволюции в толеитовые базальтовые магмы кажутся весьма перспективными.

На большой площади сохранившаяся первичная базальтовая кора лунного этапа развития Земли, нарощенная мантийными плюмами, испытала дифференциацию с формированием сиалических продуктов и систем островных дуг. Эти процессы происходили в двух направлениях: 1) от общей котловины океана к континентам, 2) на периферии частных океанических впадин. Первое обусловило окаймление Тихого океана разновозрастными складчатыми областями, второе создало подобие “сотовой” структуры в некоторых районах океана.

Островные дуги явно разновозрастны, часть их давно “спаялась” с континентом, часть же еще находится в эмбриональном состоянии. Такая зарождающаяся дуга предполагается в зоне Муссау [24]. Океанические желоба, тесно связанные с дугами, также разновозрастны. Те желоба, которые наблюдаются сейчас в виде геоморфологически выраженных

впадин, очень молодые, позднеплиоценово-плейстоценовые. Места, где существовали более древние желоба, теперь отмечаются выходами базит-гипербазитовых пород внешних дуг. Последовательное отступление океанических желобов в сторону океана прекрасно выражено на Восточной Камчатке, где позднемеловой — палеогеновый желоб существовал на месте Восточных хребтов. С позднего плиоцена в океане возник новый желоб, существующий и в настоящее время. Одновременно, в связи с некоторой стабилизацией позднемеловой — кайнозойской складчатой области, на востоке полуострова стал развиваться окраинный пояс средне-кислых вулканитов [15].

Выяснение возраста островных дуг, особенно их офиолитовых ассоциаций (а отсюда — соответствующих океанических желобов), а также времени заложения Тихоокеанского пояса представляет трудную задачу.

В мафических условиях Тихого океана понятия “фундамент”, “второй слой” и т.д. весьма условны. Как отмечает Б.И. Васильев [7], ниже базальтов скважинами часто пересекаются осадочные породы. “Метаморфические” породы “фундамента” могут оказаться позднемезозойскими породами, метаморфизованными у контактов диапиров. Разновозрастные офиолитовые ассоциации “стандартны” по составам и уплотненности пород, зеленокаменным и прочим метасоматическим изменениям. Нет уверенности, что пройденными глубоководными скважинами, наряду с позднемезозойскими, не пересечены и более древние офиолиты. Помочь сориентироваться в этом отношении может радиолариевая стратиграфия кремнистых сланцев. Заложивает внимания, что три “базовых” комплекса радиоларий Филиппин: палеозойский, юрско-меловой и позднемеловой, совпадают по возрасту с тремя пока намечающимися для Тихого океана и его складчатого обрамления периодами сильнейшей магматической деятельности с формированием офиолитовой ассоциации и обширных базальтовых покровов [20, 27, 50, 59, 70, 71]. Все специфические меланократовые породы этих периодов (“францисканская формация”) связаны своим образованием с океаническими палеожелобами, развивающимися во внешние дуги [5, 16].

До получения более точных данных возраст Тихого океана приходится принимать в широких пределах поздний докембрий — ранний палеозой. Первоначально на его площади могли существовать лишь отдельные морские бассейны — впадины, соединившиеся в общий океан при подъеме водного уровня в позднем мезозое.

Заключение

Тихий океан — мегаструктура отнюдь не особого типа, выпадающая из общих закономерностей развития геологических систем, как думают многие. Наоборот, его ложе, вместе с островными дугами и окаймляющими разновозрастными складчатыми областями, может дать ответ на самые трудные вопросы геотектоники и глубинного магматизма, возникающие при исследованиях других областей мира. Это огромная природная лаборатория, где видно, как рождаются и развиваются континенты.

Для последующих успешных исследований в Тихом океане необходимо, прежде всего:

1. Учитывать тесные взаимоотношения всех его структурных элементов — океанических котловин, внешних и внутренних дуг, океанических желобов, зон Заварицкого — Беньоффа, трапповых покровов, подводных хребтов, сложенных серпентинизированными ультрабазитами и др. Необходимость уделять при этом особое внимание внешним дугам определяется их малой изученностью, возможностью изменения их возраста в различных зонах океана, а также предполагаемым высоким их рудным потенциалом.

2. При исследованиях использовать историко-геологический подход: выделение в ложе океана и в островных дугах разновозрастных тектономагматических циклов, по возможности точное определение возраста различных структурных элементов с использованием, наряду с другими методами, радиолариевой стратиграфии. Позиция Б.И. Васильева (островные

дуги возникли в неогене, желоба — плиоцен-плейстоценовые, палеоаналогов тех и других не существует) — “тупиковая”, не имеющая перспектив для дальнейших успешных исследований океана и его обрамления. Прекрасная монография Б.И. Васильева много теряет из-за подобных недостаточно продуманных выводов.

3. Уточнить связи окаймляющих Тихий океан разновозрастных складчатых областей со структурами ложа океана и системами островных дуг.

4. Точно выяснить структурные связи внешних и внутренних дуг.

5. Исследовать общий ход (тренд) дифференциации мантийных ультрабазитов и базитов внешних дуг до известково-щелочной и шошонитовой серий внутренних дуг.

6. Большое внимание уделить возможности проявления в океане и в его обрамлении плюмодиапировой (инъективной по Ю.А. Косыгину) магмотектоники, как в этапе внедрения, становления диапиров, так и в стадии обрушения наддиапировых сводов с образованием меланжа и других возможных типов “хаотических” пород.

7. Продолжать изучение процессов автометаморфизма (и контактового метаморфизма) пород океана для решения вопросов о положении “фундамента” в разрезах.

8. Отказаться от использования догм тектоники плит. Пройденные в Тихом океане скважины глубоководного бурения настолько ясно показали отсутствие процессов субдукции, что отпадает надобность в дополнительных буровых работах для решения вопроса о субдукции. Это естественный конец ортодоксальной тектоники плит.

Глубоководное бурение в будущем останется действенным средством для оперативного решения важных вопросов, например: выяснение структурных соотношений внешних и внутренних дуг: исследование туфогенного флиша преддуговых и междуговых прогибов, в случае обнаружения там признаков стратиформного оруденения: проходка немногих, но более глубоких скважин для полного пересечения офиолитов и спилитокератофировой ассоциации; получение разрезов затопленных внешних дуг и др.

Автор надеется, что, при спорности некоторых высказанных здесь положений, ему удалось, в какой-то мере, показать необходимость изменения интерпретации геологических материалов по океану, которая раньше диктовалась тектоникой плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов М.П., Кара В.И., Тулина Ю.В., Шлезингер А.Е. Соотношение комплексов пород островной дуги и океанического желоба в районе Японии и Курил по данным многоканального сейсмопрофилирования // Геология дна океана по данным глубоководного бурения. — М.: Наука, 1984. — С. 153—169.
2. Белый В.Ф. “Андезитовые геосинклинали” — новый тип структур Тихоокеанского сегмента Земли // Глубоководное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. — Владивосток, 1976.
3. Белоусов В.В. Пререходные зоны между континентами и океанами. — М.: Недра, 1982.
4. Богатилов О.А., Кононов В.А., Симон А.К. Кристаллическая кора в пространстве и времени (магматизм) // Сов. геология. — 1989. — № 6. — С. 39—45.
5. Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца // Геотектоника. — 1969. — № 3. — С. 3—16.
6. Богданов Н.А. Глубоководное бурение — основные результаты и направление работ на будущее // Геология дна океана по данным глубоководного бурения. — М.: Наука, 1984. — С. 5—12.
7. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Т. 1 и 2. — Владивосток: Наука, 1992.
8. Власов Г.М. Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в поздне-меловое и кайнозойское время // Сов. геология. — 1972. — № 4. — С. 51—64.
9. Власов Г.М. Асинхронно ли развивались средиземноморские и западно-тихоокеанские геосинклинали? // Там же. — 1976. — № 8. — С. 26—37.
10. Власов Г.М. Отражает ли Мировая рифтовая система редкое событие в геологии? // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 1. — С. 120—123.
11. Власов Г.М. Глубинные разломы, мантийные диапиры и тектоника плит // Там же. — 1992. — № 5. — С. 154—161.

12. *Власов Г.М.* К вопросу о "господстве" тектоники плит за рубежом // Сов. геология. — 1992. — № 6. — С. 80—85.
13. *Власов Г.М.* О "предороженном" тектоническом режиме нового типа // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 5. — С. 131—136.
14. *Власов Г.М.* О вероятном направлении дальнейшего развития геотектоники // Там же. — 1993. — № 6. — С. 136—147.
15. *Власов Г.М., Борисов О.Г.* Различия в геологическом строении и газогидротермальных процессах Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов // Вопросы геологии Северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Тез. докл. — Владивосток, 1965. — С. 47—50.
16. *Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. — М.: Наука, 1978.
17. *Власов Г.М., Мишин Л.Ф.* Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. — М.: Наука, 1992.
18. *Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
19. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. — М.: Недра, 1985.
20. *Голубева Э.Д.* Эволюция толеитбазальтового магматизма восточной части Тихого океана // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 302, № 6. — С. 1472—1476.
21. *Голубева Э.Д.* Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия) / ДВГИ ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
22. *Голубева Э.Д.* Толеитовый магматизм островных хребтов Тихого океана и геодинамические особенности его эволюции // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 6. — С. 27—45.
23. *Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А.* Первая находка бонинита на о. Сахалине // Докл. РАН. — 1993. — Т. 331, № 6. — С. 709—712.
24. *Говоров И.Н., Васильев Б.И., Тарарин И.А. и др.* Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. — М.: Наука, 1991.
25. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А.* Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 6. — С. 24—36.
26. *Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов В.Н.* Геологическое строение Россомашинской зоны меланжа Корьякского нагорья // Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 253, № 3. — С. 666—669.
27. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса Корьякского нагорья // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. — М.: Наука, 1987. — С. 110—139.
28. *Эри У.В.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. — М.: Мир, 1991.
29. *Маслов Л.А.* Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса: Автореф. докт. дис. — Хабаровск, 1993.
30. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. — М.: Мир, 1966.
31. *Минато М. и др.* (ред.). Геологическое развитие Японских островов. — М.: Мир, 1968.
32. *Пискунов Б.Н., Федорченко В.И.* Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 4. — С. 22—28.
33. *Пронин А.А.* Геологические проблемы современных и древних океанов. — Л.: Наука, 1977.
34. *Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН; Вып. 234).
35. *Пушаровский Ю.М.* Глубоководное бурение и проблемы тектоники // Геология дна океана по данным глубоководного бурения. — М.: Наука, 1984. — С. 138—143.
36. *Резанов И.А.* О составе и генезисе океанической коры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1993. — Т. 68, вып. 5. — С. 49—59.
37. *Ротман В.К., Щеглов А.Д.* Фундамент островных дуг Тихого океана как критерий их типизации // Докл. РАН. — 1993. — Т. 331, № 5. — С. 590—593.
38. *Рудич Е.М.* Расширяющиеся океаны (факты и гипотезы). — М.: Недра, 1981.
39. *Силантьев С.А., Злобин С.К.* Метаморфизм пород приостровного склона северной части желоба Тонга // Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция. — М.: Наука, 1986. — С. 250—262.
40. *Томсон И.Н., Селиверстов В.А.* Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геол. рудн. месторожд. — 1992. — Т. 34, № 2. — С. 3—18.
41. *Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. — М.: Недра, 1987.
42. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. — М.: Недра, 1985.
43. *Шараськин А.Я.* Проблемы эволюции активных краин в свете данных глубоководного бурения // Геология дна океана по данным глубоководного бурения. — М.: Наука, 1984. — С. 131—138.
44. *Шики Ц., Мисава Ю.* Геологическое положение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трюга и Японского желоба // Геотектоника. — 1980. — № 6. — С. 98—109.

45. Шило Н.А., Туезов И.К. Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 3. — С. 3—15.
46. Шолл Дж. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. Т. 2. — М.: Мир, 1978. — С. 192—206.
47. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. — М.: Наука, 1987.
48. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. — М.: Наука, 1991.
49. Юркова Р.М. Минеральные ассоциации метаморфических офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана (офиолиты и нефть). — М.: Наука, 1993. (Тр. ГИН; Вып. 483).
50. Astrakhansev O.V., Batanova V.G. Intrusive magmatism of the intra-oceanic underthrusting zone: evidence from mafic-ultramafic plutons of the Olutor accretionary terrane // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Programme and abstracts. — Moscow, 1993. — P. 35.
51. Carry W.S. Diapiric krikogenesis // The origin of arcs. Developments in Geotectonics 21. — Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1986. — P. 1—40.
52. Chen C.Y., Frey F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt // Nature. — 1983. — V. 302. — P. 785—789.
53. Geist D., Rishards M. Origin of the Columbia plateau and Snake River plain: Defection of the Yellowstone plume // Geology. — 1993. — V. 21, N 9. — P. 789—792.
54. Harry D.L., Sawner D.S. Basalt province of South America // Geology. — 1992. — V. 20, N 3. — P. 207—210.
55. Hildebrand A.R., Boynton W.V. Proximal Cretaceous-Tertiary boundary impact deposits in the Caribbean // Science. — 1990. — V. 248. — P. 843—846.
56. Hirano H. Cretaceous oceanic anoxic events in the northwestern Pacific // A review, IGCP Project "Cretaceous Environmental Change in E-S Asia". — Fukuoka, 1993. — P. 13—14.
57. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. V. 5—67. — Washington, 1970—1982.
58. Keller G., Macleod N., Lyons I.B., Officer C.B. Is there evidence for Cretaceous-Tertiary boundary-age-water deposits in the Caribbean and Gulf of Mexico? // Geology. — 1993. — V. 21, N 9. — P. 776—780.
59. Khudoley A.K., Sokolov S.D. Geometry and evolution of the west Koryakya accretionary structures // Ibid. — P. 47—48.
60. Kirkinsky K.A. An alternative model of plate tectonics mechanism // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Programme and abstracts. — Moscow, 1993. — P. 35.
61. Krabs W. Formation of Southwest Pacific island arc — trench and mountain systems plate or global-vertical tectonics // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. — 1975. — V. 59, N 9. — P. 1639—1666.
62. Krylov L.A., Sokolov S.D., Grigoriev V.N. et al. Ophiolite (serpentinite) melanges in the fracture of the Koryak highland // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Programme and abstracts. — Moscow, 1993. — P. 92.
63. Locardi E. Tyrrhenian volcanic arcs volcano-tectonics, petrogenesis and economic aspects // The origin of arcs. Developments in Geotectonics 217. — Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1986. — P. 351—374.
64. New Concepts in Global Tectonics: Abstr. Vol. Texas Techn. Univ. — Lobbok, 1989.
65. O'Hara M.I. Are ocean floor basalts primary magmas? // Nature. — 1968. — V. 220. — P. 683—686.
66. Okada H. IGCP Project 350. — Fukuoka, 1993. — P. 6.
67. Phipps S.F. Serpentinite diapirs, Landslides, and melange formation modern and ancient forearcs // 29 Ses. MGK, 1992. Abstracts. — V. 2. — P. 437.
68. Stinnesbeck W., Barbann I.M., Keller G. et al. Deposition of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico // Geology. — 1993. — V. 21, N 9. — P. 797—800.
69. Tsukanov W.V., Zenkevich V.P. Tectonic structure and origin of the Vetlovsky complex of Eastern Kamchatka // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Programme and abstracts. — Moscow, 1993. — P. 148.
70. Tumanda F.P. Occurrence of Cretaceous radiolaria in the Philippines and their significance // IGCP Project "Cretaceous Environmental change in E and S Asia". — Fukuoka, 1993. — P. 21.
71. Vishnevskaya K.S. Late Cretaceous radiolaria of the Russian plate and comparison with same faunas of some Tethyan and Pacific region // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Programme and abstracts. — Moscow, 1993. — P. 35.
72. Wezel F.C. The Pacific island arcs: produced by post-orogenic vertical tectonics // The origin of arcs. Developments in geotectonics 21. — Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1986. — P. 529—566.
73. Yrkova R.M., Voronin B.I. Bimetasomatism and ophiolite geodynamics in the northwestern Pacific Fringing // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Programme and abstracts. — Moscow, 1993. — P. 159.

**THE PACIFIC OCEAN: DEEP-SEA DRILLING RESULTS
AND PLATE TECTONICS, SOME GEOLOGICAL PROBLEMS**

Deep-sea drilling projects in the Pacific ocean showed no manifestations of the subduction process. The same conclusions were obtained from the trench geophysical investigations (multichannel profile shooting, and others). Clarification of the notions on the morphology and geology of mid-oceanic ridges established the impossibility that big firm lithospheric plates formed in them and that such plates migrated towards the supposed subduction zones. The paper presents the reasons which do not allow suggesting any considerable manifestations of the continental crust in the Pacific ocean. The discrepancy in the opinions on external and internal oceanic arcs was shown. The arguments that a set of arcs reflects a Late Cretaceous — Cenozoic geosynclinal — orogenic cycle were given. The attention was attracted to a possibility of plume (diapiric) tectonics in the Pacific ocean. The author agrees with Govorov's opinion on the Pacific ocean as an area with relics of the primary basaltic crust of a lunar stage in the evolution of the Earth. In conclusion there are given the considerations on the immediate tasks in geologic studies of the oceanic floor and on the need for principal changes in interpreting the materials obtained which was earlier dictated from a position of plate tectonics.

УДК 553.64/32(265.5)

*И.Н. Говоров, Э.Л. Школьник, М.Е. Мельников, Л.Б. Хершберг,
Ю.Г. Волохин, Б.И. Васильев, А.В. Мечетин*

**КОМПЛЕКСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ
И КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ:
УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ,
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ**

Показан комплексный характер месторождений, локализованных в привершинной части гайотов Западной Пацифики, представленных высококачественными фосфоритами и платино-содержащими кобальт-марганцевыми корками, которые обычно слагают общие рудные тела. Фосфориты формировались преимущественно в позднем мелу, эоцене, миоцене и в зависимости от истории развития гайотов подразделяются на две неравнозначные группы: 1) образованные на стадии островов-атоллов; 2) сформированные уже в условиях подводной горы. Вторая, преобладающая группа фосфоритов, по условиям отложения исходных для фосфатизации нанофораминиферовых илов, подразделяется на подгруппу заполнения пор, каверн и трещин, локализованных: а) в рифтовых известняках; б) в базальтах; и подгруппу седиментации на плосковершинных поверхностях гайотов. Обломки фосфоритов почти постоянно являются субстратом железомарганцевых корок, отлагавшихся большей частью начиная с миоцена, обогащенных кобальтом, никелем, медью и содержащих практически значимые концентрации платины. Условия залегания и закономерности размещения месторождений рассматриваются на основе полученных новых данных по комплексу металлогенических факторов (геодинамика, тектоника, магматизм, осадконакопление, морфоструктура).

Введение

Когда Г. Менард [40] писал о величайшей системе плосковершинных подводных гор в центре Тихого океана, названной им поднятием Дарвина, он, а тем более Г. Хесс [37], предложивший называть такие горы гайотами, не представлял себе, что здесь находятся уникальные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых руд, значение которых будет оценено только в конце столетия. Даже Э. Гамильтон [31, 32], П. Безруков [4, 5] и Б. Хизен [34], впервые поднявшие драгами с гайотов Западной Пацифики фосфориты, не уделили этим находкам надлежащего внимания и, конечно, не ожидали, что именно в этой части Тихого океана будут выявлены наиболее крупные комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок.

Систематическое изучение рудоносности гайотов Западной Пацифики развернулось только с начала 80-х гг., причем главный интерес вызвали находки на гайотах железомарганцевых корок, выгодно отличающихся от

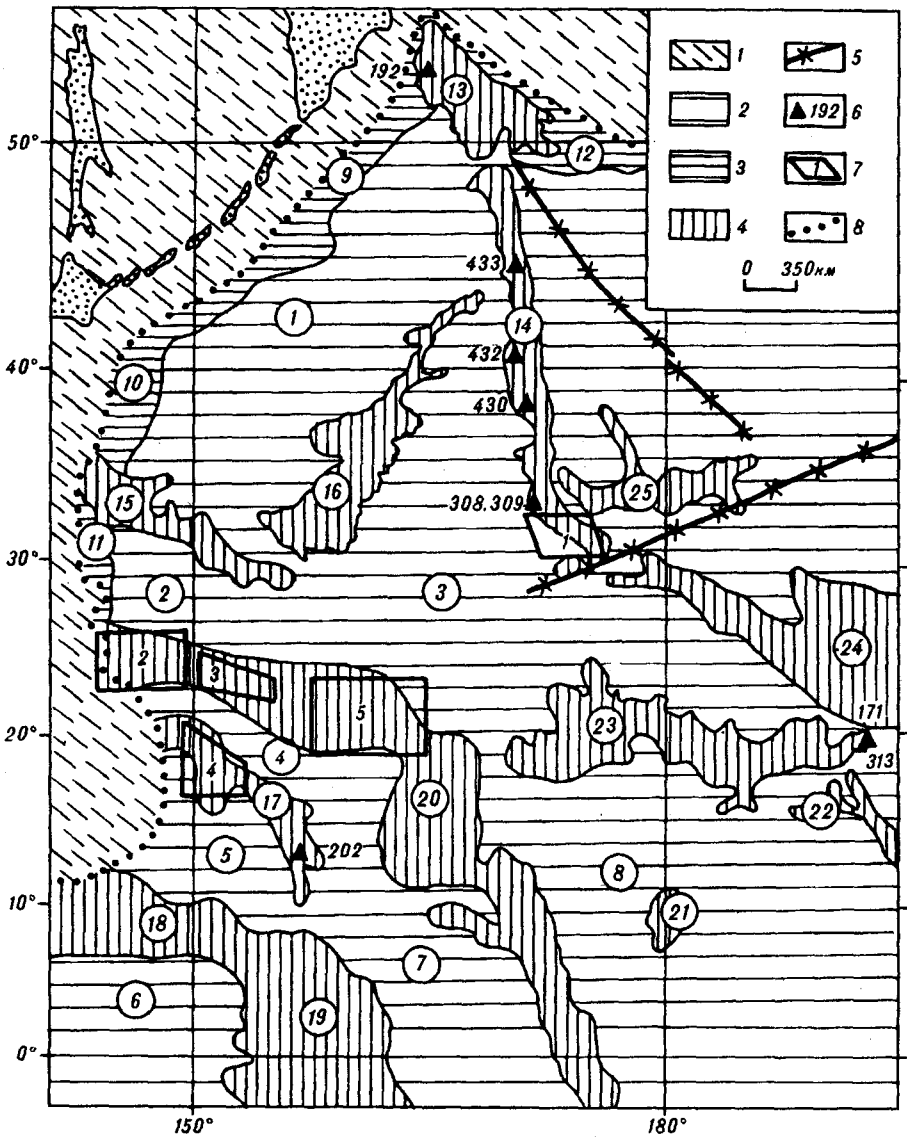


Рис. 1. Тектоническая схема Западной Пацифики (составлена Т.А. Денисовой по материалам Г.С. Гнибиденко, Е.Н. Меланхолиной, Ю.П. Непрочного, Ю.М. Пушаровского, В.Е. Хайна и других).

1 - Азиатская континентальная окраина; 2-4 - Тихоокеанская плита: 2 - абиссальные плиты-котловины (в кружках: 1 - Северо-Западная, 2 - Гейш, 3 - Картографов, 4 - Магеллана, 5 - Восточно-Марианская, 6 - Восточно-Каролинская, 7 - Меланезийская, 8 - Центральная), 3 - окраинные океанические валы (в кружках: 9 - Зенкевича (Хоккайдо), 10 - Японский, 11 - Бонинский, 12 - Алеутский, 4 - поднятия (в кружках: 13 - Обручева, 14 - Императорское, 15 - Гейш, 16 - Шатского, 17 - Магеллана, 18 - Каролинское, 19 - Капингамаранги (Онтонг-Джава), 20 - Огасавара-Гильберта, 21 - Центральное (Магеллана), 22 - Лайн, 23 - Мид-Пацифик, 24 - Гавайское, 25 - Хесса); 5 - разломы; 6 - скважины на гайтах; 7 - районы специальных работ ДВО РАН и АО Дальморгеология на фосфориты и рудные корки (1 - южное окончание Императорского хребта, 2 - плато Огасавара, 3 - хребет Михельсона, 4 - Магеллановы горы, 5 - горы Маркус-Уэйк); 8 - границы Тихоокеанской плиты.

глубоководных конкреций значительно более высокими содержаниями кобальта [12, 27, 28, 42] и практически интересными концентрациями платины [30]. Изучение корок преобладало в морских экспедициях геологических служб Японии [1, 45], США [35] и Министерства геологии СССР, тогда как экспедициями Дальневосточного научного центра и Института океанологии Академии наук СССР проводилось комплексное изучение рудных образований подводных гор [9, 13, 21, 25]. Полученные результаты, несмотря даже на очевидную неполноту опубликованной информации, позволяют считать Западную Пацифику крупнейшей провинцией комплексных

месторождений фосфоритов и (платино-)кобальт-марганцевых руд (рис. 1). Промышленное значение этих месторождений пока не получило надлежащей оценки. Тем более неясна рентабельность их отработки. Но нет сомнения, что к решению этих задач страны Азиатско-Тихоокеанского региона подойдут в ближайшие десятилетия и вся полученная в наше время информация найдет свое применение.

В последние два года число журнальных публикаций, посвященных рудоносности гайотов Западной Пацифики, значительно возросло. Но основной фонд фактического материала, как и разработки теоретических проблем геологии и рудоносности гайотов, остаются недоступными для использования. Особенно это касается результатов работ советских и российских экспедиций, рассредоточенных в машинописных ведомственных отчетах, многие из которых просто недоступны для массового читателя. Это обстоятельство сделало необходимым подготовку для публикации данной статьи, а также монографии, обобщающих отчетные и опубликованные материалы, собранные в экспедициях Дальневосточного отделения Академии наук (Тихоокеанский океанологический и Дальневосточный геологический институты) и производственного объединения Дальморгеология союзной, а ныне российской министерской структуры.

Описание фосфатной и кобальт-марганцевой минерализаций дается в отдельных разделах статьи. Это продиктовано той существенной и своеобразной чертой описываемых месторождений, что фосфориты и железомарганцевые корки формировались не одновременно и на различных глубинах. Причем, если скопления фосфоритов сосредоточены в привершинных частях гайотов, то рудные корки распространяются отсюда вниз по склонам вплоть до подножия гайотов, где смыкаются с конкреционными образованиями окружающих депрессий. Однако тесная пространственная связь фосфоритов и железомарганцевых корок, а также приуроченность наиболее крупных скоплений последних именно к гайотам не случайны. Эти рудные образования могут рассматриваться, если применять классификацию, предложенную В.И. Смирновым, как имеющие отдаленную парагенетическую связь. Природу этой связи мы попытаемся наметить в заключительном разделе статьи.

Фосфатная минерализация гайотов

Информация о фосфоритах подводных гор Западной Пацифики получена, главным образом, в результате драгирования шлейфов обломков вблизи коренных выходов. Последние остаются почти не изученными, и лишь в последнее время фосфориты были вскрыты скважинами глубоководного бурения [14]. Только в единичных случаях [25] удалось частично вскрыть трубкой на склоне маломощный слой фосфорита *in situ* (ст. 718). При любых обстоятельствах еще многие годы данные драгирования останутся главным источником площадной информации.

Обломки фосфоритов, составляющие часть указанных обломочных шлейфов, покрывающих привершинные части гайотов, несомненно развиты и на вершинной поверхности, но перекрываются рыхлыми четвертичными осадками и распространены не повсеместно по периметру подводных гор, а только на тех участках, где обнажаются коренные фосфатоносные образования — источник указанных обломков. Чем больше параметры и площадное распространение таких коренных выходов, особенно если последние слагают склоны гайотов, тем чаще поднимаются и обломки фосфоритов, но обычно не более 30—50 % драг содержат фосфориты разных типов в объемах от 1—2 до 50—60 % поднятого материала.

Распределение обломком фосфоритов по периметру верхних частей склона гайотов концентрическое, ленточно-зональное, поскольку здесь почти повсеместно имеются площадки вообще лишенные свалов либо перекрывающиеся рыхлыми осадками, покрывающими поверхность. Хотя практически все обломки шлейфов покрыты оксидными корками, но только часть таких обломков пород является фосфоритами (в случае глубин привершинной

части гайота от 1500 до 2500 м). Поскольку при подводном фотографировании превосходно видны обломки с оксидными корками, а состав субстрата скрыт от наблюдения, только драгирование и позволяет получить реальные данные.

Анализ имеющегося фактического материала указывает, что фосфоритообразование на подводных горах происходило в двух обстановках: менее значительное — в период существования подводной горы в виде острова-атолла, в соответствующих мелководных отложениях, и преобладающее — на стадии относительно неглубоко погруженной подводной горы. В последнюю стадию фосфоритонакопление происходило в широком возрастном диапазоне, но неравномерно, причем только до погружения поверхностных частей гор до определенного уровня глубин. Когда проходил этот уровень, фосфоритообразование прекращалось и при дальнейшем погружении начинали формироваться обломочные шлейфы, включающие и фрагменты фосфоритов.

Особенности индивидуальной истории развития подводной горы — имеется ли комплекс отложений острова-атолла и (или) планктонные осадки подводной горы, а также их распространение, мощности и т.д. — приводят к тому, что комплекс фосфоритов подводной горы достаточно специфичен, хотя, конечно, общие виды широко распространены и вполне узнаваемы даже на значительно удаленных друг от друга подводных горах. Общая схема их классификации приведена в табл. 1, а расположение типичных гайотов показано на рис. 2, 3.

Фосфатные породы стадии острова-атолла, по имеющимся данным, в целом невысокого качества (до 10—15 % P_2O_5) и преимущественно представлены обломочными (типа калькаренитов) и более грубыми (до галечных) образованиями, включающими как обломки рифовой постройки (баундстоуны), так и отчасти отложения лагуны (онкоидные образования). Многие образцы паразительно похожи на аналогичные породы современных низких атоллов Индийского океана. Фосфатизация развита спорадически, развивается главным образом по органическим остаткам. В принципе, эти фосфатные (и нефосфатные) мелководные отложения резко отличаются от фосфатных пород стадии подводной горы. Их фосфатизация, очевидно, не может рассматриваться, как это принято считать для современных атолловых фосфоритов, связанной с отложениями гуано птичьих колоний, ибо весьма трудно предполагать возможность существования таких колоний, например, в меловое время. Вероятно, и на современных атоллах фосфориты не связаны с гуано, но рассмотрение этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи [24].

Фосфориты стадии подводной горы более разнообразны и более высококачественные, содержания 25—32 % P_2O_5 в них далеко не редки.

На подводных горах, не имеющих или несущих незначительную карбонатную “шапку”, преимущественно развиты фосфатизированные или (сокращенно) фосфатные базальтоиды, в которых поры, каверны, трещины заполнены целиком или частично фосфатизированным нанофораминиферовым илом [22]. Часто, но не всегда стенки пор и каверн выполнены облекающими тонкими оторочками агрегатов различных цеолитов (филлипсит и др.), создающими уникальную ассоциацию цеолитов и фосфата [25]. Вообще явление выполнения трещин и пор фосфатизированным карбонатным илом в различных породах: рифовых известняках [21], гидротермально измененных породах [23], фосфоритах — довольно широко распространено на подводных горах Западной Пацифики и может считаться важной отличительной особенностью фосфатогенеза на подводных горах, ибо оно почти неизвестно в фосфоритах приконтинентальных окраин.

Наиболее широко среди фосфоритов стадии подводной горы распространены неинситные разности (см. табл. 1) двух видов: 1) обломки, состоящие в подавляющей части из полностью или частично фосфатизированного нанофораминиферового и нанофоссилиевого известняка, при весьма незначительной, но обычно постоянной примеси обломков вулканитов,

Классификационная схема разновидностей фосфоритов и фосфатных пород Западной Пацифики (по Э.Л. Школьнику)

Особенности залегания	Общий вещественный состав	Материал, в котором происходит фосфатизация	Этапы развития подводных гор	Масштабы распространения (типичные примеры, см. рис. 1–3)
I. Инситные, слоистые	Карбонатный	Наноилы	Стадия подводной горы	Неясное, вероятно, широкое (ст. 718, горы Маркус-Уэйк)
II. Неинситные — обломки в эдафогенных шлейфах 1) вулканитов с фосфатным заполнением пор, каверн, трещин (фосфатные базальты) 2) известняков с фосфатным заполнением пор, трещин 3) гидротермально измененных пород с фосфатным заполнением трещин, пор 4) слоев фосфоритов 5) слоев фосфатных брекчий (включают значительное количество обломков вулканитов, фосфоритов, редко известняков) 6) слоев фосфатных калькаренигов, грубообломочных пород	Силикатный Карбонатный Кремнистый (?) Карбонатный Силикатный, карбонатно-силикатный Карбонатный, силикатно-карбонатный	Нанофораминиферовые илы, редко с другими фоссилиями Нанофораминиферовые илы, отчасти рифовые породы каркаса Нанофораминиферовые илы Нанофораминиферовые илы, наноилы, иногда с организмами бентоса, нектона Нанофораминиферовые илы (основной массы брекчий) Рифовые и околорифовые породы	Стадия подводной горы Стадия подводной горы Стадия подводной горы Стадия подводной горы Стадия подводной горы Стадия острова-атолла	Широкое, на некоторых горах почти исключительно только этот тип (гайоты Скриппс, Лэд, Майами и др.) Незначительное (горы Мид-Пацифик) Незначительное (горы Мид-Пацифик) Широкое, на горах с карбонатной “шапкой” (гайот Батиса и др.) Широкое, особенно на горах с выходами вулканитов на вершинах (гайоты Батиса, ИОАН и др.) Незначительное (гайоты Батиса, Находка и др.)

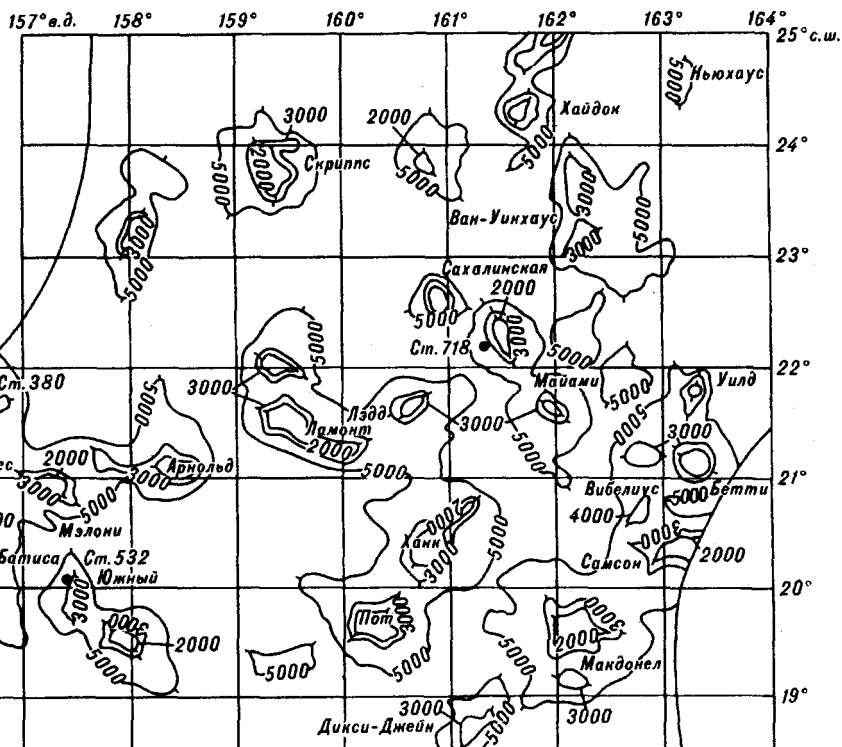


Рис. 2. Схема размещения гайотов поднятия Маркус-Уэйк, охваченных экспедиционными работами "Дальморгеология".

Кружками показаны некоторые станции, упомянутые в тексте статьи.

фосфоритов, редкой пирокластики и известняков; 2) обломки фосфатных брекчий, где роль обломочного материала достигает 70—80 % объема, а фосфатизированный нанофораминиферовый, нанофоссилиевый известняк играет роль заполнителя, цемента обломков. На гайотах с весьма значительной по площади и мощности карбонатной "шапкой" в составе фосфоритов заметную роль могут играть также фосфатизированные скелетные остатки бентосных организмов (морские ежи, рудисты и др.). Довольно часты скелетные остатки позвоночных (кости, зубы преимущественно рыб).

Соотношение разных видов фосфоритов стадии подводной горы на разных гайотах варьирует и зависит от индивидуальных геологических особенностей последних. Фосфатные брекчий больше распространены, чем небрекчиевые разности, причем в соотношении, близком 3:1; обе разности связаны отчетливыми взаимопереходами. На одном фланге стоят фосфориты, не содержащие вообще обломочного материала. Это фосфатизированные нанофораминиферовые и нанофоссилиевые известняки внешних частей гайотов, удаленные от коренных выходов других пород. Они могут содержать еще только скелетные остатки позвоночных. Фациально (латерально) они сменяются разностями, содержащими небольшое количество обломков (вулканитов и других пород), а затем переходят в насыщенные такими обломками разности.

Псевдоморфная фосфатизация остатков фораминифер, морских ежей, рудистов и других моллюсков говорит об исключительно "мягких" условиях замещения и в этом отношении совершенно не отличается от фосфатизации аналогичных остатков в фосфоритах океанических шельфов и месторождений на континентах [20]. Именно поэтому нет никаких оснований выделять фосфориты подводных гор океана в особый "метасоматический" тип [2]. В случае фосфоритов подводных гор мы имеем дело с широко распрост-

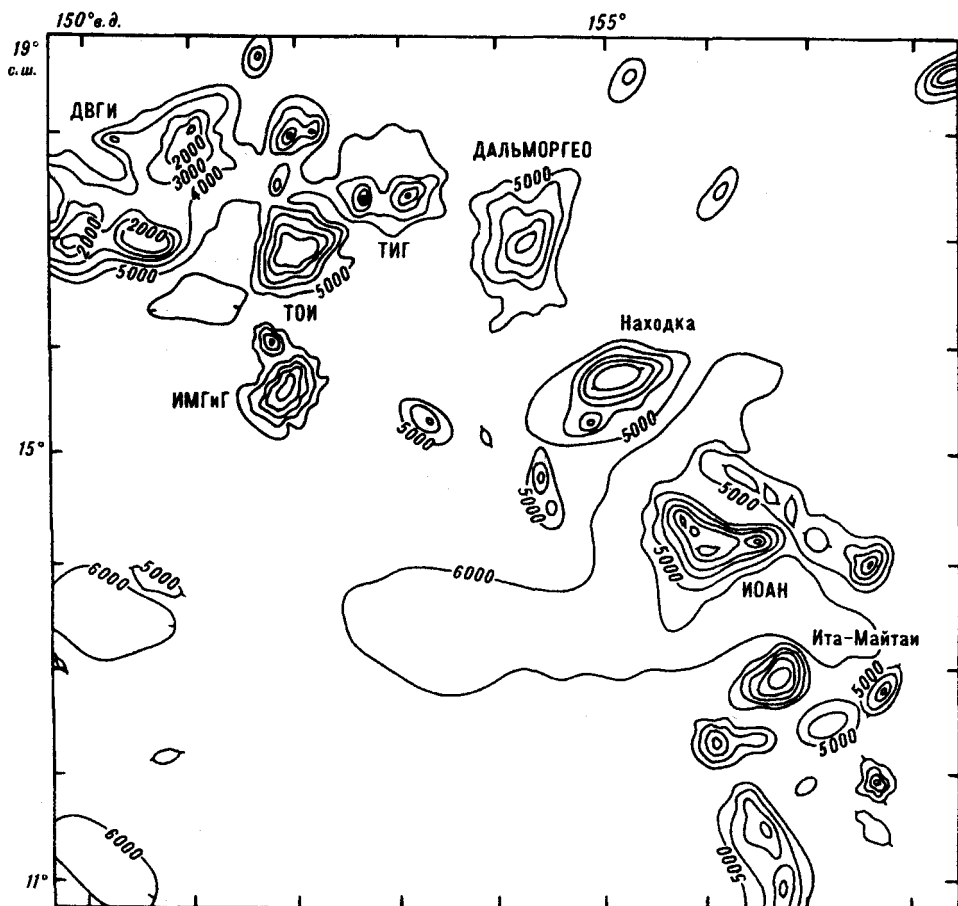


Рис. 3. Схема размещения гейзотов поднятия Магеллана, охваченных экспедиционными работами ДВО РАН и Дальморгеологии.

ТОИ, ДВГИ, ТИГ, ИМГиГ, Дальморгео, Находка — названия гейзотов, предложенные авторами настоящей статьи. (Изобаты 6, 5, 4, 3, 2 и 1,5 тыс. м).

раненной во всех фосфоритах мира раннедиагенетической фосфатизацией, по-видимому, единственно и возможной.

Брекчиевые фосфориты содержат варьирующее количество (чаще резко угловатых) обломков различных вулканитов, развитых на данном гейоте, обычно измененных, но не подверженных фосфатизации. Размеры их колеблются от нескольких сантиметров до 10—15 см в поперечнике, причем, как правило, они не несут признаков сортировки по размерам. Часто присутствующие обломки фосфоритов представляют разности, аналогичные указанным выше, т.е. не содержат обломков. Они являются местным материалом — теми же фосфатизированными известняками по нанопораминиферо-вым и нанофосилиевым илам, но образованными ранее.

Хотя преимущественно явные признаками слоистости в фосфоритах отсутствуют, но все же не очень редки слоистые разности, включающие до трех слоев фосфорита различной окраски, состава, безобломочные или с разным количеством обломков указанных типов пород. Мощности слоев до 3—5 см, границы обычно очень резкие, волнистые, указывающие, вероятно, на перерывы седиментации.

Следует остановиться на природе брекчиевых разностей фосфоритов. Представляется, что мы имеем дело с обломками — продуктами разрушения соответствующих коренных выходов, т.е. с практически древним аналогом современных обломочных шлейфов. Обломки коренных пород гейота, главные из которых — вулканиты, попадают и захороняются в одновременно

Средний химический состав фосфоритов Западной Пацифики, мас. %

Компонент	Район Огасавара	Хребет Михельсона	Магеллановы горы	Горы Маркус-Уэйк		Южная часть Императорс- кого хребта
				карбонатный тип	силикатный тип	
SiO ₂	4,69	1,33	3,68	3,96	12,19	8,95
TiO ₂	0,11	0,47	0,14	0,28	0,79	0,16
Al ₂ O ₃	1,08	0,46	1,26	2,08	4,79	1,31
Fe ₂ O ₃	2,00	0,60	1,42	2,26	5,63	2,89
FeO	0,06	0,09	0,03			0,00
MnO	0,29	0,13	0,51	0,80	1,01	1,25
MgO	0,71	0,39	0,90	1,00	1,82	0,66
CaO	49,37	54,84	49,06	47,99	36,83	47,58
Na ₂ O	1,06	0,93	1,43	1,52	1,70	1,69
K ₂ O	0,48	0,19	0,40	0,43	0,87	0,88
P ₂ O ₅	28,34	28,81	28,30	26,20	19,87	26,99
H ₂ O ⁺	3,11	1,96	2,88	3,29	4,60	2,67
CO ₂	5,52	5,78	3,90	5,62	4,70	1,27
F	2,51	2,80	2,65	2,62	1,96	2,95
SO ₃	1,57	0,93	1,16	1,18	0,93	1,39
SrO	0,16	0,13	0,17			0,15
n	43	16	28	15	22	8

накапливающихся планктоногенных осадках, которые и фосфатизируются. Установлено, что наиболее часты брекчиевые фосфориты именно на тех гайотах, на которых в вершинной части обнажаются вулканические породы. Напротив, если таких выходов мало или они перекрыты мощной карбонатной "шапкой", то брекчиевых фосфоритов заметно меньше.

Если суммировать изложенное выше, то следует считать, что главным объектом (и, видимо, источником) фосфатизации являются указанные планктонные илы и отчасти скелетные остатки бентосных форм. Однако, поскольку их фосфатизация может быть (и бывает) частичной, а, с другой стороны, на подводных горах встречаются одновозрастные нефосфатизированные планктонные известняки, то можно говорить лишь о частичной фосфатизации разреза соответствующих отложений карбонатной "шапки" гайотов. Важно подчеркнуть, что и в этом отношении нет различий с фосфоритами приконтинентальных областей. Однако типичных зернистых (пеллетных) фосфоритов, характерных для таких областей, на подводных горах нет, так как для их образования требуются, очевидно, особые условия.

С учетом сказанного, фосфориты подводных гор по вещественному составу могут подразделяться на карбонатные (при отсутствии или незначительном развитии силикатной составляющей — вулканитового каркаса, обломков вулканитов) и силикатные. В табл. 2 обобщены полученные авторами настоящей статьи данные по среднему химическому составу фосфоритов изученных горных массивов. Как видно из таблицы, содержания фосфорного ангидрита составляют в фосфоритах карбонатного типа 26—28 %, силикатного типа — около 20 % с соответствующими различиями содержания алюмосиликатных компонентов.

В валовых дражных пробах карбонатных фосфоритов содержания пятиоксида фосфора варьируют в пределах 18—33 %. Таким образом, в общем карбонатный тип относится к разряду богатых фосфорных руд, причем, как показали анализы, с достаточно высоким содержанием пятиоксида фосфора (22—50 отн.%) растворимого в 2%-й лимонной кислоте.

Характерна, как и обычно для фосфоритов, повышенная изоморфная примесь стронция; повышенные содержания серы и бария связаны, как показали микроскопические исследования, с присутствием в фосфоритах примеси барита. Обычными изоморфными примесями изученных фосфо-

ритов являются иттрий, лантан, неодим, церий, тогда как уран и торий присутствуют не всегда и в незначительных количествах, что в экологическом отношении выгодно отличает океанические фосфориты от шельфовых и континентальных.

Возраст фосфоритов подводных гор определяется возрастом органических остатков, присутствующих непосредственно в них и в тесно ассоциирующих с ними известняках. И в этом отношении мы не можем согласиться с представлениями Д. Хайна с соавторами [36], которые на основе определения изотопного возраста фосфата кальция по стронцию и кислороду фосфоритов подводных гор приэкваториальной части Тихоокеанского океана отделяют время седиментации осадков от времени их фосфатизации на интервал до 20—30 млн лет. Не оценивая возможные методические или технические ошибки таких определений (в частности, резкие различия в значениях определения возраста по стронцию и кислороду), отметим, что авторами не приводится никаких геологических подтверждений таких выводов. Нам с ними трудно согласиться хотя бы потому, что различия в характере фосфатизации на внутриокеанических подводных горах и в континентальных районах отсутствуют. В то же время, в последние известные современные фосфориты — на шельфах Африки и Америки [2], которые, с позиций Д. Хайна, были бы просто невозможны. Как известно, раннедиагенетическая, “мягкая” фосфатизация может возникнуть только в свежих, недавно отложившихся илах, так как распад еще сохранившихся мягких тканей организмов и обеспечивает необходимые физико-химические условия процесса такой фосфатизации.

Фосфатные породы стадии острова-атолла преимущественно меловые, чаще позднемеловые. Естественно, такой же возраст может иметь какая-то часть и фосфатных базальтов, но поскольку эрупции могут быть и более молодыми, то и возраст соответствующих фосфатных базальтов иногда более молодой.

Фосфориты стадии подводной горы преимущественно эоценовые, хотя могут быть и палеоценовыми и более молодыми (миоценовыми вплоть до плиоценовых и даже современных) — опять же в зависимости от конкретной геологической истории, положения вершины относительно уровня океана и т.д. Соответственно, близкие по возрасту и типу развития подводные горы имеют и близкие по возрасту фосфориты, что позволяет довольно успешно их прогнозировать.

Нижняя граница глубины диагенетического (за счет фосфора органического вещества) фосфоритообразования лимитируется глубиной, до которой возможен перенос неразложившихся мягких тканей отмершего планктона, содержащих фосфор. По существующим представлениям, она не превышает 400—500 м. Наличие по меньшей мере трех генераций фосфоритов (поздне-меловой, эоценовой и миоценовой), принадлежащих часто разным батиметрическим уровням, свидетельствует о том, что длительный период, от 88 до 7 млн лет тому назад, с начала сенона и почти до конца миоцена (исключая последнюю зону миоцена по шкале нанопланктона) гайоты Западной Тихоокеанской дуги медленно погружались (на фоне эвстатических колебаний уровня моря) до глубины 400—500 м, после чего они достаточно быстро опустились до глубины 1—2 км (местами и более), и фосфоритообразование на них прекратилось.

Наряду с фосфоритами, содержащими фауну только одного из указанных возрастных уровней, встречаются и такие, где в одном шлифе можно установить вместе разновозрастные комплексы, например, верхнемеловой и эоценовый, либо эоценовый и миоценовый. В одних случаях более древние фауна и флора содержатся в микрожелвачках и обломках, а более молодые — в цементирующем их фосфатном матриксе; в этом случае фоссилии датируют две различные генерации фосфата. В других случаях фосфатизации подвергался известковый ил, содержащий смешанные комплексы эоценовой и миоценовой фаун, и эти фосфориты должны датироваться по более молодой из них. Отсутствие палеоценовой (кроме некоторых фораминифер позднего палеоцена на Мид-Тихоокеанской дуге, по устному сообщению

С.П. Плетнева) и олигоценовой фауны и флоры в фосфоритах свидетельствует о неотложении или эрозии в эти эпохи ранее накопившейся на вершинах гайотов планктоногенной толщи. Краткий этап эрозии или неотложения нанопланктона предполагается и в конце миоцена — начале плиоцена.

Периоды накопления мелководного нанофораминиферового комплекса на гайотах Западной Пацифики в целом совпадают с глобальными эвстатическими повышениями уровня моря, а эрозия и неотложение — с периодами понижения [8, 33]. Обычная распространенность зубов и костей рыб в фосфоритах при редкости их в других типах осадков косвенно указывает на развитые пищевые цепи и существование апвеллинга в периоды накопления мелководного нанофораминиферового комплекса шапки гайотов.

Кобальт-марганцевая минерализация гайотов

Специализированное изучение железомарганцевой минерализации гайотов Западной Пацифики проводилось японскими, американскими и советскими морскими экспедициями с начала 80-х гг. Исследования экспедиций Японии были сосредоточены в пределах экономических зон этой страны — на гайотах плато Огасавара [45] и района о. Минамитори-Маркус [26]. Американские экспедиции работали в пределах экономической зоны Маршалловых островов [35]. Советскими экспедициями были охвачены большие районы в южной части Императорского хребта, в хребте Михельсона и на плато Огасавара, в горах Маркус-Уэйк и Магеллана (см. рис. 1—3). По материалам этих экспедиций опубликована пока лишь одна книга, посвященная гайотам Ита-Майтай и ИОАН Магеллановых гор [7]. В то же время наиболее детальные работы выполнены производственными экспедициями предприятия Дальморгеология на судне “Геолог Петр Антропов” (рейсы 2, 4 — 6, 9, 10) в центральной части гор Маркус-Уэйк (вне экономических зон Японии и США). Результаты их положены в основу данной статьи, использованы также материалы, собранные в научных комплексных экспедициях Дальневосточного отделения Академии наук (рейсы 4, 13 НИС “Академик Александр Несмеянов” и рейсы 7, 13 НИС “Академик Александр Виноградов”).

Как показали детальные драгировочные работы и фотопрофилирование экспедиций на судне “Геолог Петр Антропов”, распространение железомарганцевых корок и конкреций в пределах отдельных горных сооружений носит концентрически-зональный характер. Верхние, наиболее крутые части склонов покрыты железомарганцевыми корками, развитыми на поверхности обнаженных коренных пород. На выположенных участках с корками иногда ассоциируют и корково-конкреционные разности. Последние представляют собой разновидность конкреций, в которой нерудное ядро занимает не менее 50 % площади центрального среза [42]. На пологих ступенях склонов корки частично или полностью перекрываются карбонатными или глинисто-карбонатными осадками. Распределение плотностей залегания весьма неравномерно и зависит от мощности корок и степени погребения их осадком. Отмечены колебания от 1—5 до 180 кг/м². Наиболее высокие плотности (свыше 70 кг/м²) установлены на гайотах Скриппс, Ван-Уикхаус, Южный, Дженнингс, Батиса, максимальная (180 кг/м²) — на обособленном гайоте (ст. 380), расположенном севернее гайотов Дженнингс и Мэлони (см. рис. 2). В общем случае батиметрический интервал развития рудных корок, наиболее продуктивных на кобальт, расположен на глубинах 1000—1500 м, что соответствует слою воды, непосредственно подстилающему зону кислородного минимума [17]. Однако для гор Маркус-Уэйк пределы продуктивного интервала принимаются от 1300 до 2000 м.

Характер оруденения вершинных поверхностей различный. У островершинных возвышенностей он близок к описанному для верхних частей склонов. Разница состоит в том, что при выполаживании поверхностей в сводовых частях наблюдается присыпанность корок карбонатным осадком и появляются конкреции и корково-конкреционные разности. Для гайотов

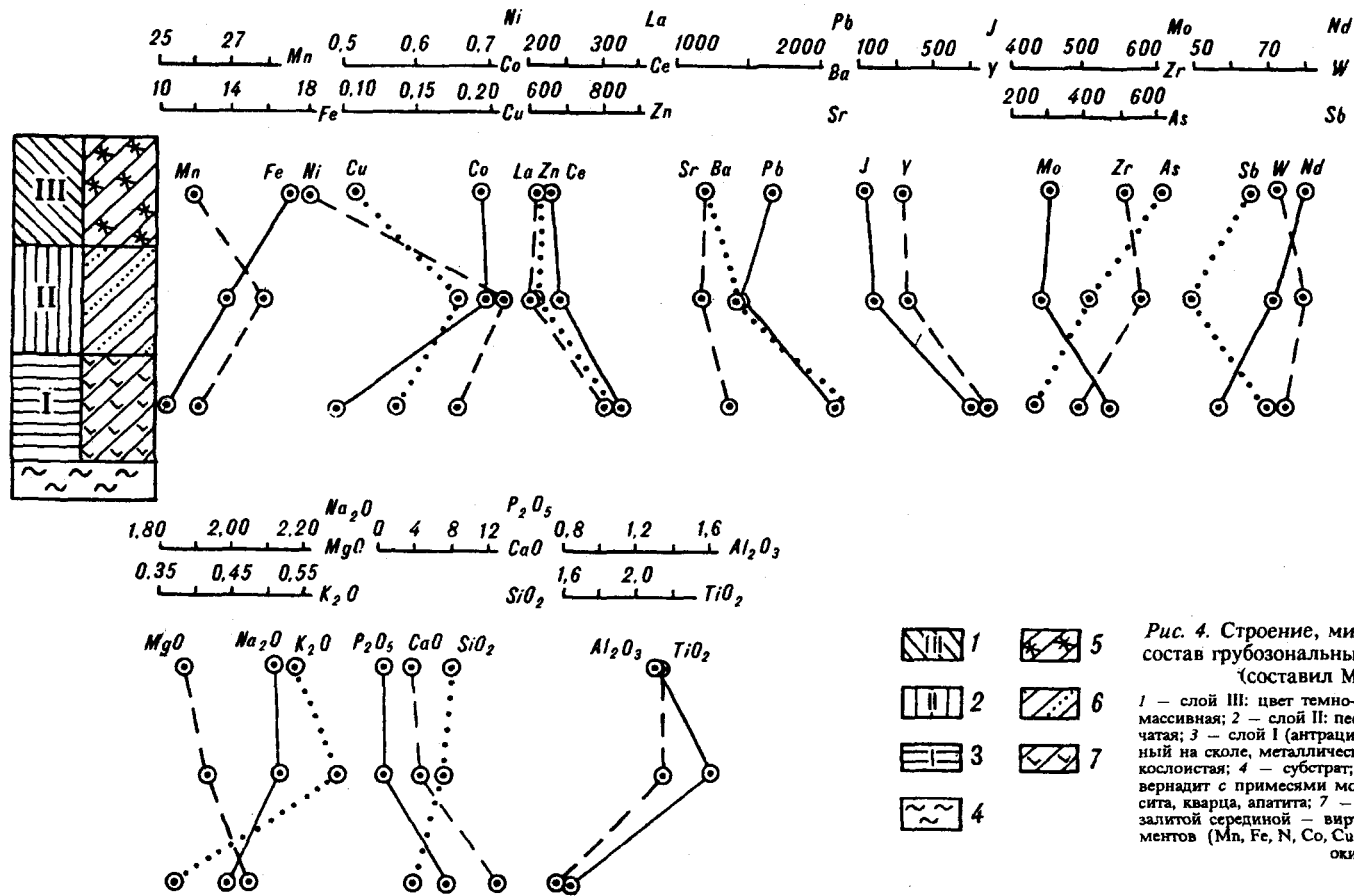


Рис. 4. Строение, минеральный и химический состав грубозональных корок гор Маркус-Уэйк (составил М.Е. Мельников).

1 — слой III: цвет темно-коричневый до бурого, текстура массивная; 2 — слой II: пестроокрашенный, текстура столбчатая; 3 — слой I (антрацитоподобный): цвет смоляно-черный на сколе, металлически-серый на спиле, текстура тонкослоистая; 4 — субстрат; 5 — вернадит с кварцем; 6 — вернадит с примесями монтмориллонит-иллита, филлипсита, кварца, апатита; 7 — вернадит с апатитом. Кружки с залитой серединой — виртуальные точки содержания элементов (Mn, Fe, Ni, Co, Cu — в %, остальные — в г/т) и окислов (в %).

отмечены два типа распределения рудных образований на плоских вершинах: 1) мелкие конкреции с плотностью до $10\text{--}15\text{ кг/м}^2$, образующие полосы шириной от десятков метров до $1,5\text{ км}$ перед бровкой склона плато, преобладающая часть которого покрыта мощной толщей осадков (гайоты Батиса, Мэлони, Дженнингс, Арнольд, Ханк, Пот, Скриппс, Лэдд); 2) железомарганцевые корки и плиты с подчиненными конкрециями и корково-конкреционными разностями, развитые на плато, практически полностью свободных от рыхлых осадков (гайот Южный). Промежуточный тип наблюдается на вершинах с абразионными останцами: последние покрыты рудными корками, а на осадках, заполняющих промежутки между останцами, находятся корковые плиты, мелкие и валунные конкреции (гайоты Майами, Ван-Уикхаус).

В средних и нижних частях склонов гор распространены конкреции и корково-конкреционные разности, плотность распределения которых сильно меняется, снижая перспективность оруденения. Напротив, в зонах сочленения нижних склонов гор с поверхностью межгорной равнины, на обширных ступенях в нижних частях склонов часто отмечаются локальные ареалы повышенных плотностей (до 50 кг/м^2) конкреций (гайоты Скриппс, Майами, Лэдд). Но особенно высокопродуктивные залежи, в пределах которых плотность залегания конкреций не ниже $30\text{--}35\text{ кг/м}^2$, а на отдельных участках возрастает до $50\text{--}60\text{ кг/м}^2$, приурочены к поверхностям мощных предгорных шлейфов. Размеры этих залежей достигают $90 \times 40\text{ км}$ (массивы Ламонт-Лэдд, Арнольд, Скриппс). В то же время, слабонаклоненные поверхности межгорных впадин имеют небольшую плотность конкреционных образований (от $1\text{--}5$ до $15\text{--}20\text{ кг/м}^2$), а центральные участки межгорных впадин, как правило, безрудны.

Рудные корки представляют собой либо сплошные покровы железомарганцевого вещества на выходах коренных пород, либо отслоившиеся обломки покровов, со всех сторон обросшие относительно маломощным слоем свежего рудного вещества (корковые плиты). В текстурном отношении в корках выделяются одна или несколько зон роста (слоев), различающихся по строению и составу (рис. 4). Наиболее типичны многослойные (грубозональные) корки, состоящие из трех слоев (с суммарной мощностью $9\text{--}15\text{ см}$), которые по своему строению и физическим свойствам близки к стандартному типу [1, 12].

Полный разрез (I—III слои) корок (см. рис. 4) описан нами лишь в трети образцов. Чаще присутствуют сокращенные разрезы (I и III, II и III слои). Как правило, слои залегают без угловых несогласий, однако отмечаются и образцы с несогласным залеганием слоя II на слое I, III на I, III на II. По данным изучения комплексов фораминифер и кокколитов (С.П. Плетнев, устное сообщение), основная масса рудного вещества отлагалась в период от позднего миоцена до позднего плейстоцена. В то же время, обнаружены обломки рудных корок в многочисленных образцах рудных брекчий раннего—среднего эоцена. Наиболее древние фрагменты рудных корок отмечены в брекчии сантонского возраста (ст. 532, гайот Южный).

Среди вершинных конкреций выделяются непрерывный ряд размерных фракций от 1 до 12 см и валунные образцы, размеры которых изменяются от 18 до 50 см . Первые преобладают по распространению, имея сферические или эллипсоидальные формы с ботриoidalной шероховатой поверхностью. В других фракциях также развиты сферические, дисковидные, редко таблитчатые формы. Большинство валунных конкреций имеет правильную эллипсоидальную форму и ботриoidalную шероховатую поверхность, последняя свойственна всем вершинным рудным образованиям.

Для конкреций, распространенных в зонах сочленений склонов гор с поверхностью межгорной равнины и в обширных предгорных шлейфах, характерно многообразие форм. Здесь описаны сферический, эллипсоидальный, дисковидный морфотипы, среди которых широко распространены конкреции, возникшие в процессе регенерации ранее расколовшихся, биоморфные (преимущественно по остеологическим остаткам) и сростковые (по-

лицентрические), являющиеся результатом срастания упомянутых морфотипов. Они во многом сходны с широко известными абиссальными конкрециями экваториальной области Клариион-Клиппертон и поэтому в данной статье не рассматриваются.

Конкреции, залегающие в средних частях склонов гайотов, по своей морфологии являются переходными образованиями между конкрециями, распространенными на вершинах гайотов, и конкрециями нижних частей склонов и предгорных шлейфов.

Минеральный состав рудных корок и конкреций, изучавшийся рентгенофазовым анализом, представлен комплексом оксидов марганца и железа, а также ассоциирующимися с ними нерудными минералами (кварц, апатит, филлипсит, монтмориллонит-иллит и др.). Для выяснения условий отложения рудных образований первостепенное значение имеет точная диагностика оксидов марганца [17, 18]. Резкое преобладание вернадита в корках указывает на их гидrogenное происхождение, в то же время, эпизодическое появление в корках и корково-конкреционных образованиях тодорокита, бузерита II, бёрнесита позволяет предполагать, учитывая данные Ф.В. Чухрова и др. [19], локальный привнос гидротермального вещества.

В общем, для корок характерно преобладание вернадита, тогда как в конкрециях встречаемость вернадита последовательно уменьшается от вершинных конкреций и корково-конкреционных образований к склоновым конкрециям (около половины исследованных образцов) и далее к абиссальным (около четверти образцов). В вершинных корках, конкрециях и корково-конкреционных разностях весьма устойчив парагенезис вернадита с асболан-бузеритом, который в конкрециях впадин является подчиненным по отношению к ассоциациям вернадита с бузеритом I, вернадита с бузеритом I и асболан-бузеритом.

Изучение минерального состава отдельных образцов грубозональных корок и валунных конкреций показало, что присутствие тодорокита и бузерита I, II обнаруживается только в первом слое, т.е. привнос гидротермального материала, если он происходил, имел место только на ранней стадии образования корок и вершинных конкреций. Для конкреций впадин, судя по данным рентгенофазовых анализов, в течение формирования ранних зон основным источником рудного вещества, так же как и для корок, были придонные воды. В течение роста последних зон более важную роль играло диагенетическое вещество.

Химический состав корок Западной Пацифики, как и корок Тихого океана в целом, по сравнению с конкрециями, характеризуется значительным преобладанием кобальта над никелем, пониженным содержанием меди и более высоким содержанием платины (табл. 3). По соотношению марганца и железа, как отмечает Г.Н. Батулин [3], корки и конкреции существенных различий не имеют.

Существенные коррективы в общие представления о различиях химизма корок и конкреций вносят данные о составе конкреций гайотов Западной Пацифики, полученные нами. Как видно из табл. 3, вершинные конкреции по составу близки коркам: такие же высокие содержания марганца, кобальта, платины, свинца и пониженные содержания меди и цинка. Склоновые конкреции имеют переходные черты состава между конкрециями вершин гайотов и конкрециями межгорных впадин. Последние, в свою очередь, обладают промежуточным составом между конкрециями вершин и склонов гайотов и конкрециями глубоководных океанических впадин: они богаче кобальтом, платиной, свинцом и беднее никелем, медью, цинком, чем абиссальные конкреции. В то же время, корки отдельных горных массивов, таких, например, как Магеллановы и Императорские горы, имеют пониженные содержания кобальта и платины, близкие к содержаниям в глубоководных конкрециях.

Наиболее высоким содержанием кобальта отличаются корки Маршалловых островов. Несколько ниже, но также значительно содержание кобальта в корках гор Маркус-Уэйк, хребта Михельсона и плато Огасавара, образующих вместе с горами Мид-Пацифик главный, субширотный пояс Тихого

Средние содержания металлов в железомарганцевых образованиях главных рудоносных районов Западной Пацифики

Элемент	1 $\left(\frac{90}{20}\right)$	2 $\left(\frac{53}{8}\right)$	3 $\left(\frac{79}{9}\right)$	4 $\left(\frac{147}{9}\right)$	5 $\left(\frac{87}{87}\right)$	6 $\left(\frac{30}{30}\right)$	7 $\left(\frac{26}{26}\right)$	8 $\left(\frac{28}{28}\right)$	9 $\left(\frac{15}{15}\right)$	10 $\left(\frac{49}{9}\right)$	11 $\left(\frac{22}{19}\right)$	12	13
Mn, %	22,42	23,80	19,75	19,38	23,15	19,70	20,4	17,87	18,94	20,4	19,5	22,5	18,6
Fe	15,62	14,81	15,93	15,60	11,56	10,92	13,6	14,00	15,00	12,3	14,49	15,5	12,5
Co	0,62	0,62	0,47	0,42	0,68	0,59	0,56	0,49	0,49	0,84	0,39	0,63	0,27
Ni	0,49	0,62	0,46	0,56	0,60	0,64	0,48	0,34	0,37	0,39	0,31	0,45	0,66
Cu	0,12	0,11	0,19	0,29	0,09	0,07	0,08	0,12	0,12	0,04	0,09	0,12	0,45
Pt, г/г	0,69	0,85	0,36	0,42	0,84	0,20	0,51	0,12	0,10	0,35	0,08	0,44	0,23
Zn	655	705	706	712	745	650	700	516	605	543	468	660	1200
Pb	1538	1636	1355	1107	1878	1724	1800	1201	1347	1417	1315	1600	900
V						577		601	670	503	710	600	500
Mo	427	505	348	395	645	474		274	309	373	465	400	400

Примечание. 1-4 - горы Маркус-Уэйк; корки (1), вершинные конкреции (2), слоистые конкреции (3), конкреции межкорковых впадин (4); 5 - корки гайотов экономической зоны о. Минамитори (Маркус), по [26]; 6 - корки хребта Михельсона; 7 - корки плато Отсавара, по [45]; 8, 9 - Мателлановы горы; корки (8), конкреции (9); 10 - корки Маршалловых островов, по [35]; 11 - корки южной части Императорского хребта; 12, 13 - средние содержания в корках (12) и конкрециях (13) Методы определения элементов: Fe - Cu, Zn - Mo - атомно-абсорбционный; Mn - атомно-абсорбционный (ЛВТИ) и потенциометрическое титрование (Дальморгеология); Pt - атомно-абсорбционный с сульфидными нефритами из больших навесок (более 10 г) с предварительным пробойным обогащением, разработанный Л.А. Терентьевой (ИО Северостоктология); отдельные пробы - нейтронно-активационный с предварительным химическим обогащением [6]. В скобках: числитель - количество анализов, знаменатель - количество анализов на платину.

океана. Вершинные корки и конкреции этого пояса (за исключением корок хребта Михельсона) характеризуются также наиболее высокими содержаниями платины. В то же время, наиболее богатые кобальтом корки Маршалловых островов имеют пониженное содержание платины по сравнению с ее средней концентрацией в корках Тихого океана (см. табл. 3). Обращает на себя внимание и относительно высокая концентрация никеля в корках соседних гайотов хребта Михельсона и района Минамитори, в общем несвойственная коркам и близкая к содержанию этого элемента в глубоководных конкрециях.

Поскольку для рудных корок предполагается общий гидрогенный механизм отложения вещества [1, 3, 17, 35, 39, 45], различия в распределении кобальта, платины, никеля в корках, вероятно всего, определяются геохимической специализацией различных морфоструктур и интенсивностью процессов мобилизации металлов из пород, их концентрирующих. Изучение этого геохимического явления находится пока в самой начальной стадии. Однако отдельные примеры позитивных решений уже намечаются. Так, мы считаем возможным связывать повышенную платиноносность вершинных корок и конкреций гайотов Срединно-Тихоокеанского субширотного пояса с особым типом развитого здесь магматизма, представленного автономными анкарами и трахибазальтами [10], которые, по нашим неопубликованным данным, имеют несвойственную океаническим базальтам платиноидную специализацию.

Закономерности размещения месторождений

Проблемы металлогенического прогноза обстоятельно разрабатывались советскими геологами в послевоенные десятилетия в связи с интенсивным развертыванием геолого-съемочных и поисково-разведочных работ. В трудах Ю.А. Билибина, Е.Т. Шаталова, А.Д. Щеглова и их сотрудников был намечен комплекс металлогенических (региональных) и рудоконтролирующих (локальных) факторов (геолого-геофизических, структурно-геологических, тектономагматических, геоморфологических, стратиграфических и т.д.), которые в свое время сыграли большую роль в открытии и изучении рудных районов и месторождений на территории стран СЭВ и не потеряли своего значения до сего времени, особенно при оценке таких почти неизученных пространств, как акватории Мирового океана.

1. Следуя методу Ю.А. Билибина, мы выделяем в нашем анализе в первую очередь группу глобальных и региональных геодинамических факторов (время зарождения и механизм формирования морских и океанических впадин, длительность и механизм формирования гайотонесущих вулканических структур, длительность и механизм формирования гайотов), которые позволяют сформулировать следующее фундаментальное положение: развитие вулканических структур, несущих как гайоты, так и связанные с ними комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок, является исключительной принадлежностью центральной части Тихого океана, причем, вероятно, не только в последнем, мезо-кайнозойском, но и в предыдущих циклах его эволюции. Главные аргументы этого положения следующие.

1. Гайоты широко распространены в центральной части Тихого океана, редко встречаются в других океанах и даже в краевых частях Тихоокеанской впадины (окраинные моря и др.).

2. Предполагается, что Тихий океан является древнейшей, по крайней мере рифейской структурой в отличие от других океанов, оформившихся в течение мезо-кайнозойского цикла [15, 16].

3. Центральная часть Тихого океана по своему развитию принципиально отличается от его периферических частей, так как, согласно мобилистской модели Э. Винтерера и Э. Натланда [38], формирование Тихоокеанской плиты происходило путем центрбежного разрастания с географически фиксированным положением центральной части вплоть до начала или даже середины миоцена [11].

Близкие представления развиваются Г. Менардом. В одной из последних статей [41] он на новом фактическом материале подтверждает свою первоначальную концепцию [40] о существовании в центральной части Тихого океана реликтов мелового поднятия Дарвина. Используя последние данные о возрасте вулканизма [44] и глубинах погружения гайотов, Менард сопоставляет как идею Г. Хесса о спрединговой природе поднятия Дарвина, так и представления С. Кроу [29] о трансэкваториальном дрейфе Тихоокеанской плиты над горячими точками юго-восточной Пацифики (район о. Пасхи и др.). По Менарду, поднятие Дарвина — внутриплитный морфотектонический пояс, разрушение которого сопровождалось абиссальным базальтовым вулканизмом, не имевшим равного себе по масштабам в геологической истории планеты.

4. Модель Винтерера—Натланда—Менарда, согласующаяся с концепцией древности Тихого океана, объясняет отсутствие в его центральной части главного спредингового хребта и развитие здесь вулканотектонических структур с длительным фиксированным формированием (стадии начального воздымания и постэруптивного опускания), обуславливающих образование рифогенных атоллов, гайотов и залежей фосфоритов.

5. Тектономагматические режимы периферических частей Тихоокеанской плиты либо не благоприятствовали формированию гайотов — восточная и южная окраины, где проходила поступательная миграция зон спрединга, северо-западная (поднятия Шатского и Хесса) и юго-западная (вал Капингамаранги) окраины, где развивались процессы тектонического ску-

чивания, рассеянного спрединга и субдукции; либо приводили к уничтожению гайотов — краевые моря Филиппинское, Коралловое, Северо-Фиджийское, Лау, где развивались молодые островные дуги и задуговые впадины рассеянного спрединга.

6. Интенсивное отложение железомарганцевых корок на субстрате раздробленных фосфоритов, рифогенных известняков и вулканических пород обуславливалось тектонической активизацией гайотонесущих структур вследствие начавшегося в миоцене общего дрейфа Тихоокеанской литосферной плиты в северо-западном (“гавайском”) направлении [11]. Этот фактор может объяснить более широкое распространение и более разнообразные условия локализации железомарганцевых корок по сравнению с фосфоритами.

Однако существует косвенная причинная связь совместной локализации фосфоритов и корок в “шапках” гайотов, несмотря на большой разрыв во времени отложения этих образований. Представляется, что движение литосферной плиты благодаря ее вещественной и механической неоднородности приводило к образованию различного рода тектонических разрывов и трещин, особенно обильных в гайотонесущих структурах как наиболее сложных и неоднородных. Деформация гайотов и общее тепло трения, выделявшееся при движении литосферной плиты, в свою очередь, в какой-то степени могли оживлять внутрилитосферные магматические очаги под гайотами и возбуждать в этих структурах гидротермально-конвективную циркуляцию морской воды. Именно этот режим в значительной степени обеспечивал благоприятную обстановку для формирования наиболее крупных скоплений железомарганцевых корок в привершинных частях гайотов (максимальная площадь несущей поверхности в зонах дробления, длительность экспозиции несущих поверхностей с оживлением течений и привнесом конвективного тепла и вещества и др.).

Намеченные факторы применены при составлении карты размещения рудоносных гайотов Западной Пацифики, базирующейся на обобщении многолетних работ различных экспедиций. На карте (рис. 5) выделены две обширные области, практически лишённые гайотов и фосфоритовой минерализации, — северо-западная с поднятиями Шатского и Хесса и юго-западная с валом Капингамаранги. Северо-западная область разделена на две части Императорским хребтом, образовавшимся в палеогеновое время после формирования структур тектонического скупивания в режиме стабильных вулканотектонических геоструктур, благоприятных для возникновения фосфатоносных гайотов [11]. В южной части хребта и фосфоритовые, и кобальт-марганцевые проявления давно известны, на главных гайотах центральной части (Суйко, Нинтоку, Оджин и др.) они могут быть обнаружены при постановке специальных работ.

В центральной части Западной Пацифики выделяются области рудоносных гайотов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, Магеллановых гор и Маршалловых островов, а также районы Огасавара и Михельсона. Область Магеллановых гор и Маршалловых островов, а также хребет Михельсона сложены ассоциацией вулканитов гавайского типа — титанистыми толеитами, характерными для тихоокеанских островов, и подчиненными субщелочными и щелочными дифференцированными базальтоидами. В районе Огасавара распространены базальты с повышенными содержаниями калия, литофильных аксессуарных элементов, фосфора (английская аббревиатура KLAEP), свойственные структурам тектонического скупивания. Область гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик характеризуется развитием специфической ассоциации автотонных анкармитов и трахибазальтов [10]. Породы этой ассоциации отличаются от всех других вулканических ассоциаций Тихого океана повышенным содержанием платиноидов, что, возможно, в какой-то мере определило повышенное содержание платины в железомарганцевых корках этой области.

Область гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик имеет еще одну особенность: она разделяется на две фациально-седиментационные зоны, северная из которых характеризуется слабым развитием рифогенных известняков и,

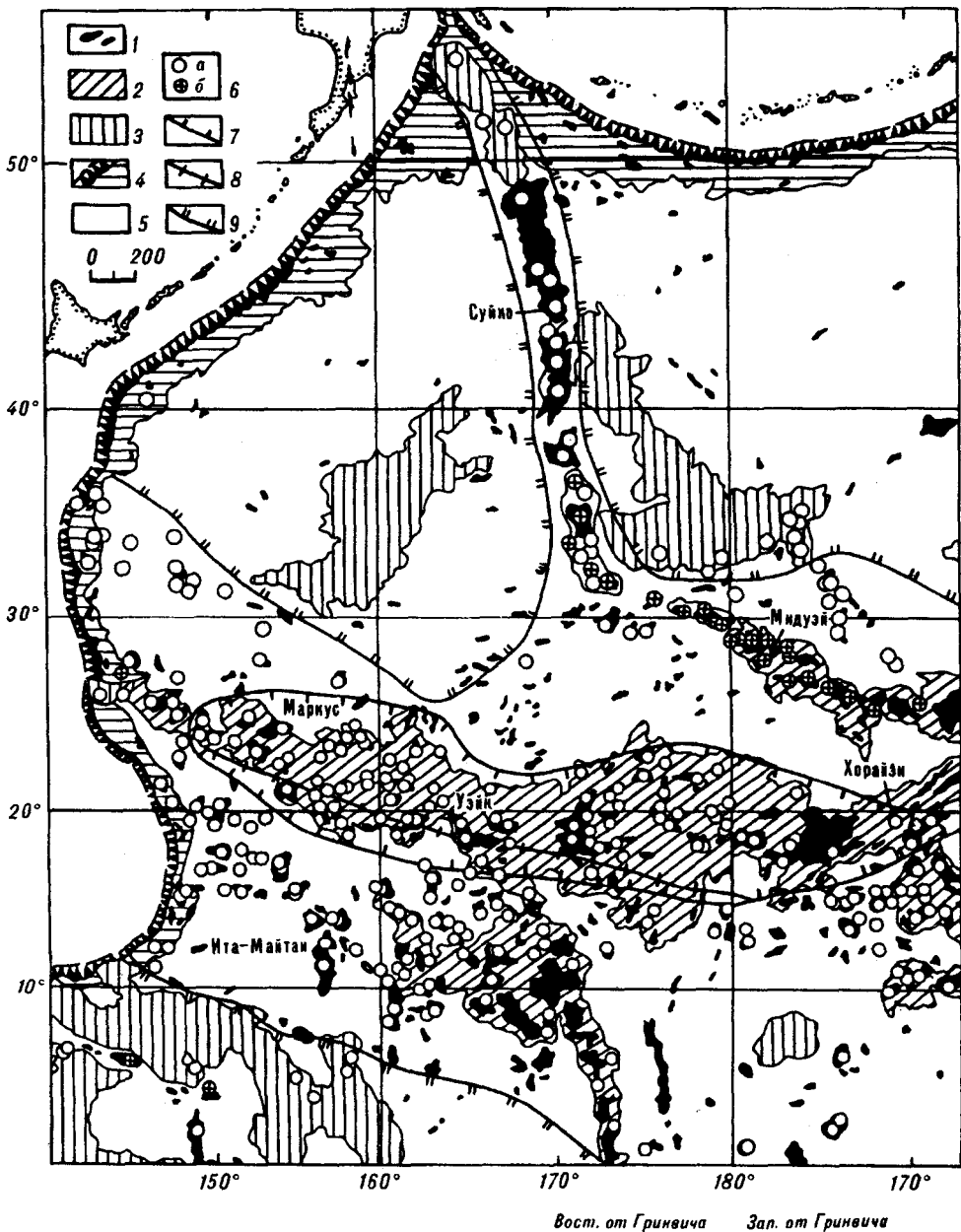


Рис. 5. Схема размещения подводных гор и рудоносных гайотов в Западной Пацифике (составлена И.Н. Говоровым, Э.Л. Школьником, Л.Б. Хершбергом по материалам Г.А. Саенко, В.В. Гусева, Г.З. Бек-Булатова и других).

1 — подводные горы, холмы и вулканические хребты; 2 — валообразные поднятия в основании вулканических гор; 3 — сводово-глыбовые поднятия; 4 — океанические склоны глубоководных желобов и краевые валы; 5 — океанические котловины; 6 — подводные горы и гайоты с батиметрическим положением вершин 500–2000 м (а) и менее 500 м (б); 7 — граница рудоносной провинции Маркус-Уэйк — Мид. Пацифик с распространением ассоциации пород: автономные анкарармиты — трахибазальты, характеризующиеся повышенными содержаниями платиноидов; 8 — линия, разграничивающая зоны распространения фосфатных базальтов (к северу), карбонатных и брекчиевых фосфоритов (к югу); 9 — области тектонического сжувания и практического отсутствия рудоносных гайотов; вне границ 7, 8 — области распространения ассоциации пород гавайского типа (титанистые толеиты, субщелочные дифференцированные базальтоиды) и гайотов с карбонатным и брекчиевым типами фосфоритов.

соответственно, фосфатно-силикатным типом минерализации (фосфатные базальты), а в южной преобладают гайоты с карбонатной "шапкой" и фосфатно-карбонатной минерализацией. Одним из факторов, определивших распространение фосфатно-силикатных руд, является магматический — а именно, широкое распространение трахибазальтов со свойственной им по-

ристой текстурой. Это обеспечило накопление в пустотах органического вещества, за счет которого происходило в дальнейшем развитие фосфата кальция.

Существование двух различных фашиально-седиментационных зон в провинции Маркус-Уэйк — Мид-Пацифик установлено в процессе наших детальных работ и явилось до некоторой степени неожиданным. Причины этого явления сейчас во многом неясны. Можно лишь высказать предположение о тектонической природе границы между северной и южной зонами и особом геодинамическом режиме северной зоны. Видимо, она испытала в период завершения вулканизма быстрое опускание на глубину нескольких десятков метров, где рифообразование было резко угнетено.

II. Локальными или рудоконтролирующими факторами являются: а) история геологического развития конкретных областей дна — режимы тектоники, магматизма и осадконакопления; б) физико-химические и биогеохимические процессы взаимодействия пород, осадков, морской воды и органического вещества, благоприятствующие рудообразованию; в) климатические и гидрологические условия, способствовавшие рудоотложению.

Оптимальные условия формирования фосфатоносного гайота определяются: ростом вулканической структуры вследствие как общего подъема дна, так и накопления материала вулканических извержений до уровня океана; формированием рифогенной постройки на затвердевшей охладившейся поверхности вулканического сооружения с развитием обильной биоты в ареале прогретой воды, насыщенной микроэлементами вулканических эксгалций и гидротерм; отложением фосфата кальция в лагунных осадках и на бенче атолла; постепенным погружением атолла и установлением островного апвеллинга с отложением фосфата за счет разложения органического вещества планктоногенных осадков вплоть до уровня прекращения поступления органики (около 500 м от поверхности океана).

Как уже отмечалось, оптимальные условия для формирования железомарганцевого оруденения связываются со слоем океанических вод, подстилающим горизонт кислородного минимума. Считается, что в последнем происходит концентрация восстановленных форм металлов (Mn, Co, Ni, Cu и др.), обладающих высокой растворимостью, а ниже при резкой смене условий на окислительные идет интенсивное отложение слабо растворимых гидроокислов металлов в виде корок и конкреций [17, 39]. В общем случае продуктивный интервал находится на глубинах 1000—1500 м. В рассматриваемом регионе в него попадает ограниченное число гор, например гайот Йомей в Императорском хребте, где на глубине 1100—1300 м среднее содержание марганца в корках составляет около 30 %. Для большинства же гайотов Западной Пацифики наиболее продуктивен интервал 1300—2100 м, в верхней части которого (до 1500 м) содержания марганца (в 50 % случаев) превышают 26,5 %, а содержания кобальта около 0,8 %. Всплески повышенных концентраций металлов (более 25 % Mn и около 0,7 % Co) встречаются на интервалах 2200—2300, 2700—2800, 3200—3400 м в корках; 1500—2000 м в вершинных конкрециях; 1800—1900, 2700—2800 м в склоновых конкрециях. Нижние продуктивные интервалы связываются с фораминиферным лизоклином, обуславливающим освобождение металлов при растворении раковин этих организмов [43].

Сложная картина распределения фосфатной минерализации, связанная, по-видимому, в значительной мере с действием климатического фактора, наблюдается в Императорском хребте. В северной части (гайоты Мейдзи и Джиму) привершинную часть гор слагает комплекс осадков высоких широт с большой долей кремнистых илов и незначительным развитием или отсутствием (гайот Джиму) карбонатных пород. Поскольку подстилающие вулканиды представлены почти исключительно низкопористыми толеитами, ожидать практические интересных скоплений фосфоритов в этой части Императорского хребта не приходится. В средней части хребта, начиная с гайота Суйко, и далее к югу кремнистые отложения отсутствуют и появляются рифогенные известняки, фосфатизированные в той или иной степени. Отсутствие планктоногенных отложений ограничивает возможность накоп-

ления значительной массы фосфоритов карбонатного типа. Однако не исключено широкое развитие минерализации фосфатно-силикатного типа, особенно в южной части хребта (горы Милуоки), где с толеитами распространены субщелочные базальты с повышенной пористостью. Что касается гайотов Гавайского хребта, то они являют пример начальной стадии формирования системы атолл — гайот, когда рифогенный комплекс еще не полностью сформировался, а отложение фосфатного вещества практически не началось.

Выше отмечались особенности распределения ряда рудных элементов (Со, Pt, Ni и др.) в железомарганцевых корках отдельных морфотектонических областей, которые, возможно, связаны с геохимической специализацией этих областей на те или другие металлы. В частности, высказывалось предположение о связи повышенных концентраций платины в корках Срединно-Тихоокеанского субширотного пояса с платиноидной геохимической специализацией автономных анкарамитов и трахибазальтов, имеющих в этом поясе преобладающее распространение. Объясняя указанную связь, мы предполагаем вынос платины из вулканического цоколя гайотов конвективными потоками подогретой глубинным теплом морской воды и образование вокруг гайотов ореолов воды с повышенным содержанием платины.

Для кобальта, никеля, меди явные проявления геохимической специализации вулканических и осадочных пород, слагающих гайоты, пока не обнаружены. Возможно, в этом случае большое значение имеет форма нахождения металла в породе — его рассеяние во всех твердых фазах или концентрация в определенных фазах, например, в акцессорных сульфидах, либо в вулканическом стекле, либо в минеральном выполнении пор и трещин. Извлечение рудных элементов при вторичных изменениях пород и обогащение ими придонных вод в последних случаях более эффективно, чем при рассеянной форме распределения. Однако поставленные вопросы в настоящее время почти не разработаны, что в целом не позволяет в должной мере осветить роль геохимического фактора в формировании железомарганцевых корок и конкреций с различными соотношениями рудных элементов.

Общие перспективы фосфатной и железомарганцевой минерализации гайотов Тихого океана

Различия вещественного состава, форм проявления фосфоритов на подводных горах и океанических шельфах в значительной мере обусловлены различиями обстановок седиментации в пелагических и гемипелагических (или шельфовых) областях. Последние отражаются как в типе фосфатгенирующих биогенных отложений, так и в вещественном составе фосфоритов. Тем не менее, в основных чертах механизм образования фосфоритов тождествен. Связь его с глобальными циклами изменения уровня моря, контролировавшими накопление мелководного пелагического комплекса, диагенетическую фосфатизацию и обогащение фосфоритовых горизонтов, позволяет прогнозировать значительные накопления фосфорных руд на гайотах Западной Пацифики, где магматический фундамент имел наиболее древний (позднеюрско-раннемеловой) возраст, а фосфоритообразование возобновлялось неоднократно — в позднем мелу, эоцене и миоцене. Обширные по площади вершинных плато гайоты и их скопления представляли наиболее благоприятные условия для образования значительных по объему фосфоритовых накоплений. Подсчеты показывают, что даже при незначительных мощностях (менее метра) фосфоритовых горизонтов масштабы накопления фосфатов на гайотах Западной Пацифики могут измеряться многими миллиардами тонн. Геологическая молодость фосфоритов, высокая степень их окисленности и отсутствие органического вещества, с которым часто связаны высокие содержания урана и других вредных примесей, высокие содержания фосфора являются факторами, повышающими промышлен-

ленную ценность океанических фосфоритов как агроруд, привлекая к ним интерес как к сырью будущего.

Перспективы фосфатности Восточной Пацифики, если не принимать во внимание шельфовых зон, в общем невысокие. Это определяется, во-первых, наличием обширной Северо-Восточной глубоководной котловины, где распространение гайотов практически ограничивается горами Музыкантов, во-вторых, наличием обширных молодых вулканотектонических структур — Восточно-Тихоокеанского поднятия и Полинезийского свода, уничтоживших при своем образовании юго-восточную часть гайотонесущей провинции Дарвина. Эти же факторы обуславливают существенно менее значительные перспективы Восточной Пацифики и в отношении кобальт-марганцевой минерализации. Действительно, как было показано выше, хорошо сформированные плосковершинные горы с определенной стабилизировавшейся глубиной погружения (1300—2100 м от поверхности океана) наиболее благоприятны для развития рудоносных корок.

Что касается кобальт-марганцевой минерализации Западной Пацифики, то здесь наиболее перспективными являются субширотный пояс Мид-Пацифик (от плато Огасавара до хребта Неккер) и примыкающие к нему с юга субмеридиональные поднятия Магеллановых гор и Маршалловых островных систем. Эти морфоструктуры характеризуются наиболее значительной концентрацией плосковершинных подводных гор, что не только благоприятно для формирования рудных корок, но в последующем будет способствовать также разработке рентабельной схемы эксплуатации месторождений с комплексным типом оруденения — фосфоритами и платиноносными кобальт-марганцевыми корками.

Авторы выражают свою признательность доктору геолого-минералогических наук Ф.Р. Лихту за замечания по содержанию и редакции статьи, которые учтены в публикуемом ее варианте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И., Мирчинк И.М., Аникеева Л.И. и др. Кобальтоносные железомарганцевые корки океана. — М., 1989. (Морская геология и геофизика. Обзор / ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС; Вып. 6).
2. Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. — М.: Наука, 1978.
3. Батулин Г.Н. Элементный состав кобальтоносных корок Тихого океана // Океанология. — 1990. — Т. 30, вып. 6. — С. 945—956.
4. Безруков П.Л. Основные научные результаты 48 рейса НИС "Витязь" в Тихом океане // Там же. — 1971. — Т. 11, вып. 3. — С. 65—69.
5. Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. — 1969. — Т. 185, № 4. — С. 913—916.
6. Бехтольд А.Ф. Платиноиды в железомарганцевых корках и конкрециях некоторых районов Тихого океана // Тихоокеан. геология. — 1992. — № 4. — С. 10—24.
7. Богданов Ю.А., Сорехтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. — М.: Наука, 1990.
8. Вейл П.Р., Митчем Р.М. (мл.), Томпсон С.Ш. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. Ч. I. — М.: Мир, 1982. — С. 160—183.
9. Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Фосфориты подводного плато Огасавара (северо-западная часть Тихого океана) // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 302, № 4. — С. 909—914.
10. Говоров И.Н., Киселев В.В., Говоров Г.И. и др. Автономные анкармиты гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Докл. РАН. — 1992. — Т. 325, № 5. — С. 994—998.
11. Говоров И.Н., Маляренко А.Н., Съедин В.Т. Pb—Sr-изохрона базальтов поднятия Обручева (Тихий океан) и ее геодинамическое значение // Там же. — 1993. — Т. 329, № 2. — С. 203—207.
12. Железомарганцевые конкреции Тихого океана / П.Л. Безруков, Н.С. Скорнякова, И.О. Мурдмаа. — М.: Наука, 1976.
13. Лисицына Н.А., Исаева А.Б., Соколова А.Д., Шевченко А.Я. Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан) // Литология и полезн. ископаемые. — 1988. — № 2. — С. 39—54.
14. Мурдмаа И.О., Иванов В.Н. Буровое судно работает по программе "Атоллы и гайоты" (143 рейс "Джодис Резолюшен") // Природа. — 1993. — № 2. — С. 45—47.
15. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972.

16. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. — М.: Наука, 1992.
17. Хальбах П., Путьанус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана — состав и образование // Геология мирового океана. 27 сессия МКГ. Секция С.06. Симпозиум S.07.2.2. Доклады. Т. 6, ч. 1. — М.: Наука, 1984. — С. 27—40.
18. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. — М.: Наука, 1989.
19. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. Отображение генезиса океанических корок и конкреций в кристаллохимии окислов марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1990. — № 2. — С. 91—102.
20. Школьник Э.Л. Факторы морского фосфатогенеза и оценка перспектив фосфоритности Дальнего Востока: Автореф. док. дис. — Новосибирск, 1989.
21. Школьник Э.Л., Батурин Г.Н. О строении и происхождении фосфоритов подводных гор Мид-Пацифик, Тихий океан // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 1. — С. 22—26.
22. Школьник Э.Л., Батурин Г.Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана // Там же. — 1987. — № 4. — С. 30—34.
23. Школьник Э.Л., Батурин Г.Н. Фосфориты подводных гор океанов — особенности распространения и образования // Проблемы геологии фосфоритов. Тез. докл. VI всесоюзного совещания. — Таллинн, 1988. — С. 39—40.
24. Школьник Э.Л., Батурин Г.Н. О происхождении фосфоритов о. Науру (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 5. — С. 136—140.
25. Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк // Там же. — 1993. — № 2. — С. 28—37.
26. Aoki H. (Ed.) Co-rich manganese crusts. — Tokai Univ. Press, 1990. (На яп. яз.).
27. Calvert S.E. Geochemistry of oceanic ferromanganese deposits // Phill. Trans; Roy. Soc. London. — 1978. — V. 290. — P. 43—73.
28. Cronan D.S., Tooms J.S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans // Deep-Sea Res. — 1969. — V. 16, № 4. — P. 335—359.
29. Crough S.T. Hotspot epeirogeny // Tectonophysics. — 1979. — V. 61. — P. 321—333.
30. Halbach P., Puteanus D., Manheim F.T. Platinum concentrations in ferromanganese seamount crusts from the Central Pacific // Naturwissenschaften. — 1984. — V. 71. — P. 577—579.
31. Hamilton E.L. Sunken islands of Mid-Pacific mountains // Mem. Geol. Soc. America. — 1965. — V. 64. — P. 1—64.
32. Hamilton E.L., Rex R.W. Lower Eocene phosphatized globigerine ooze from Sylvania guyot // U.S. Geol. Surv., Profess. Paper. — 1959. — N 260-W. — P. 784—797.
33. Hag B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels, since the Triassic // Science. — 1987. — V. 235. — P. 1156—1157.
34. Heezen B.C., McGregor I.D., Foreman H.P. et al. The lost Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate: a kinematic interpretation of diachronous deposits // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — 1973. — V. 20. — P. 653—723.
35. Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt- and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrata rocks from the Marshall islands // Marine Geol. — 1988. — V. 78. — P. 255—283.
36. Hein J.R., Hsueh-Wen Yeh, Gunn S.H. et al. Two major Cenozoic Episodes of Phosphogenesis Recorder in Equatorial Pacific Seamount Deposits // Paleoceanography. — 1993. — V. 8, N 2. — P. 293—311.
37. Hess H.H. Drowned ancient islands of the Pacific basin // Amer. J. Sci. — 1946. — V. 244, N 11. — P. 772—791.
38. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 33. — Washington, 1976.
39. Landing W.M., Bruland R. Manganese in the North Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1980. — V. 49. — P. 45—56.
40. Menard H.W. The marine geology of the Pacific. — New York: McGraw Hill, 1964.
41. Menard H.W. Darwin Reprise // J. Geophys. Res. — 1984. — V. 89, N 12. — P. 9960—9968.
42. Mero J.L. The mineral resources of the sea. — Amsterdam: Elsevier, 1965.
43. Piper D.Z., Williamson M.E. Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules // Marine Geol. — 1978. — V. 23. — P. 283—303.
44. Schlanger S.O., Siloa I.P. Tectonic, volcanic, and paleogeographic implications of redeposited reef faunas of late Cretaceous and Tertiary age from the Nauru basin and the Line islands // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — 1981. — V. 61. — P. 817—828.
45. Terashima S., Usui A., Nakao S., Mita N. Platinum abundance in ocean floor ferromanganese crusts and nodules // Marine Mining. — 1988. — V. 7, N 3. — P. 209—218.

ДВГИ, ТОИ ДВО РАН
Владивосток
Дальморгеология
Находка

Поступила в редакцию
12 января 1994 г.

I.N. Govorov, E.L. Shkolnik, M.Ye. Melnikov,
L.B. Khersberg, Yu.G. Volokhin, B.I. Vasiliev, A.V. Mechetin

**THE COMPLEX DEPOSITES OF PHOSPHORITES
AND COBALT-MANGANESE CRUSTS OF THE WEST PACIFIC
(LOCATION CONDITIONS, MINERAL-CHEMICAL COMPOSITION,
DISTRIBUTION ON THE SEA FLOOR)**

The paper presents the description of the phosphorites and platinum—bearing cobalt—manganese crusts which form complex deposits on the top of guyots in the West Pacific. Depending upon the guyot's history, phosphorites have been formed in some periods of the Late Cretaceous—Pliocene time. Two unequal groups can be recognized among the phosphorites formed: (1) during atoll— island stage, and (2) during the guyot's stage. The latter, prevailing in volume, and related to the phosphatization of nannoforaminiferal oozes group, includes: (a) phosphorites filling pores, fissures and cavities in reef limestones and basalts; and (b) phosphorites forming beds and lenses in pelagic shallow—water sediments on the tops of guyots. Phosphorite debris are often a substratum of ferromanganese crusts enriched on cobalt, nickel, copper, and platinum of economic interest. A location of ore bodies and distribution of mineral deposits on the sea floor are discussed on the basis of new data on metallogenic factors (geodynamics, tectonics, magmatism, sedimentation and morphostructures).

УДК 551.2(262,265)

Г.И. Рейснер, А.К. Попова, В.П. Чичагов

**СОВРЕМЕННАЯ ЭНДОГЕННАЯ ОБСТАНОВКА ВПАДИН
ВНУТРЕННИХ И ОКРАИННЫХ МОРЕЙ**

На основе типизации земной коры по четырем признакам (плотность теплового потока, мощность земной коры, высота современного рельефа и глубина залегания консолидированного фундамента) проведено районирование впадин Лигурийского, Адриатического, Черного, Каспийского и Южно-Китайского морей по современным эндогенным режимам, стадиям их развития и фазам активности. Выявлены пространственные взаимоотношения между тафrogenным и платформенным режимами, а также между различными стадиями тафrogenного режима. Сделано заключение о том, что рассмотренные морские впадины образуют эволюционный генетический ряд структур, сформировавшихся в результате крупных тектонических обрушений земной коры континентального типа, которые в настоящее время характеризуются угасанием эндогенной активности.

Сравнительно недавно был предложен метод комплексной типизации земной коры на многопризнаковой основе [9]. Он позволяет реализовать новые подходы к решению ряда фундаментальных геотектонических проблем, а также прикладных задач (прогнозирование сейсмической опасности, выявление месторождений углеводородов, развитие геоморфологических процессов). Среди первых следует прежде всего упомянуть проблему современных эндогенных режимов и районирование на этой основе различных тектонических структур, главным образом в пределах континентов [9, 12]. Делались и попытки рассмотрения эндогенной обстановки некоторых впадин внутренних морей Средиземноморья, а также одного из окраинных морей восточного обрамления Тихоокеанского пояса [10, 11].

Целью статьи является совместное рассмотрение современной структуры и современной эндогенной обстановки некоторых впадин внутренних и окраинных морей с земной корой деструктивного типа, которые ассоциируются в трудах некоторых исследователей с развитием тафrogenных [1—4] или лабигенных (пелагогенных) процессов [6, 8]. Такой сравнительный анализ позволяет сделать некоторые выводы о происхождении этих впадин.

Для решения задачи собраны исходные данные, характеризующие современное строение и состояние земной коры Лигурийского, Тирренского, Адриатического, Черного и Каспийского морей в пределах альпийского пояса Средиземноморья, а также одного из крупнейших морей — Южно-Китайского — в Тихоокеанской переходной зоне. Исходные данные включали сведения о четырех признаках: плотности теплового потока (Q), мощности

земной коры (T), высоте современного рельефа (R) и глубине залегания консолидированного фундамента (F).

Объектом комплексного описания являлась элементарная ячейка размером $20' \times 30'$ градусной сетки. Общее их количество по всем впадинам составляло 1975. Типизация, как и в наших ранних работах, проводилась с применением процедуры кластерного анализа [9, 11, 12]. Для интерпретации был избран 5-й шаг процедуры, на котором выделено 26 типов коры. В дальнейшем рассматривались из них только 18 (типы коры 1—4, 6—18 и 23), которые относились к морским впадинам и не распространялись на пределы береговой линии (табл. 1).

Информация, заложенная в характеристике типов коры, дает возможность установить их принадлежность к определенному современному эндогенному режиму. Вслед за В.В. Белоусовым [2, 3] эндогенный режим понимается как некоторая совокупность протекающих в земной коре процессов, свидетельствующая о тенденции ее эволюции и отраженная в характеризующих ее особенностях строения и состояния. Основополагающими являются три параметра — плотность теплового потока (Q), дефицит мощности земной коры (ΔT), если рассматриваются деструктивные процессы, и высота рельефа (R).

Главным признаком проявления тафрогенного режима является наличие в структуре земной коры дефицита ее мощности (ΔT). Как показано в [10, 11], для областей с высотой рельефа менее 0,4 км он соответствует разнице между наименьшей характерной для платформенных территорий мощности земной коры (около 37 км) и ее реальной величиной. В сфере проявления тафрогенного режима (T) в изученной области выделено 6 стадий его развития: T_1 ($0 < \Delta T \leq 5$ км), T_2 (5 км $< \Delta T \leq 10$ км), T_3 (10 км $< \Delta T \leq 15$ км), T_4 (15 км $< \Delta T \leq 20$ км), T_5 (20 км $< \Delta T \leq 25$ км) и T_6 ($\Delta T > 25$ км). Избранные градации по величине ΔT достаточно условны, но в целом соответствуют точности определения такого параметра, как мощность земной коры.

В сфере проявления орогенного режима (O) выделено три стадии его развития: O_1 — при условии $+ 0,4$ км $< R \leq 1,0$ км, O_2 — при $1,0$ км $< R \leq 2,5$ км, O_3 — при $R > 2,5$ км. Возможно также выделение смешанных режимов, когда ранний орогенный определенной стадии сменился тафрогенным. Например, аббревиатура режима T_3O_1 (см. табл. 1, 2) означает, что орогенный режим первой стадии развития сменился позже тафрогенным — третьей.

По величине плотности теплового потока возможно выделение нескольких фаз энергетического состояния того или иного режима.

Пассивная (Ph_1) характеризуется его значениями $Q < 50$ мВт/м² (что соответствует по большей части платформам разного возраста); переходная (Ph_2) — 50 мВт/м² $< Q < 80$ мВт/м²; активными являются две фазы: Ph_3 — 80 мВт/м² $< Q \leq 120$ мВт/м² и Ph_4 — $Q > 120$ мВт/м².

Как было показано ранее [10, 11], переходная фаза проявления разных режимов может интерпретироваться по-разному. В рамках платформенного режима затруднительно определить тенденции дальнейшей эволюции: свидетельствует ли повышенный тепловой поток о развитии по линии активизации или будет реализован возврат к спокойному платформенному режиму. В рамках возбужденных режимов (тафрогенного или орогенного) существование переходной фазы однозначно свидетельствует о начале развития по нисходящей линии — к спокойному платформенному режиму [10, 11].

Возможно выделить много разновидностей современных эндогенных режимов. Однако основных их классов всего четыре — спокойный платформенный и три возбужденных — также платформенный и два с противоположной направленностью воздействия на земную кору: конструктивный (орогенный) и деструктивный (тафрогенный). В данном конкретном случае, когда рассматриваются морские бассейны, выделяются всего 15 таких разновидностей современных эндогенных режимов, указанных в табл. 1. Их пространственное распределение в пределах каждого бассейна показано на

Характеристика типов земной коры морских впадин

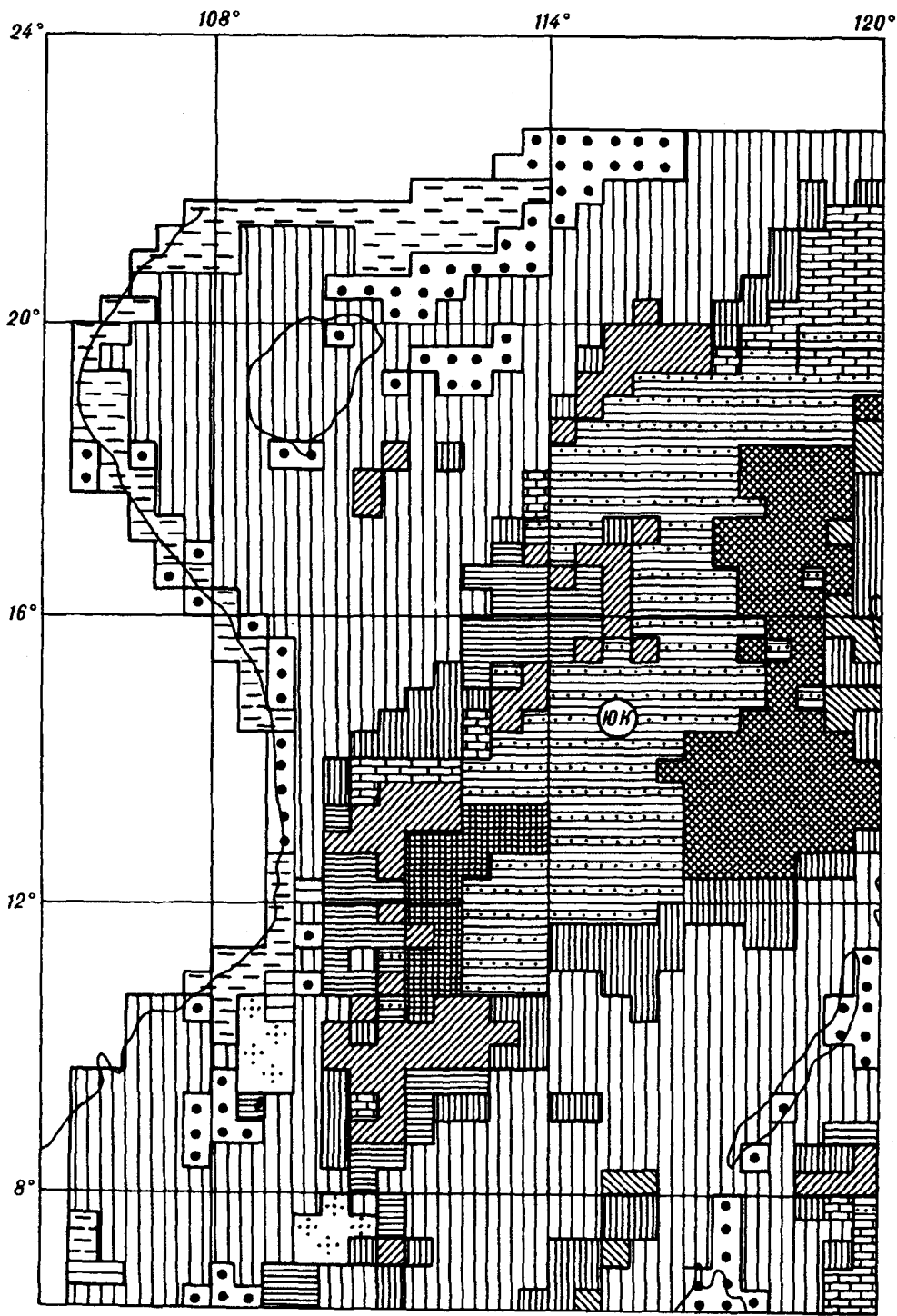
Номер по легенде рис. 1	Тип земной коры	Характеристика земной коры					Тип режима
		Q , мВт/м ²	T , км	R , км	F , км	ΔT , км	
1	4	49	40	0	7,2	0	P—Ph1
	28	41	37	-0,3	20,2	0	»
	30	44	39	-0,1	15,4	0	»
2	1	53	41	0,2	1,6	0	P—Ph2
	10	59	46	0,3	3,4	0	»
3	33	45	36	-0,1	12,3	1—5	T1—Ph1
4	2	57	34	0,2	1,4	1—5	T1—Ph2
5	8	39	31	-1,1	5,8	6—10	T2—Ph1
	31	37	32	-1,3	10,6	6—10	»
6	26	108	31	-0,1	3,8	6—10	T2—Ph3
7	22	217	27	-0,3	2,6	6—10	T2—Ph4
8	29	31	28	-1,7	11,9	11—15	T3—Ph1
9	6	76	26	-0,2	3,8	11—15	T3—Ph2
	5	55	25	-0,4	2,2	11—15	»
	11	57	26	-0,2	8,0	11—15	»
10	18	97	22	-0,2	1,9	11—15	T3—Ph3
	25	114	24	-0,9	2,5	11—15	»
11	16	55	19	-1,8	3,8	16—20	T4—Ph2
	27	72	20	-1,1	1,6	16—20	»
12	15	87	19	-2,4	7,1	16—20	T4—Ph3
	19	106	17	-1,1	1,8	16—20	»
	24	85	21	-0,7	5,8	16—20	»
13	13	25	17	-1,0	3,0	21—25	T5—Ph1
	12	25	15	-1,8	5,2	21—25	»
14	20	77	16	-1,6	2,2	21—25	T5—Ph2
15	7	92	12	-1,9	1,2	21—25	T5—Ph3
16	17	135	15	-1,8	15,4	21—25	T5—Ph4
	21	132	13	-2,1	1,1	21—25	»
17	9	52	12	-2,1	1,4	25	T6—Ph2
	14	65	10	-1,5	1,1	25	»
18	3	74	29	0,4	0,8	11—15	T3O1—Ph2

Примечание. Аббревиатура типа режима, указанная в столбце 8, обозначает: P — платформенный, O — орогенный, T — тафрогенный, TO — тафрогенный, сменявший предшествующий орогенный. Цифра после названия режима означает стадию его проявления. После аббревиатуры режима указана фаза (Ph) ее современного состояния.

Современные эндогенные режимы впадин внутренних и окраинных морей

Морская впадина	Количество ячеек	Тип режима	% занимаемой площади	Генеральный режим
Черноморская	281	P—Ph1	13,2	T2—Ph1
		P—Ph2	2,5	
		T1—Ph1	2,8	
		T1—Ph2	7,8	
		T2—Ph1	18,9	
		T3—Ph1	47,7	
		T3—Ph2	7,1	
Адриатическая	86	P—Ph1	59	P—Ph1
		P—Ph2	2	
		T1—Ph1	29,1	
		T1—Ph1	2	
		T1—Ph2	4,7	
		T2—Ph1	2	
		T3—Ph2	1,2	
		T3O1—Ph2	1,2	
		Каспийская	161	
P—Ph2	16,8			
T1—Ph1	2,5			
Тирренская	74	T2—Ph3	5,4	T3—Ph3
		T3—Ph2	43,2	
		T3—Ph3	4	
		T4—Ph3	31,1	
		T3O1—Ph2	16,2	
Лигурийская	127	T3—Ph2	30,7	T4—Ph2
		T4—Ph2	16,5	
		T4—Ph3	47,2	
		T3O1—Ph2	5,6	
Южно-Китайская	1246	T1—Ph2	5,7	T4—Ph2
		T2—Ph3	0,5	
		T2—Ph4	1	
		T3—Ph2	42,4	
		T3—Ph3	4	
		T4—Ph2	7,2	
		T4—Ph3	5,5	
		T5—Ph1	1,1	
		T5—Ph2	3	
		T5—Ph3	14	
		T5—Ph4	1,7	
		T6—Ph2	6	
		T3O1—Ph2	7,1	
В целом по всем впадинам	1975			T2—Ph2

рис. 1. Сведения о развитии каждого режима внутри данного бассейна — в табл. 2, а о стадиях проявления режимов и фазах их состояния отдельно в табл. 3. По всей вероятности, основным процессом, приведшим к образованию морских впадин, ставших затем глубоководными, был деструктивный (тафрогенез).



Изученные впадины, как правило, построены практически одинаково, независимо от своего положения в Средиземноморской или переходной Тихоокеанской системах. Действительно, Южно-Китайская, Лигурийская, Тирренская и Черноморская впадины имеют одинаковую структурную организацию. Центральная часть, в пределах которой деструкция земной коры максимальна, обрамляется концентрическими поясами, фиксирующими последовательную смену стадий проявления тафрогенеза по направлению к

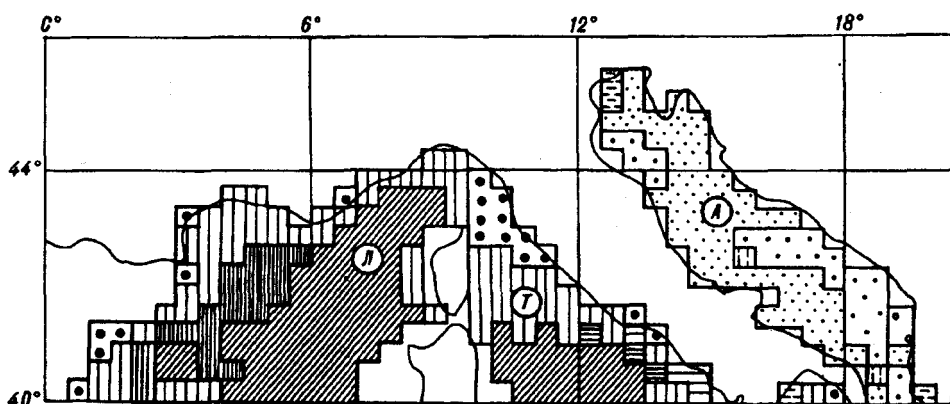
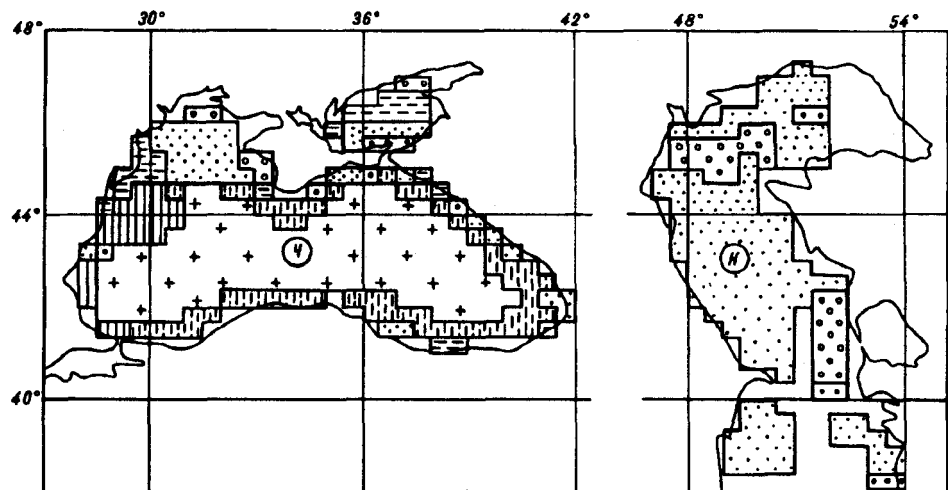


Рис. 1. Современные эндогенные режимы морских бассейнов.

Аббревиатуры соответствуют данным табл. 1 и 2. Буквами обозначены морские впадины: Л — Лигурийская, Т — Тирренская, А — Адриатическая, Ч — Черноморская, К — Каспийская, ЮК — Южно-Китайская. 1 — 18 — см. табл. 1.

периферии впадин, во внешнем кольце которых иногда появляются режимы платформенного типа. Различие между отдельными морскими впадинами заключается лишь в том, какой стадии развития тафрогенный режим достиг в центральной их части и каков этот режим во внешнем кольце.

Наиболее полную картину в этом смысле представляет Южно-Китайская впадина, в центральной части которой выявлены такие стадии развития тафрогенеза, как Т6 и Т5 (дефицит мощности земной коры составляет более 25 км). Менее продвинутая стадия проявления этого режима (Т4) формируется в ее структуре следующее концентрическое кольцо. В то же время в пределах Лигурийской и Тирренской впадин эта же стадия Т4 характеризует их центральные части. Следующая стадия того же режима (Т3) образует в Южно-Китайской акватории треть от осевой части кольца, в Лигурийской и Тирренской — второе (причем в Лигурийской — последнее, периферическое), в Черноморской, в свою очередь, характеризует ее центральную часть, а в Адриатической представлена избирательно на очень небольших

Пространственное распространение стадий проявления эндогенных режимов и фаз их активности в разных морских впадинах

Морская впадина	% площади впадин, занятых фазами состояния эндогенных режимов				% площади впадин, занятых платформенным и разными стадиями проявления тафрогенного режима						
	Ph1	Ph2	Ph3	Ph4	P	T1	T2	T3	T4	T5	T6
Черноморская	82,5	17,5	—	—	16	10,7	18,9	54,8	—	—	—
Адриатическая	90,7	9,3	—	—	62	33,7	2,3	2,3	—	—	—
Каспийская	83,3	16,8	—	—	98	2,5	—	—	—	—	—
Лигурийская	—	52,8	47,2	—	—	—	—	36,2	63,8	—	—
Тирренская	—	59,5	40,5	—	—	—	5,4	63,5	31,1	—	—
Южно-Китайская	1,1	72,1	24,1	2,7	—	5,7	1,5	53,5	13,4	19,9	6,0

площадях. Стадия T2 тафрогенного режима также развита в Южно-Китайской впадине, где формирует четвертое от осевой части кольцо, в Тирренской — третье (последнее), в Черноморской — второе, а в Адриатической, в свою очередь, характеризует наибольшую площадь центральной ее части. Стадия T1 того же режима частично формирует в Южно-Китайской акватории последнее (пятое) периферическое кольцо, в Черноморской — третье, в Адриатической — второе, а в Каспийской характеризует небольшие по площади участки (попавшие в пределы изученной области), принадлежащие Южно-Каспийской впадине. Наконец, последние внешние кольца в пределах Черноморской (четвертое), Адриатической (третье) и Каспийской (второе) акваторий представляет платформенный режим.

Таким образом, каждый из рассмотренных бассейнов, как и все они вместе, образуют эволюционный ряд развития тафрогенных структур, сформировавшихся на месте ранее существовавших платформенных. Каспийская впадина (платформенный режим, первая стадия проявления тафрогенеза) — Адриатическая и Черноморская (платформенный режим, первая, вторая и третья стадии проявления тафрогенного) — Тирренская (вторая, третья и четвертая стадии проявления тафрогенного режима) — Лигурийская (третья и четвертая стадии проявления тафрогенного режима) — Южно-Китайская (все стадии проявления тафрогенного режима от первой до шестой). Наиболее репрезентативная, но все же неполная часть этого ряда представлена в пределах Южно-Китайской впадины, а остальные его члены, взаимно дополняющие друг друга и достраивающие этот ряд в целом, выявлены в пределах других бассейнов. Это заключение достаточно полно иллюстрируется данными рис. 1—3, табл. 2, 3.

Важно отметить, что в результате совместного рассмотрения морских впадин совершенно отчетливо и однозначно выявлены пространственные взаимоотношения и переходы между всеми стадиями проявления тафрогенеза, а также между тафрогенным и платформенным режимами. Сделать это, рассматривая какую-то одну из них отдельно или неполную их совокупность, вряд ли было бы возможно.

Данные рис. 2, в частности, свидетельствуют, что в пределах изученной области представлены все стадии проявления тафрогенного режима, однако доминирующей является одна из них, занимающая суммарно около 50 % площади. Это стадия T3, в сфере проявления которой дефицит мощности коры составляет от 10 до 15 км. Именно она пространственно преобладает в пределах таких впадин, как Черноморская, Тирренская и Южно-Китайская. Стадия T4 занимает наибольшие площади в пределах Лигурийской и Тирренской впадин. Примерно ту же суммарную площадь в морских бассейнах занимает платформенный режим, наиболее представительный в Адриатической и Каспийской впадинах. Остальные стадии развития тафрогенного режима развиты на значительно меньших площадях. Стадия T5 представлена только в Южно-Китайской впадине, T1 наибольшие площади занимает в

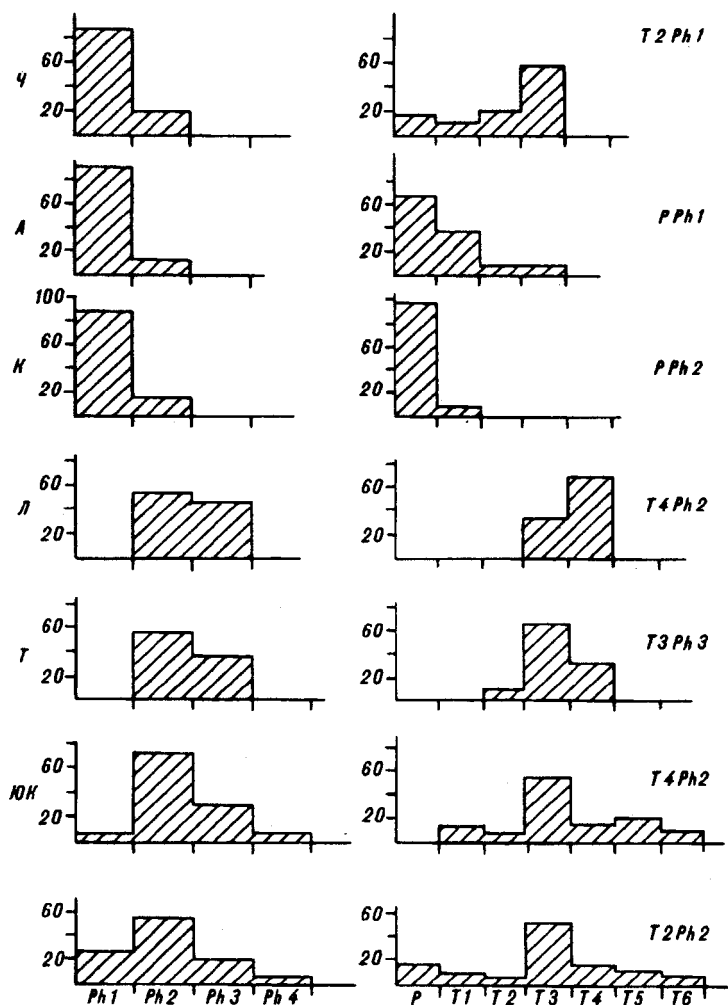


Рис. 2. Распределение стадий проявления эндогенных режимов и фаз их активности в пределах морских впадин.

Буквенные обозначения те же, что на рис. 1. Данные по всем впадинам приведены на двух нижних гистограммах без буквенных обозначений.

Адриатической, Т2 — в Черноморской и Т6 — только в Южно-Китайской. Существенно, что во впадинах Средиземноморского типа структурная переработка земной коры процессами тафrogenеза не достигла к настоящему времени стадий Т5 и Т6, представленных исключительно в Южно-Китайском бассейне.

Важной является задача выяснения возможности дальнейших преобразований земной коры (проблема энергетического потенциала отдельных впадин и всей их совокупности). В пределах наиболее крупной Южно-Китайской впадины на 6 % площади, занимаемой стадией Т5, представлена фаза Ph1; на 1,5 % площади — фаза Ph2, на 71 % площади — фаза Ph3 и на 8 % площади — фаза Ph4. Это свидетельство того, что, вероятно, столь мощная структурная переработка, которой соответствует стадия Т5 (с дефицитом мощности земной коры — от 20 до 25 км), может реализовываться при сильном энергетическом воздействии на уровне фаз Ph3—Ph4. Следовательно, в случае с режимом Т5—Ph2 имеет место угасание эндогенной активности, в условиях которой серьезные структурные преобразования вряд ли возможны, а в случае с режимом Т5—Ph1 энергетические ресурсы для таких преобразований уже полностью исчерпаны. В последнем случае развивавшийся раньше тафrogenный режим перешел в платформенный (при сохранении пока еще тафrogenной структуры), а в первом случае реализуется такой переход к платформенному режиму (также при сохранении ранее сформированной тафrogenной структуры). Если рассматривать всю Южно-

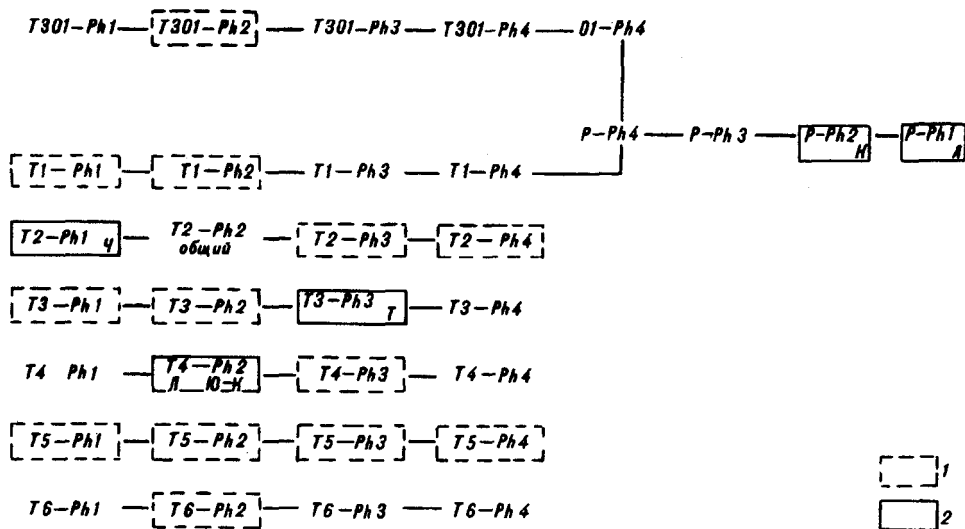


Рис. 3. Граф взаимоотношений современных платформенных и тафрогенных эндогенных режимов.

1 — эндогенные режимы во впадинах рассмотренных морей; 2 — генеральные эндогенные режимы морских впадин. Буквенные обозначения соответствуют данным рис. 1 и 2. Аббревиатуры режимов соответствуют табл. 1 и 2.

Китайскую впадину в целом, то выясняется, что только на 27 % ее площади (где тепловой поток характеризует активное состояние коры) существуют в настоящее время реальные возможности для дальнейшего развития процессов активного тафрогенеза [7].

По другим впадинам соответствующие цифры таковы. В пределах Черноморской, Каспийской и Адриатической активные фазы проявления эндогенных режимов отсутствуют. В пределах Тирренской они представлены на 41 % площади (в сфере проявления стадий T2, частично T3 и T4), в Лигурийской — на 47 % площади (только в месте распространения стадии T4). Иными словами, в пределах последних двух бассейнов более половины их площади к настоящему времени вышли из сферы активного проявления эндогенных процессов, хотя современный вулканизм в пределах Тирренского бассейна еще отмечается [13]. Если же рассматривать всю совокупность изученных впадин, то более 80 % их площади уже вышли из этой сферы. Этот факт однозначно свидетельствует о том, что эндогенная активность в пределах морских бассейнов обеих систем (как Средиземноморской, так и Тихоокеанской) в настоящее время находится в стадии угасания. Это утверждение справедливо лишь в том случае, если в первом приближении считать одну из крупнейших впадин Тихоокеанской системы (Южно-Китайскую) типичным ее представителем.

Как отмечалось ранее, каждую впадину можно характеризовать генеральным (осредненным) современным эндогенным режимом (см. табл. 3, рис. 3). Генеральные режимы выстраиваются в некоторый генетический ряд, представляющий схему эволюции платформенных и тафрогенных эндогенных режимов:

1. Платформенный режим в фазах активности Ph1—Ph2 (Адриатическая и Каспийская впадины, соответственно).

2. Платформенный режим в фазах активности Ph3—Ph4 без структурных преобразований земной коры (в изученной области нет).

3. Тафрогенный режим в фазах Ph3—Ph4, в рамках которого реализуются последовательные во времени структурные преобразования земной коры от стадии T1 до стадии T6 (Тирренская впадина в стадии T3, остальные отсутствуют).

4. Тафрогенный режим в переходной фазе Ph2, в рамках которого сохраняются достигнутые ранее структурные преобразования земной коры

на уровне стадий T1—T6 (Лигурийская и Южно-Китайская впадины в стадии T4, остальные отсутствуют).

5. Платформенный режим в пассивной фазе Ph1, в рамках которого также сохраняются достигнутые ранее структурные преобразования земной коры на уровне стадий T1—T6 (Черноморская впадина в стадии T2, остальные отсутствуют). Эти данные также иллюстрируют сделанный ранее вывод об угасании эндогенной активности всей области в целом.

В большинстве рассмотренных морских бассейнов присутствует складчатый фундамент, платформенный чехол или орогенный комплекс [8], на котором залегают глубоководные осадки. Ранее развитая на месте этих бассейнов земная кора континентального типа [5] испытала затем интенсивную деструкцию. Формирование новообразованной утоненной коры сопровождалось тектоническим обрушением. Ряд рассмотренных глубоководных морских впадин имеет концентрично-изометричную пространственную организацию, которую весьма затруднительно интерпретировать как следствие горизонтального растяжения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. — М.: Недра, 1972.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989.
3. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры / Междувед. Геофизич. Комитет. — М., 1991.
4. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Геотектоника. — 1986. — № 6. — С. 8—20.
5. Кайнозойская эволюция земной коры и тектоногенез Юго-Восточной Азии. — М.: Наука, 1989.
6. Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. — М.: Наука, 1978.
7. Надежный А.М. Основные черты строения вулканической зоны в районе о-ва Ку Лао Ре (Южно-Китайское море) по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Вулканология и сейсмология. — 1986. — № 5. — С. 92—96.
8. Николаев В.Г. Паннонский бассейн. Строение осадочного чехла и развитие. — М.: Наука, 1986. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 406).
9. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Современные эндогенные режимы. — М., 1986. Деп. в ВИНТИ, № 5101-в86.
10. Рейснер Г.И., Чичагов В.П. Современные эндогенные режимы Юго-Восточной Азии (на примере Вьетнама) // Геоморфология. — 1991. — № 1. — С. 15—29.
11. Рейснер Г.И., Чичагов В.П. Современные эндогенные режимы Южно-Китайского моря // Докл. РАН. — 1992. — Т. 323, № 4. — С. 657—663.
12. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы / ИФЗ РАН. — М., 1993.
13. Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И. Подводные вулканы Тирренского моря — свидетели раскрытия задугового бассейна // Изв. РАН. Сер. геол. — 1992. — № 1. — С. 66—71.

ИФЗ

Институт географии РАН
Москва

Поступила в редакцию
22 марта 1994 г.

G.I. Reisner, A.K. Popova, V.P. Chichagov

THE ESTIMATION OF MODERN ENDOGENOUS STATE WITHIN THE BASINS OF INTERIOR AND MARGINAL SEAS

Based on the four-sign (the density of the heat flow, the thickness of the Earth's crust, the relief's high, the consolidated basement's depth) typification of the Earth's crust, zoning of the basins of the Ligurian, Tyrrhenian, Adriatic, Black, Caspian and South China Seas are conducted respectively modern endogenous regimes, stages of their development and phases of activity. Spatial relations are found out between taphrogenous and platform regimes and also between various stages of the taphrogenous regime. As a result, conclusion may be done that considered sea-basins represent genetic evolutionary series formed due to large tectonic collapses of the continental Earth's crust. In the modern epoch these structures are characterized as diminishing endogenous activity.

Г.В. Беляева, Е Тянь, Юань Кесин, Сюй Аньдун

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ СЕВЕРА ПЛАТФОРМЫ ЯНЦЗЫ: РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПО АРХЕОЦИАТАМ С РАЗРЕЗАМИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ РОССИИ

Впервые изучен на территории Китая (провинция Шэнси, север платформы Янцзы) разрез нижнего кембрия, послонно охарактеризованный комплексами археоциат позднеатдабанского—раннетойонского времени. Дана литологическая и палеонтологическая характеристика выделенных стратиграфических подразделений, восстановлена обстановка осадконакопления палеобассейна на протяжении раннекембрийской эпохи. Проведена корреляция разреза по трилобитам со стратотипом нижнего кембрия Китая в провинции Юньнань. Выделено 10 биостратиграфических уровней археоциат. С учетом анализа морфопризнаков скелета археоциат Фучиньского разреза проведена их корреляция с комплексами археоциат юго-восточных районов Сибири и Дальнего Востока. Результаты анализа изученных археоциат севера платформы Янцзы вносят определенные коррективы во взгляды на эволюцию этой группы организмов и их использование для межрегиональной корреляции.

Ярусные и зональные схемы нижнего кембрия Китая разработаны преимущественно на основании анализа распределения трилобитов, характерных для так называемой рэдлихивой провинции. Комплексы этих трилобитов резко отличаются от европейских, северо-американских и сибирских, что существенно затрудняет корреляцию кембрийских разрезов указанных регионов и Китая. До настоящего времени не удавалось использовать для межрегиональной корреляции и археоциаты, поскольку на территории Китая отсутствовали разрезы, достаточно полно охарактеризованные представителями этой группы фауны.

В 1984 г. в южной части провинции Шэнси, на северном побережье Янцзы, южнее города Сиань (рис. 1), сотрудники Сианьского геологического института Е Тянь и др. обнаружили довольно многочисленные биогермные слои с археоциатами, что послужило поводом для детального изучения нижнего кембрия этой территории. Так, указанными специалистами были изучены опорный разрез вблизи пос. Фучинь и вспомогательные разрезы у пос. Ченбао и по р. Сенчао. В 1991 г. на опорном разрезе с Е Тянь и Сюй Аньдун работали Г.В. Беляева и Юань Кесин, впоследствии совместно изучавшие археоциаты описываемого района. Результаты всех этих исследований приведены в предлагаемой статье. Общая геолого-литологическая характеристика в ней дана Е Тянь, определения трилобитов и мелкоракочной фауны произведены Сюй Аньдун. Корреляция нижнекембрийских отложений южной части провинции Шэнси с опорным разрезом кембрия Китая в юго-восточной части провинции Юньнань осуществлена по трилобитам совместно всеми авторами китайской стороны. Корреляцию нижнего кембрия севера платформы Янцзы, юго-востока Сибирской платформы и Дальнего Востока России попыталась выполнить Г.В. Беляева по археоциатам, взяв за основу характер изменения морфологических признаков археоциат в процессе их эволюции, учитывая определенные смещения во времени появления и исчезновения тех или иных признаков у археоциат в различных регионах мира.

Описываемый район расположен в северной части платформы Янцзы. Здесь на среднепротерозойском основании метаморфических пород и гранитов широко развиты позднекембрийские, кембрийские, ордовикские, силурийские, пермские и триасовые осадочные отложения. Среди кембрийских образований выделяются свиты, снизу вверх (рис. 2): нижний кембрий — куаньчуаньпу (kuanchuanpu), гоцзяба (guojiaba), сяньндун (xiannudong), яваньбе (yanwangbian), кунмиэньдун (kongmiengdong), средний кембрий — доупусы (doupusi). Нижнекембрийские отложения согласно подстилаются светло-серыми доломитами свиты денин (dengyeng), охарактеризованной строматолитами венда.

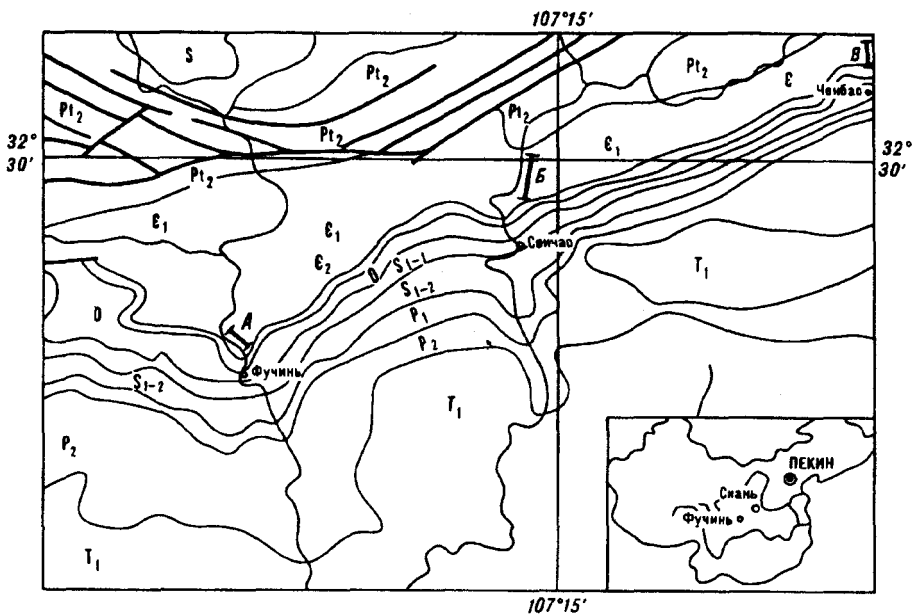


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов.

А — пос. Фучинь; Б — р. Сенчао; В — пос. Ченбао.

Начинается разрез нижнего кембрия свитой куаньчуаньпу, представленной здесь только своей нижней частью, мощностью всего 10 см, песчаников. Полный разрез этой свиты наблюдался в ее стратотипе вблизи города Ничан, где она представлена серыми мелкозернистыми песчаниками и темно-серыми известняками. Среди песчаников встречаются маломощные пласты фосфоритов.

В Фучиньском разрезе на отложениях неполной мощности свиты куаньчуаньпу с размывом залегает свита гоцзяба, представленная в нижней своей части переслаивающимися черными глинистыми сланцами и песчаниками, часто с кристаллами пирита. В средней части свиты — переслаивание темно-серых глинистых и темно-зеленых карбонатных сланцев. В верхней части свиты гоцзяба залегают темно-зеленые тонкослоистые глинистые песчаники и песчаные сланцы. Слоистость отложений в основном горизонтальная, лишь изредка наблюдается слабоволнистое напластование. В отложениях свиты четко выражены следы жизнедеятельности организмов. Мощность ее составляет 353 м.

Выше согласно залегает свита сяньдун, представленная биогермными, оолитовыми и онколитовыми известняками, переслаивающимися с темно-зелеными глинистыми сланцами. В свите отмечено девять стратиграфических уровней органогенных построек ("биогермные слои"), представленных археоциатово-водорослевыми биогермами, биостромами, калиптрами. В средней части свиты (верхи седьмого биогермного слоя) среди оолитовых известняков четко выражена косая слоистость (см. рис. 2) по слоям оолитов различных размеров. К кровле свиты приурочены светло-серые мелкозернистые доломиты и водорослевые известняки. Мощность свиты составляет 139 м.

Вышележащая согласно свита яваньбе представлена в нижней своей части светло-красными тонкослоистыми песчано-глинистыми сланцами, переслаивающимися со светло-серыми мелкозернистыми песчаниками. К средней части свиты приурочены темно-зеленые песчано-глинистые сланцы, переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Здесь встречаются линзы грубозернистых кварц-халцедоновых песчаников. В верхней части этой свиты залегают серые средне- и мелко-

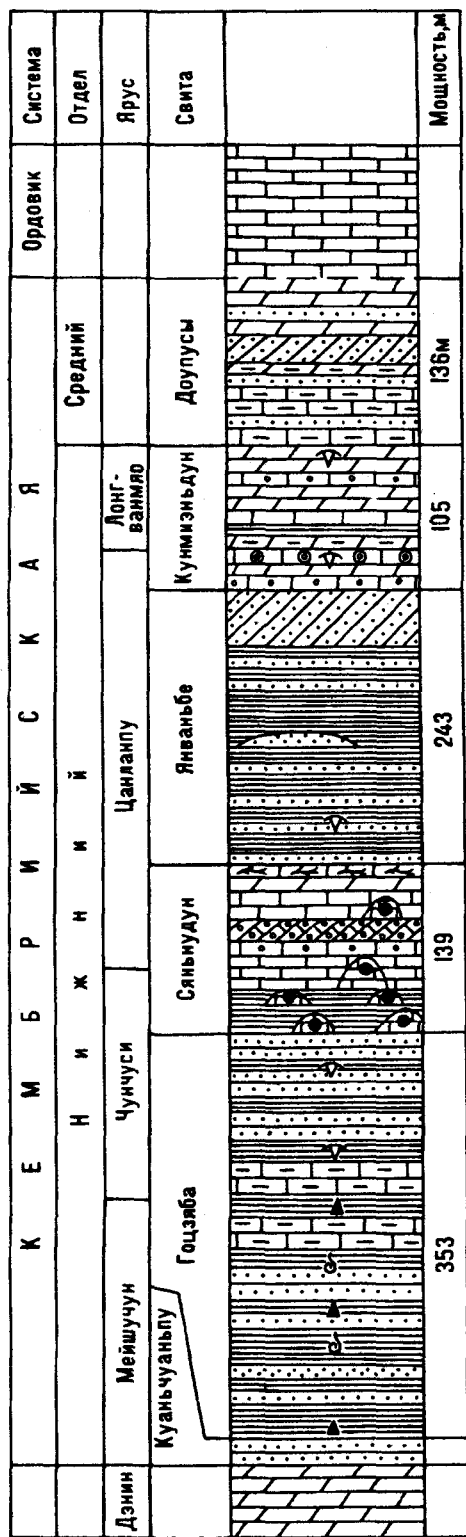


Рис. 2. Стратиграфическая колонка разреза Фучинь.

1 — песчаники, 2 — глинистые сланцы, 3 — известняки, 4 — доломиты, 5 — глинистые доломиты, 6 — мергели, 7 — косослоистые песчаники, 8 — "косослоистые" оолитовые известняки, 9 — органогенные постройки, 10 — трилобиты, 11 — археоциты, 12 — водоросли, 13 — онколиты, 14 — оолиты, 15 — следы жизнедеятельности организмов, 16 — мелкоравнинная фауна.

зернистые кварцевые песчаники, косослоистые и со следами волнистости. Мощность свиты янваньбе составляет 243 м.

Разрез наращается согласно залегающей свитой кунмизьндун, представленной в ее нижней части серыми обломочными известняками, обломочными доломитами и доломитизированными оолитовыми известняками с прослоями онколитовых известняков и глинистых мелкозернистых доломитов. Хорошо выражена косая слоистость. В верхней части свита представлена серыми мелкозернистыми доломитами с прослоями тонкослоистых кварцевых песчаников и доломитизированных оолитовых известняков с косой слоистостью и с волнистостью. В доломитах кровли наблюдаются структуры растрескивания. Мощность свиты кунмизьндун равна 105 м.

Средний кембрий представлен согласно залегающей свитой доупусы, в нижней части которой залегают темно-красные мергели, доломитистые песчаники, в ее средней части — серые кварцевые песчаники с прослоями глинистых доломитов. Хорошо выражена косая слоистость и волнистость. К верхней части свиты доупусы приурочены светло-серые доломиты с прослоями тонкослоистых кварцевых песчаников. Мощность свиты составляет 136 м.

Отложения свиты доупусы с параллельным несогласием перекрываются серыми и розовыми известняками среднего ордовика.

На основании литологического состава кембрийских отложений и их фациальной характеристики, приведенной на рис. 2, можно сделать следующие выводы.

В куаньчуаньпийское и гоцзябанское время раннего кембрия в описываемом районе существовала прибрежная до мелководной обстановка бассейна, возможно, закрытого типа. В раннесяньнудунское время появляются прибрежно-биогермные фации, сменяющиеся в направлении открытого моря более глубоководными терригенными отложениями. На протяжении дальнейшего сяньнудунского времени происходили довольно частые небольшие трансгрессивно-регрессивные движения, выразившиеся в частой смене (не менее девяти раз) биогермных фаций нормальными и косослоистыми отложениями (в частности, косослоистыми оолитовыми известняками). В яваньбейское время появляется дельтовая фация терригенных косослоистых отложений, включающая, кроме грубозернистых песчаников, конгломераты. В конце яваньбе четко выражена косая слоистость двух направлений, свидетельствующая о существовании приливно-отливных движений.

В кунмиэньдунское время существовала прибрежно-шельфовая обстановка. К концу этого времени, на границе раннего и среднего кембрия, осадконакопление происходило в условиях более жаркого, засушливого климата, о чем свидетельствует широкое развитие мелкозернистых доломитов с четко выраженными трещинами усыхания. В доупусинское время среднего кембрия были ярко выражены условия аридного климата, которые привели к образованию в прибрежной части бассейна красноцветных доломитов с включениями каменной соли.

Вышеизложенное свидетельствует о постепенном обмелении бассейна на протяжении раннего и среднего кембрия, завершившемся к концу среднего кембрия размывом, продолжавшимся до середины ордовика. Археоциатово-водорослевые биогермные и биостромные постройки появляются при обмелении бассейна (сяньнудунское и раннекунмиэньдунское время, см. рис. 2) в условиях небольших трансгрессивно-регрессивных колебаний.

Фаунистические остатки в Фучиньском опорном и в соседних с ним разрезах представлены трилобитами, археоциатами и мелкораковинной фауной. Кроме того, на нескольких стратиграфических уровнях отмечены следы жизнедеятельности организмов (см. рис. 2).

Мелкораковинная фауна, хотя и встречена в отложениях гоцзяба и сяньнудун и в др., в настоящее время хорошо изучена в Китае лишь для пограничных венд-кембрийских слоев.

Трилобиты найдены в отложениях свит гоцзяба, сяньнудун, яваньбе и кунмиэньдун. В свите гоцзяба, в средней ее части были найдены *Parabodiella* sp., характеризующие одноименную зону низов яруса чунчуси в Юньнаньском разрезе (стратотипе кембрия Китая). В верхней части свиты встречена *Eoredlichia* sp., характерная для верхней половины чунчуси. Таким образом, возраст свиты гоцзяба определяется как позднемейшучунский—среднечунчусинский.

В свите сяньнудун трилобиты встречены на нескольких стратиграфических уровнях. Так, в биогермных слоях первом—третьем Сюй Аньдун найдены: *Eoredlichia* sp., *Yunnanosephalus kunjangensis* Zhu et Zhou, *Zhenbaspis* sp. и неопределимые обломки. Кроме того, ранее другие специалисты находили здесь *Xingzishania rediata* Lee и *Eomalungia emeiensis* Lee. Представители рода *Eoredlichia* в типовом разрезе нижнего кембрия Китая, в восточной части провинции Юньнань, обнаруживаются в верхней половине яруса чунчуси, где род является руководящей формой зоны *Eoredlichia* — *Wutingaspis*. *Yunnanosephalus kunjangensis* был обнаружен в восточной части провинции Юньнань, но найден и в мейшучунском разрезе, тоже в отложениях второй половины чунчуси (пачка Юйаншан чунчусинской свиты). Род *Yunnanosephalus* — один из важных элементов зоны *Eoredlichia*—*Wutingaspis* в восточной части провинции Юньнань, в северной части провинции Сичуань и в южной части провинции Шэнси. *Xingzoshania rediata* и род *Zhenbaspis* были найдены в соседних с Фучиньским разрезах у пос. Ченбао (см. рис. 1) в свите шуншинто (аналог нижней части свиты сяньнудун).

Здесь же были обнаружены трилобиты *Hupeidiscus* sp. Представители этого рода в провинции Юньнань присутствуют в верхах чунчуси и в низах цанланпу. *Eomalungia emeigensis* часто встречается в верхней части чунчуси в западной части провинции Сичуань, где на этом уровне выделена зона *Wutingaspis* — *Choaspis*. На основании всего вышесказанного биогермные слои первый—третий отнесены ко второй половине яруса чунчуси.

В четвертом и пятом биогермных слоях разреза Фучинь Сюй Аньдун найдены *Zhenbaspis lata* Chang et Chu совместно с беззамковыми брахиоподами *Lingulepsis* sp. Такая же фауна была встречена в разрезе Цяньцзинь (Qianjin). До настоящего времени род *Zhenbaspis* был известен только из отложений верхнего чунчуси. Однако Сюй Аньдун считает возможным его присутствие и в низах цанланпу, принимая, таким образом, возраст четвертого и пятого биогермных слоев как верхи чунчуси — низы цанланпу.

В низах свиты янваньбе найдены трилобиты *Paokannia angulata* Chang, *P. micangshanensis* Zhou, *Pseudichangia damiacensis* (Chang), *Sichuanolenus* sp. Все указанные формы известны в типовом разрезе провинции Юньнань из зоны *Paokannia*—*Sichuanolenus* среднего цанланпу.

В нижней части свиты кунмиэньдун, десятый биогермный слой известняков разреза Фучинь, обнаружена *Kootenia yui* Chang, встреченная в районах Сисян (Xixiang) и Янцзягон (Yanjiaogon) провинции Шэньси в верхнем цанланпу (зона *Megapaleolenus*). В вышележащих доломитах свиты кунмиэньдун найдены трилобиты *Hoffetella* sp., характерные в типовом разрезе кембрия Китая для зоны *Hoffetella* — *Redlichia murakamii* яруса лонгванмяо (*longwangmiao*), что позволяет возраст свиты кунмиэньдун считать как поздний цанланпу — лонгванмяо.

Проведенный анализ трилобитов показал возможность корреляции разреза Фучинь с типовым разрезом кембрия Китая в провинции Юньнань. Так, трилобиты верхней части свиты гоцзяба соответствуют зоне *Parabodiella* и частично зоне *Eoredlichia* — *Wutingaspis*, а трилобиты нижней части сяньндун отвечают зоне *Eoredlichia* — *Wutingaspis* (без ее низов) и возможно (по мнению Сюй Аньдун) самым низам зоны *Jilianggella* — *Yunnanspis*. Трилобиты свиты янваньбе сопоставляются с зоной *Paokannia* — *Sichuanolenus*. Трилобиты нижней части кунмиэньдун соответствуют зоне *Megapaleolenus*, а верхней ее части — зоне *Hoffetella* — *Redlichia murakamii*.

Соответственно, возраст свит, содержащих трилобиты, устанавливается следующим образом (см. рис. 3, таблицу); свита гоцзяба — поздний мейшучин — ранний чунчуси; свита сяньндун — поздний чунчуси — ранний цанланпу; свита янваньбе — средний цанланпу; свита кунмиэньдун — поздний цанланпу — лонгванмяо.

Археоциаты в разрезе Фучинь известны на восьми стратиграфических уровнях. В соседнем, изученном авторами настоящей статьи разрезе у пос. Ченбао (см. рис. 1) между двумя последними уровнями выделено еще два. Девять из них приурочены к биогермным слоям свиты сяньндун. В самом древнем из них археоциаты встречены в небольших биогермах (высотой от 10 см до 1—1,5 м, протяженностью от 20 см до 2—2,5 м), иногда сближенных в биогермные массивы. Они представлены: *Leptosocyathus* sp., *Eris-macoscinus vsevolodi* (Korshunov), *Eris-macoscinus* sp., *Yhecyathus futchinigen*. et sp. n., *Dictyocyathus* sp. n., *Protopharetra lepida* Yuan et Zhang, *Tollicyathus arogosus* sp. n., *Taylorcyathus* sp. Преобладают среди них представители эризматосцинид, часто крупных размеров, с узким интерваллюмом. Археоциаты этого комплекса отличаются упрощенным строением скелета. Наружная стенка, как правило, простопористая. Лишь у одного экземпляра неправильных археоциат, условно отнесенного к *Tollicyathus*, отмечена дополнительная оболочка претиозоциатового типа у пор наружной стенки. Поры внутренней стенки тоже простые, иногда защищенные шипами, козырьками (*Eris-macoscinus vsevolodi*) или чешуями (*Leptosocyathus* sp.). Лишь у одного экземпляра наблюдалась кольцевая стенка (*Taylorcyathus*). В интерваллюме правильных археоциат — пористые перегородки и пористые пластинчатые днища (*Eris-macoscinus*, *Yhecyathus*). Очень редки редко-

КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЮГА ПРОВИНЦИИ ШЭНСИ (ФУЧИНСКИЙ РАЗРЕЗ), ПРОВИНЦИИ ЮНЬНАНЬ КИТАЯ, СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ

Стратотип, провинция Юньнань		РАЗРЕЗ у пос. Фучинь, провинция Шэнси				Забайкалье (юг Монголии-Охоти)	Юдомо-Майский прогиб	Ярус	
система отсчета	Слота	свита	комплексы фауны		Дальний Восток (северо-восток Монголии-Охоти)	Сибирская платформа			
			трилобиты	археозоиды	мелкокоробовая фауна				
Кембрий	средний							томоцкий	
			<i>Chitilditia-Kunmingaspis</i>	<i>Дагунусы</i>					
			<i>Hoffetella-Redlichia murakamii</i>	хунминьшэнь-дун	<i>Hoffetella sp.</i>				
			<i>Megaprotetolenus</i>		<i>Kootenia yui Chang</i> 10	<i>Irinaecyathus sp., Archaeocyathus nitidus (Yuan et Zhang), A. (Pararecyathus) curvatus (Yuan et Zhang), Flindersicyathus sp., Senxicyathus hubeiensis Yuan et Zhang</i>	<i>Inessocyathellus-Tegerocyathus</i>		<i>Archaeocyathus kuznisi-Tegerocyathus edelsteini</i>
			<i>Protetolenus</i>	ЯИВАНЬБО	<i>Pseudichangia datsoensis (Chang), Paokannia angulata Chang, P. micangshanensis Zhou, Sichuanotenus sp.</i>				
			<i>Paokannia-Sichuanotenus</i>						
			<i>Drepanuroides</i>			9 <i>Protopharetra sp., Flindersicyathus sp.</i> 8 <i>Erimacoscinus sp.</i> 7 <i>Protopharetra lepida Yuan et Zhang, Flindersicyathus sp., Tolticyathus sp.</i>	<i>Atlaocyathus veronicae</i>		
			<i>Yitiangella-Yunnanaspis</i>			6 <i>Sibirecyathus abnormis (Yuan et Zhang), Erimacoscinus vsevolodi (Korsh.), Yhecyathus futchini g. et sp.n., Rudanulus sp., Crassioscenus sp., Pitadicoscenus yuani Debr., Okutichicyathus chinensis sp.n., Rosetticyathus sp., Protopharettra lepida Yuan et Zhang, Tolticyathus aporosus sp.n.</i>	<i>Cyclocyathella incognita</i>		
				САНЬНУДУН		5 <i>Leptosocyathus sp., Sibirecyathus abnormis (Yuan et Zhang), Rosetticyathus sp., Taylorcyathus clarus Yuan et Zhang, Erimacoscinus vsevolodi (Korsh.), Yhecyathus futchini g. et sp.n., Porocoscenus sp., Rudanulus sp., Pitadicoscenus yuani Debr., Okutichicyathus chinensis sp.n., Spinosocyathus spinosus A.Zhur., Protopharettra lepida</i>	<i>Orienticyathus mamontovi</i>		<i>Bolomocyathus zelenovi</i>
			<i>Eoredlichia-Wulingaspis</i>		<i>Zhenbaspis Lala Chang et Chu</i> <i>Eoredlichia sp.</i> <i>Yunnanocyphalus kunyuanensis Zhu et Zhou</i>	4 <i>Leptosocyathus sp., Sibirecyathus sp., Taylorcyathus clarus Yuan et Zhang, Nachoroicyathus sp., Erimacoscinus vsevolodi (Korsh.), Yhecyathus futchini g. et sp.n., Rudanulus sp., Pitadicoscenus sp., Okutichicyathus chinensis sp.n., Tolticyathus aporosus sp.n., Spinosocyathus spinosus A.Zhur., Protopharettra lepida Yuan et Zhang</i>	<i>Argunaspis-Sojanaspis</i>		<i>Eansicyathus termontovae</i>
					<i>Zhenbaspis sp.</i> <i>Eamolungia emeiensis Lee</i> <i>Xingzishania rediala Lee</i>	3 <i>Sibirecyathus sp., Inessocyathus sp., Taylorcyathus clarus Yuan et Zhang, Erimacoscinus vsevolodi (Korsh.), Yhecyathus futchini g. et sp.n., Rudanulus sp., Okutichicyathus chinensis sp.n., Spinosocyathus spinosus A.Zhur.</i>	<i>Tumultolynthus-Heckericyathus</i>		<i>Nochoroicyathus kokoulini</i>
			<i>Parabadietia</i>	ГОЦЗЯБО	<i>Eoredlichia sp.</i> <i>Parabadietia sp.</i>	2 <i>Taylorcyathus sp., Inessocyathus sp., Erimacoscinus vsevolodi (Korsh.), Yhecyathus futchini g. et sp.n., Spinosocyathus spinosus A.Zhur., Okutichicyathus chinensis sp.n., Tolticyathus aporosus sp.n.</i>	<i>Robustocyathus</i>		<i>Parocyathus pinus</i>
			<i>Sinosachites-Eonovilatus</i>			1 <i>Leptosocyathus sp., Erimacoscinus vsevolodi (Korsh.), Yhecyathus futchini g. et sp.n., Protopharettra lepida Yuan et Zhang, Tolticyathus aporosus sp.n., Dictyocyathus sp.</i>			<i>Leptosocyathus polyseptus</i>
			<i>Paragloborilus-Siphonochites</i>						<i>Aldanocyathus sigovi</i>
		<i>Anabarites-Circotheca-Protolertzia</i>	КУЭНЬ-ЧУАНЬЛУ					<i>Dokidocyathus regularis</i>	
Венд	Венд	гаджошан				<i>Hypolittellus tenuis</i> <i>Turcutheca sp.</i> <i>Circotheca sp.</i>	<i>Aldanocyathus sunnaginicus</i>	атдабанский	

пористые перегородки (*Leptosocyathus* sp.). Интерваллюм неправильных археоциат выполнен стержнями, грубопористыми тенями (*Protopharetra*), реже — мелкопористыми, редко расположенными пластинчатыми днищами (*Tollicyathus*). Форма кубков преобладает коническая и коническо-цилиндрическая. У крупных форм с узким интерваллюмом наблюдаются глубокие поперечные пережимы (*Yhecyathus*). Среди неправильных часты колонии (*Dictyocyathus*, *Protopharetra*).

Археоциаты второго стратиграфического уровня свиты сяньнудун приурочены к биогермам (высотой 20—40 и протяженностью 40—80 см), объединенным в биогермные массивы, в которых каркасостроителями совместно с археоциатами являются водоросли *Girvanella problematica* Красноперева, реже — *Renalcis gelatinosus* Korde*. Археоциаты здесь представлены *Coscinocyathus* sp. (с шипами у пор внутренней стенки), *Erismacoscinus vsevolodi* (Korshunov), *Yhecyathus futchini* gen. et sp. n., *Inessocyathus* sp., *Taylorcyathus* sp., *Dictyocyathus* sp., *Spinosocyathus spinosus* A. Zhur., *Okulitchicyathus chinaensis* sp. n., *Tollicyathus aporosus* sp. n. Преобладают среди археоциат *Taylorcyathus* sp. и эризмакосциниды. В отличие от предыдущего комплекса здесь в массовом количестве появляются представители с кольцевой внутренней стенкой. Наружная стенка, по-прежнему, остается простопористой. Много остается представителей правильных днищевых археоциат (*Erismacoscinus*, *Yhecyathus*). Количество *Regulares* и *Irregulares* приблизительно одинаковое, но среди последних появляются колонии *Okulitchicyathus chinaensis* sp. n. Форма кубков коническая для правильных, тарельчатая и грибовидная — для неправильных археоциат. Очень часты крупные формы с узким интерваллюмом и поперечными пережимами, расположенными закономерно у *Yhecyathus* и неравномерно — у *Tollicyathus* и *Okulitchicyathus*. Пористость внутренней стенки простая с защитными козырьками или с шипами, с горизонтальными несообщающимися каналами и кольцевая. Интерваллюм правильных археоциат выполнен пористыми перегородками и простопористыми пластинчатыми днищами. У *Irregulares* интерваллюм заполнен стержнями, часто с шипами (*Spinosocyathus*), грубо- или мелкопористыми днищами и редкой пузырчатой тканью.

Третья пачка органогенных известняков (третий стратиграфический уровень) охарактеризована немногочисленными археоциатами, приуроченными к калиптрам (20 × 25 см²). Они представлены: *Sibirecyathus* sp., *Inessocyathus* sp., *Taylorcyathus clarus* Yuan et Zhang, *Erismacoscinus vsevolodi* (Korshunov), *Yhecyathus futchini* gen. et sp. n., *Rudanulus* sp., *Okulitchicyathus chinaensis* sp. n., *Spinosocyathus spinosus* A. Zhur. Преобладают здесь, как и в предыдущем комплексе, представители эризмакосцинид и циклоциателлид (*Yhecyathus*, *Erismacoscinus*, *Rudanulus*, *Taylorcyathus*). Но, в отличие от археоциат второго уровня, здесь появляются формы с синаптикулами (*Sibirecyathus*) и с S-образными каналами внутренней стенки (*Rudanulus*), количество неправильных резко уступает *Regulares*. Среди неправильных преобладают представители *Okulitchicyathus chinaensis* sp. n. Все *Irregulares* — колониальные. Форма их тарельчатая либо грибовидная. Кубки *Regulares* преимущественно ширококонические. По-прежнему часты формы с узким интерваллюмом и равномерно расположенными поперечными пережимами (*Yhecyathus*).

Четвертый стратиграфический уровень археоциат приурочен к калиптрам. Он довольно многочислен и представлен: *Leptosocyathus* sp., *Sibirecyathus* sp., *Taylorcyathus clarus* Yuan et Zhang, *Nochoroicyathus* sp., *Erismacoscinus vsevolodi* (Korshunov), *Erismacoscinus* sp., *Yhecyathus futchini* gen. et sp. n., *Rudanulus* sp., *Pilodioscinus* sp., *Okulitchicyathus chinaensis* sp. n., *Tollicyathus aporosus* sp. n., *Spinosocyathus spinosus* A. Zhur., *Protopharetra lepida* (Yuan et Zhang). Как и в предыдущем комплексе, здесь преобладают эризмакосциниды и циклоциателлиды, причем среди первых в основном представители рода *Erismacoscinus*. А многочисленные ранее *Yhe-*

*Все водоросли определены А.М.Поповым.

суаthus здесь довольно малочисленны. Не часты среди правильных археоциат и *Leptosocyathus*, *Pilodicoscinus* и *Sibirecyathus*. Среди Irregulares преобладают *Spinosocyathus* и *Tollicyathus aporosus* sp.n. Следует отметить преобладание в комплексе правильных над неправильными.

Форма кубков у археоциат этого уровня коническая и субцилиндрическая, часто с поперечными пережимами. Колонии встречаются, в основном, среди неправильных археоциат. Наружная стенка гладкая или звездчатая (*Rudanulus*, *Pilodicoscinus*), простопористая. В интерваллюме пористые перегородки, днища, редкая пузырчатая ткань — у Irregulares. Внутренняя стенка гладкая, простопористая с козырьками или с шипами, с чешуями. Впервые появляются S-образные каналы. По-прежнему много V-образных колец.

Пятый стратиграфический уровень приурочен к эпифитоново-археоциатовым биогермам. Археоциаты здесь представлены довольно многочисленным комплексом: *Sibirecyathus abnormis* (Yuan et Zhang), *Rasetticyathus* sp., *Leptosocyathus* sp., *Taylorcyathus clarus* Yuan et Zhang, *Erismacoscinus vsevolodi* (Korshunov), *Erismacoscinus* sp., *Yhecyathus futchini* gen. et sp. n., *Porocoscinus* sp. (= *Chengkocyathus*), *Rudanulus* sp., *Pilodicoscinus yuani* Debrenne, *Okulitchicyathus chinaensis* sp. n., *Spinosocyathus spinosis* A. Zhuravlev, *Protopharetra Lepida* (Yuan et Zhang). В этом комплексе многочисленны *Sibirecyathus*, разнообразные эризмакосциниды (*Erismacoscinus*, *Rudanulus*, *Pilodicoscinus*, *Porocoscinus*), а среди неправильных — *Spinosocyathus*, *Protopharetra* и *Okulitchicyathus*. Этот комплекс, в сравнении с предыдущим, отличается большим разнообразием состава археоциат. Здесь появляются представители *Rasetticyathus*, *Porocoscinus*. Более многочисленны *Sibirecyathus* и *Tollicyathus*. В то же время резко уменьшилось количество *Taylorcyathus*. Здесь многочисленны и одиночные кубки правильных, и колонии неправильных (*Okulitchicyathus*, *Spinosocyathus*, *Tollicyathus*). Много форм со звездчатой наружной стенкой (*Rudanulus*, *Pilodicoscinus*). В этом комплексе впервые появляются представители с пористостью наружной стенки в виде каналов (*Porocoscinus*), хотя, по-прежнему, преобладает простопористая наружная стенка. Внутренняя стенка, кроме простых пор, часто защищенных козырьками либо шипами, представлена и несообщающимися горизонтальными каналами, иногда с козырьками и S-образными каналами и V-образными кольцами. Интерваллюм может быть выполнен либо пористыми, либо редкопористыми септами, синаптикулами, полнопористыми плоскими днищами — у правильных археоциат; а у неправильных — стержнями, грубопористыми тениями, тонкопористыми днищами, непористыми горизонтальными пластинками, пузырчатой тканью.

Комплекс археоциат шестого стратиграфического уровня наиболее многочисленный. Он представлен *Sibirecyathus abnormis* (Yuan et Zhang), *Erismacoscinus vsevolodi* (Korshunov), *Yhecyathus futchini* gen. sp. n., *Rudanulus* sp. n., *Crassicoscinus* sp., *Pilodicoscinus yuani* Debrenne, *Okulitchicyathus chinensis* sp. n., ? *Rasetticyathus* sp., *Protopharetra lepida* Yuan et Zhang, *Tollicyathus aporosus* sp. n. Резко уменьшилось количество (до единичных экземпляров) *Taylorcyathus*, *Sibirecyathus*, *Erismacoscinus*, *Yhecyathus*, *Tollicyathus* по сравнению с предыдущим комплексом. По-прежнему многочисленны *Okulitchicyathus* и *Protopharetra*, но увеличилось количество *Pilodicoscinus*. Полностью отсутствуют *Spinosocyathus*.

По морфологическим признакам археоциаты шестого комплекса практически не отличаются от предыдущего, исключая отсутствие шипов на стержнях у Irregulares. Различие лишь в количественном соотношении тех или иных признаков. Практически исчезают формы с кольцевой внутренней стенкой. Очень мало форм с синаптикулами (только *Okulitchicyathus*). Резко уменьшилось количество эризмакосцинид с незвездчатой, "гладкой" наружной стенкой с простыми порами. Внутренняя стенка у Regulares преимущественно в виде горизонтальных или S-образных каналов, не сообщающихся между собой, усложненных защитными образованиями в виде козырьков или шипов. У неправильных реже отмечаются в интерваллюме днища.

Археоциаты седьмой биогермной пачки из кровли свиты сяннудун представлены исключительно неправильными археоциатами: *Protopharettra lepada* Yuan et Zhang, *Flindersicyathus* sp., *Tollicyathus aporosus* sp. n. Причем *Flindersicyathus*, по сравнению с остальными представителями, относительно редки. Таким образом, на этом стратиграфическом уровне совершенно не встречены *Regulares*. Среди неправильных полностью отсутствуют *Spinosityathus* и *Okulitchicyathus*.

Морфология скелета археоциат этого уровня следующая. Наружная стенка либо неясно выраженная, с пленкой, либо в виде горизонтальных каналов, иногда прикрытых мембраной. Внутренняя стенка простопористая либо в виде горизонтальных каналов. В интерваллюме могут быть стержни или пористые тени, плоскопористые днища и пузырчатая ткань. Центральная полость бывает свободной (*Flindersicyathus*), либо с пузырчатой тканью и скелетными выростами (*Protopharettra*, *Tollicyathus*). Археоциаты восьмой пачки приурочены, в основном, к водорослевым биостромам. Они представлены единичными *Egismascosinus* sp. В девятой пачке водорослево-археоциатовых биогермов отмечены лишь колонии неправильных археоциат родов *Protopharettra* и *Flindersicyathus*.

Десятый уровень органогенных известняков приурочен уже к свите кунмиэньдун. Наиболее полно он представлен в разрезе у пос. Ченбао, где отмечены археоциаты: *Irinaecyathus*, *Archaeocyathus nitidus* (Yuan et Zhang), *Flindersicyathus* sp., *Archaeocyathus* (*Pararetocyathus*) *curvatus* (Yuan et Zhang), *Sanxiacyathus hubeiensis* Yuan et Zhang. Состав археоциат резко отличен от всех вышеописанных, так как здесь появляются представители, ранее не встречавшиеся, родов *Archaeocyathus* и *Sanxiacyathus*, подрода *Pararetocyathus*. Увеличивается численность *Flindersicyathus*, появляются единичные *Irinaecyathus*. Среди преобладающих в общей массе гладкостенных форм встречаются представители с глубокими продольными пережимами (*Pararetocyathus*), создающими в поперечном сечении "звездчатость", охватывающую наружную стенку нескольких интерваллюмов. Поры наружной стенки бывают простыми, но намного чаще — в виде горизонтальных каналов. В интерваллюме — пористые либо редкопористые, довольно массивные тени, иногда — синаптикулы, пузырчатая ткань. Пористость внутренней стенки в виде каналов горизонтальных или наклонных, сообщающихся или нет, иногда защищенных козырьками.

Различия в морфологическом отношении у комплексов археоциат Фучиньского разреза наблюдаются на границе первого и второго комплексов (появление в массовом количестве колец и горизонтальных каналов у внутренней стенки скелета); между шестым и седьмым (исчезновение *Regulares*), между седьмым и десятым комплексами (полная смена неправильных). Менее резкие изменения отмечены на границе второго и третьего комплексов (появление звездчатой наружной стенки, появление синаптикул у *Regulares*), между четвертым и пятым (появление каналов с козырьками у наружной стенки, обилие днищевых *Irregulares*); между пятым и шестым (разнообразие пористости внутренней стенки, появление редкопористых перегородок и теней).

Мы попытались сравнить выделенные комплексы археоциат провинции Шэнси, Сибирской платформы и Дальнего Востока России. С учетом разнофациальности отложений, удаленности районов, в основу сравнения комплексов археоциат были положены морфологические признаки скелета археоциат, уровень их эволюционных изменений, принимались во внимание существующие в настоящее время данные по этому вопросу [3].

Следует отметить, что не все выделенные по Фучиньскому разрезу комплексы археоциат достаточно четко и однозначно сопоставимы с сибирскими и дальневосточными. Однако не вызывает сомнений, что первые три комплекса содержат археоциаты с морфопризнаками, характерными в соседних с севера и северо-востока регионах для атбаданского яруса. Просто устроенный скелет, с простой пористостью обеих стенок имеют археоциаты первого стратиграфического уровня разреза Фучинь; наличие среди них представителей с претиозоциатовой наружной стенкой (? *Tollicyathus* sp.), с

чешуями — внутренней (*Leptosocyathus* sp.), а также присутствие пористых пластинчатых дниц у *Irregulares* позволяют сравнивать этот комплекс с раннеатдабанским комплексом зоны *Leptosocyathus polyseptus* на Сибирской платформе [5].

Археоциаты третьего и четвертого уровней по появлению форм со звездчатой наружной стенкой и с синаптикулами могут быть сравнимы с зонами *Rogocyathus pinus* и *Nochoroicyathus kokoulini* на Сибирской платформе. По обилию “звездчатых” форм и представителей с узким интерваллюмом и глубокими поперечными пережимами четвертый комплекс сопоставим с комплексом археоциат быстринской свиты Забайкалья (зона *Arguaspis* — *Sajapaspis* по трилобитам) и с комплексом слоев с *Robustocyathus* Буреинского массива Дальнего Востока России [1]. Следует отметить, что есть и отличия в морфопризнаках сравниваемых комплексов. Так, многочисленные во всех атдабанских комплексах Сибири и Дальнего Востока одностенные и тумуловые археоциаты полностью отсутствуют в описанном разрезе Китая. Не наблюдаются здесь и сообщающиеся каналы внутренней стенки. Лишь у единичных экземпляров отмечены гребенчатые дници.

Пятый и шестой комплексы Фучиньского разреза имеют близкий между собой состав археоциат. От предыдущих комплексов они отличаются усложнением пористости наружной стенки, а именно — горизонтальными каналами, прикрытыми козырьками, и редкопористыми перегородками. Отличие шестого от пятого комплекса — большее количество форм с S-образными каналами внутренней стенки. Пятому комплексу практически нет аналогов на Сибирской платформе. Он ближе всего по морфопризнакам к дальневосточным археоциатам конца атдабанского века — начала ботомского (слои с *Tumulocyathus* — *Heckericyathus* и слои с *Orienticyathus mamontovi*) хр. Джагды [1]. У китайских археоциат этого уровня, как и у дальневосточных в России, отсутствует этмофиллумовая внутренняя стенка, появляющаяся в конце атдабана у археоциат Сибирской платформы. На Дальнем Востоке (северо-восток Монголо-Охотской складчатой области; Ханкайский массив) этмофиллумовая внутренняя стенка появляется у археоциат только в середине ботомского века. В этом отношении китайские комплексы археоциат пятого и шестого уровней ближе к дальневосточным, чем к сибирским. Отличие от дальневосточных археоциат проявляется в обилии форм, имеющих внутреннюю стенку в виде S-образных каналов и колец, которые на Дальнем Востоке в массовом количестве возникают только в середине ботомского века.

Шестой комплекс фучиньских археоциат наиболее близок к среднеботомским археоциатам Дальнего Востока по обилию кольцевых форм (слои с *Cyclocyathella incognita* в хр. Джагды; слои с *Gordonicyathus campestra* — на Ханкайском массиве Приморья [4]).

Седьмой комплекс археоциат отличается от всех предыдущих комплексов Фучиньского разреза практически полным отсутствием *Regulares* и преобладанием тенияльных, дницевых и бездницевых с относительно просто устроенной пористостью стенок. Наиболее близки к описываемому комплексу археоциаты верхних слоев (с *Altaicyathus*) гербиканского комплекса хр. Джагды (северо-восток Монголо-Охотской складчатой области), где тоже преобладают *Irregulares*. Но на Дальнем Востоке России состав археоциат этого уровня более разнообразен. Кроме того, в нем, хоть и в подчиненном количестве, но все же присутствуют *Regulares*, руководящие для всех ботомских комплексов региона. На Сибирской платформе седьмому уровню Фучиня как будто нет четких аналогов. Археоциаты восьмого и девятого биогермных уровней Фучиньского разреза из-за своей крайней малочисленности для корреляции в настоящее время не пригодны. Наиболее молодой, десятый комплекс археоциат описываемого района Китая не отличается разнообразием состава, но отличается его своеобразием. Из правильных археоциат здесь единичны *Irinaesyathus*, т.е. формы с сообщающимися каналами внутренней стенки, ранее не встречавшиеся. Среди неправильных многочисленны тенияльные с усложненной пористостью стенок. Этот комплекс археоциат соответствует зоне *Irinaesyathus grandiperforatus* тойонского

яруса на Сибирской платформе, слоям с *Inessocyathellus* — *Tegerocyathus* в хр. Джагды и слоям с *Retesyathus kuzmini* в Юдомо-Майском краевом прогибе [2]. По облику представителей *Retesyathus* описываемый комплекс наиболее близок к Юдомо-Майскому.

Из анализа морфопризнаков археоциат Фучиньского разреза и их сравнения с комплексами археоциат в стратотипе нижнего кембрия Сибирской платформы можно сделать вывод об определенном отставании по времени появления тех или иных морфопризнаков у китайских археоциат, по сравнению с сибирскими, особенно на начальных этапах развития археоциат. Это отставание более резко заметно в атдабана, постепенно уменьшается на протяжении ботома и к тойонскому времени исчезает. Так, у археоциат, найденных совместно с трилобитами второй половины атдабана (вторая половина чунчуси), отсутствует целый ряд признаков, свойственных сибирским археоциатам этого времени, таких как: ветвящиеся и сообщающиеся каналы внутренней стенки; каналы и щелевидные поры наружной стенки; разнопористые днища и др. В частности, археоциаты первого биогермного слоя (зона *Eoredlichia* — *Wutingaspis* по трилобитам) по своим морфопризнакам ближе всего к зоне *Retecoscinus zegebarti* (*Leptosocyathus polyseptus*) нижнего атдабана Сибирской платформы. Еще пример, каналы с козырьками на наружной стенке у археоциат разреза Фучинь появляются на границе атдабана и ботома (чунчуси — цанланпу, пятые биогермные слои), в то время как на Сибирской платформе они известны уже в начале атдабана.

Напротив, в тойонское время как в Китае на платформе Янцзы (разрезы Фучинь, типовой разрез Юньнань), так и в России на Сибирской платформе, археоциаты, особенно неправильные, обнаруживают значительное сходство. В обоих регионах многочисленны разнообразные представители рода *Archaeocyathus*, а среди них есть даже формы (*A. nitidus*), близкие к виду *A. kuzmini* Vol. Таким образом, непосредственные коррелянты по археоциатам между указанными регионами устанавливаются лишь на уровне тойонского яруса. Корреляцию более древних комплексов следует производить с учетом времени появления тех или иных морфопризнаков у археоциат в каждом из сравниваемых районов, образно говоря, вводить “географическую поправку морфопризнаков”.

В то же время, у археоциат Китая и юго-восточных регионов России (Забайкалье, Дальний Восток) обнаруживается сходство по времени появления тех или иных морфопризнаков, начиная, приблизительно, с позднего атдабана, что позволяет достаточно уверенно коррелировать комплексы этих регионов уже для ботомского яруса.

В заключение следует отметить, что в описанном выше новом разрезе нижнего кембрия платформы Янцзы Китая пока остаются некоторые нерешенные вопросы. Основной из них касается положения границы между ярусами чунчуси и цанланпу: непосредственно между какими биогермными слоями внутри свиты сяннудун она проходит? Для решения этого, естественно, необходимы дополнительные сборы трилобитов и археоциат, изучение мелкораквиной фауны (*small fossils*), доизучение фациальной обстановки палеобассейна этого интервала времени. Однако уже сейчас значение Фучиньского разреза несомненно.

Так, Фучиньский разрез может быть опорным для кембрия провинции Шэнси. Он прекрасно коррелируется по трилобитам со стратотипом кембрия Китая в провинции Юньнань (см. таблицу).

Это пока единственный на территории Китая разрез нижнего кембрия, довольно полно охарактеризованный археоциатами нескольких ярусов (атдабанского, ботомского, тойонского), который может служить эталоном для корреляции разрезов по археоциатам.

С учетом анализа появления и исчезновения тех или иных морфопризнаков скелета у археоциат Фучиньского разреза, проведена их корреляция с комплексами археоциат юго-восточных районов Сибири впервые для такого значительного интервала времени, как поздний атдабан — ранний тойон (см. таблицу).

Результаты анализа фучиньских археоциат вносят определенные коррективы в вопросы эволюции археоциат и их межрегиональной корреляции.

Результаты фашиально-литологического анализа разреза Фучинь и соседних разрезов юга провинции Шэнси позволили восстановить обстановку палеобассейна этой территории на протяжении ранне- и среднекембрийских веков кембрийского периода.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляева Г.В.* Кембрий Востока СССР. Стратиграфия. — М.: Наука, 1988.
2. *Беляева Г.В., Переверзев Л.П.* Первые находки археоциат инниканской свиты Юдомо-Майского прогиба // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 5. — С. 90—93.
3. *Добрин Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Ю.* Правильные археоциаты. — М.: Наука, 1989. (Труды ПИНа; Т. 233).
4. *Окунева О.Г., Репина Л.Н.* Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ние, 1973.
5. *Ярусное расчленение нижнего кембрия.* Стратиграфия. — М.: Наука, 1984.

*ДВГИ ДВО РАН
Владивосток*

*Поступила в редакцию
17 марта 1994 г.*

*Сианьский геологический институт
Сиань, КНР
Нанкинский институт геологии
и палеонтологии АН КНР
Нанкин, КНР*

*G.V. Belyaeva, Yhe Tian, Yu. Kexing,
Xu Andong*

LOWER CAMBRIAN OF THE NORTH YANGTSE PLATFORM: DIVISION AND CORRELATION ON ARCHAEOCYATEANS WITH SOUTH-EASTERN RUSSIA'S SECTIONS

Lower Cambrian section that is characterized by Late Atdabanian—Early Toronian archaeocyatean complexes by layers, has been first studied on China territory (Shanxi Province, North Yangtse platform). The distinguished stratigraphic divisions are described lithologically and paleontologically and the environment of sedimentation in paleobasin during Early Cambrian epoch is reconstructed. The correlation of the section with the Lower Cambrian stratotype of China in Yunnan Province is done on trilobites 10 biostratigraphic levels of archaeocyateans have been distinguished. Taking into account the analysis of archaeocyatean skeleton morphological features of the Fuchinsky section, we correlated them with archaeocyatean complexes of the south-east regions of Siberia. Results of the analysis of archaeocyateans of the North Yangtse platform amend the ideas of this group organism evolution and use of them in interregional correlation.

УДК 552.11(571.63)

Ю.Н. Олейник, М.Д. Рязанцева

РАННЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ В ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

В восточном обрамлении Ханкайского массива, в пределах зоны Западно-Сихотэ-Алинского разлома, выделен раннемеловой вулканоплутонический комплекс. Вулканогенная его часть представлена верхнекабаргинским комплексом, включающим толщу биотитовых и биотит-роговообманковых риолитов, их туфов и терригенно-вулканогенные толщи. В тесной пространственной и комагматической связи с вулканогенно-осадочным комплексом находятся интрузии, среди которых выделены три фазы: 1 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, габбро-диабазы (характерна монцонитоидность пород); 2 — троицкие граниты биотитовые и аляскитовые, обладают повышенной щелочностью и глиноземистостью, обогащены летучими, содержат повышенные концентрации W, Mo, Sn, Nb, Pb, Zn, Li, Rb; Rb—Sr-возраст — 120 млн лет; 3 — дайки гранитов, аллитов, риолитов, гранодиорит-порфиров, диоритов. Выделение раннемелового вулканоплутонического комплекса в восточном обрамлении Ханкайского массива позволит по-новому подойти к металлогении этой территории.

В начале шестидесятых годов в ходе геологических съемок в восточном обрамлении Ханкайского массива (ХМ) в датированных до этого как поздне-меловые эффузивно-осадочных толщах В.А. Бажановым, Б.С. Набродовым, Ю.Н. Олейником, Л.Ф. Назаренко и другими были обнаружены пермские растительные остатки, в результате чего практически все эффузивы обрамления ХМ были отнесены к разным отделам перми. К перми же было отнесено и большинство гранитных интрузивов, находящихся в поле развития этих пермских эффузивно-осадочных толщ, что нашло свое отражение в сводной работе [1]. Но Ю.Н. Размахнин [3], затем И.К. Никифорова [2] считали, что в обрамлении ХМ имеет место и позднемезозойский магматизм — на основании общих геологических соображений и данных абсолютного возраста (К—Аг). Уточнение тектонической схемы Приморья, выявление в Сихотэ-Алинской складчатой системе широкого развития надвиговых зон позволило по-новому взглянуть на имеющийся ранее и полученный в последнее время фактический материал и выделить (в процессе проведения авторами в 1989—1991 гг. тематических работ) в пределах Западно-Сихотэ-Алинского разлома раннемеловой вулканоплутонический комплекс (см. рисунок).

Первые сведения о наличии вулканогенно-осадочной части этого комплекса содержатся в работах В.А. Бажанова, которым в 1962 г. на восточных склонах хр. Синий Восточный закартирована толща туфогенных песчаников и алевролитов мощностью 475 м; обнаруженные им в толще остатки флоры, по заключению С.А. Баюла, характерны для нижнемеловых отложений Приморья — никанской серии. Эта толща имеет северо-восточное простирание и углы падения 20—30°. Структурно она не отличалась от закартированной в ее низах осадочно-эффузивной толщи предположительно пермского возраста, и граница между ними проводилась В.А. Бажановым условно, по последнему горизонту кварцевых порфиров. В 10 км к северо-востоку, в верховьях р. Веснянка, в поле развития поспеловской свиты в сходных отложениях тогда же В.А. Бажановым были найдены остатки флоры плохой сохранности, определенной позже как нижнемеловая. Севернее, на водоразделе рек Бол.Кабарга и Малиновка В.А. Бажановым и Б.С. Набродовым в 1964—1965 гг. в верхах разреза нижнепермской дунайской свиты закартирована толща биотитовых и биотит-роговообманковых риолитов, которая петрохимически отличалась от нижней части свиты и выделялась ими совместно с рвущими их гранитоидами в отдельный пермский (?) вулканоплутонический комплекс. Изотопный возраст этих эффузивов 79, 98 и 118 млн лет (К—Аг-метод), а по пробам, отобраным Ю.Н. Размахниным в районе Троицкого месторождения, — 100—170 млн лет. Еще севернее, в бассейне верхнего течения р. Добрышанка Ю.И. Максименко в 1966 г. выделил толщу биотитовых и биотит-роговообманковых риолитовых порфиров, залегающих на разных горизонтах дунайской (?) свиты, в отдельный комплекс. В агломератовых туфах этого комплекса содержатся обломки подстилающих эффузивных пород, сходных с таковыми дунайской свиты. Отнесение комплекса к поздней перми основывалось на определении изотопного (К—Аг)-возраста, который в восточной части вулканического поля определен в 186,4, 210,4 и 242 млн лет, а в западной, основной площади распространения рассматриваемых риолитов — в зоне Западно-Сихотэ-Алинского разлома — 132,2, 140,8, 113,5 млн лет. Очевидно, последняя группа определений относится к нижнемеловой толще, а первые характеризуют пермские вулканы. Примечательно, что в поле развития дунайской (?) свиты определения изотопного возраста составили 252, 165,2, 93 и 88 млн лет — опять-таки первые два определения в пределах центральной площади, при этом 252 млн лет — в районе находки остатков флоры, единственной в этом поле вулканитов, определяющей пермский возраст эффузивов. Сказанное свидетельствует, во-первых, о наличии здесь эффузивов пермских и меловых и трудности их расчленения, а во-вторых — о соответствии, в общем, наибольших цифр определений изотопного возраста возрасту геологическому.

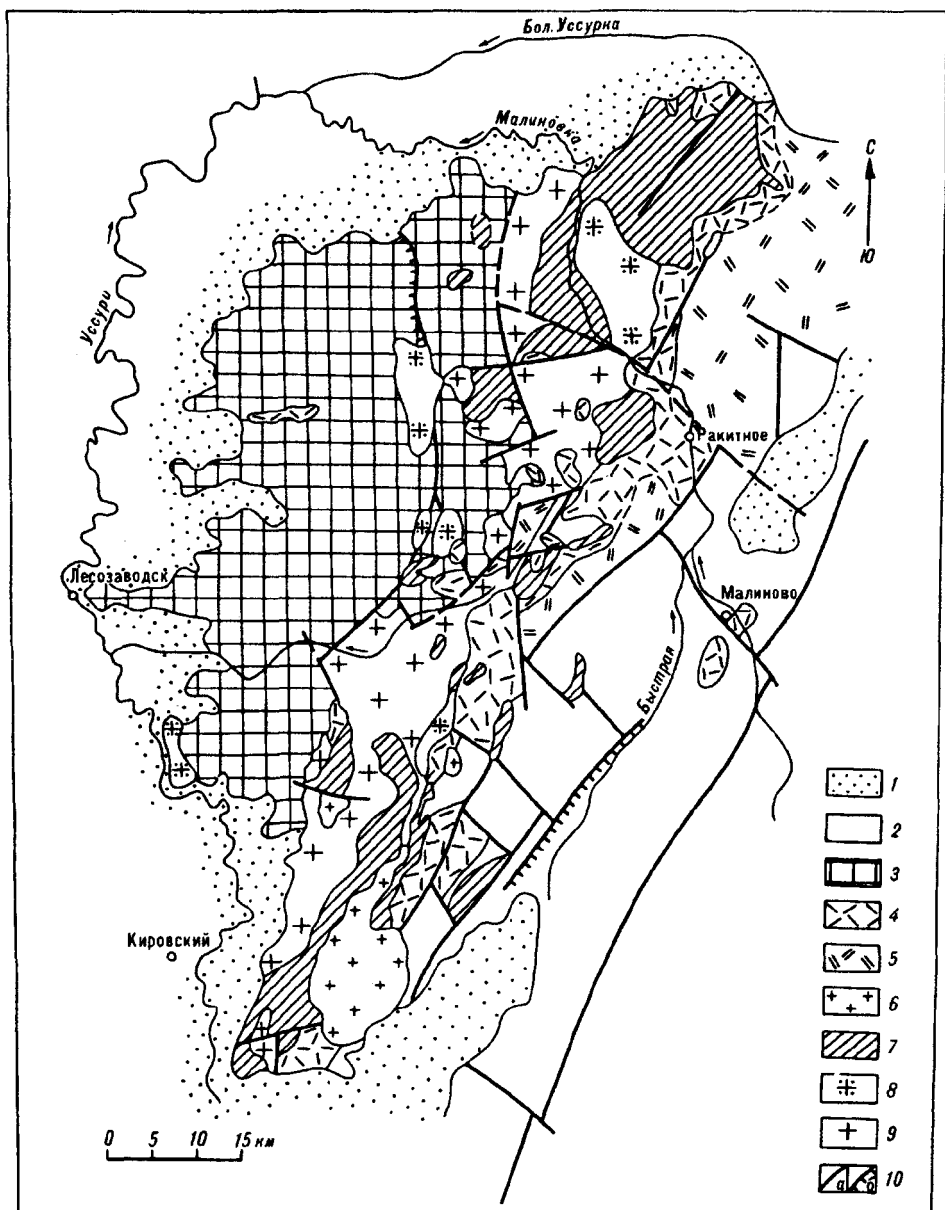


Схема распространения раннемеловых вулканитов и интрузий в восточном обрамлении Ханкайского массива.

1 – кайнозойские депрессии, 2 – осадочные породы перми и триаса, 3 – метаморфические комплексы протерозоя-кембрия Ханкайского массива, 4 – раннемеловые вулканиты (верхнекабаргинский комплекс), 5 – пермские вулканиты, 6 – позднепермские гранитоиды, 7 – раннемеловые гранитоиды (троицкий комплекс), 8 – каменноугольные граниты, 9 – шмаковские граниты (палеозойские), 10 – разломы (а – неустановленной природы, б – надвиги).

В пределах ХМ, на правом берегу р. Бол. Кабарга, на юго-восточных склонах г. Маячная, и ее левобережье, в бассейнах ключей Татарский и Юшкевича, Е.Д. Касьян в 1964 г. закартировал толщу риолитов с линзами и прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников, отнесенную им по аналогии со смежными районами к дунайской свите. Здесь же им отдельно выделена толща туфоконгломератов (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы риолитов), примыкающая к площади развития риолитов, лежащая несогласно на силурийской тамгинской серии и на палеозойских гранитах с углами падения $20-40^\circ$; в этой толще обнаружен спорово-пыльцевой

спектр, по заключению В.С. Маркевича, характеризующий меловые отложения. Толща прорывается "порфиритами" с изотопным К—Аг-возрастом 80—110 млн лет, а сами эффузивы имеют абсолютный возраст 122 и 134 млн лет.

Юго-западнее, в районе с. Руновка и пос. Новорусановка, по данным Е.П. Леликова и Б.И. Павлюткина, известны туфоконгломераты и туфопесчаники с остатками флоры, сопоставимой с никанской, на основании чего на сводных картах (Назаренко, 1988 г.) здесь показана никанская серия. Но постоянная высокая туфогенность отложений и наличие витрокристаллоластических туфов по всему разрезу вообще-то не характерны для никанской серии, что наводит на мысль о наличии и здесь нижнемеловой эффузивно-осадочной толщи, а полоса ее развития от г. Маячная до пос. Новорусановка, возможно, фиксирует глубинный разлом и является естественной границей Матвеевской и Нахимовской структурно-формационных зон (СФЗ).

Послетриасовые риолиты и их туфы давно известны в окрестностях с. Малиново, где они несогласно перекрывают палеонтологически охарактеризованные верхнетриасовые отложения. Эти эффузивы отчетливо оконтуриваются на аэрофотоснимках, имеют дискордантные контакты с триасовыми отложениями и изотопный возраст 91 и 118 млн лет.

Таким образом, наличие риолитовой толщи, с которой тесно ассоциируются туфогенно-осадочные отложения с нижнемеловыми флорой и споропыльцой, имеющей изотопный К—Аг-возраст, колеблющийся в пределах мела, не вызывает сомнения. Этот риолитовый комплекс предлагается назвать в е р х н е к а б а р г и н с к и м.

Суммируя изложенное, можно сказать, что верхнекабаргинский комплекс включает толщу биотитовых и биотит-роговообманковых риолитов, относимых ранее или к верхам дунайской свиты — предположительно к верхней перми, или просто к дунайской свите, и терригенно-вулканогенные толщи, датируемые нижним мелом. Положение в разрезе терригенных пород неясно, но, очевидно, они слагают разные его части. В целом комплекс сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми риолитами и их туфами агломератовыми (верховья р. Добрышанка), псефитовыми и глыбовыми, с прослоями и пачками туфогенно-осадочных пород. Эффузивы комплекса представлены порфиробластическими риолитовыми туфоигнимбритами красноватых, фиолетовых и малиновых оттенков, которые наряду с темно-серыми разностями и, реже, светло-серыми определяют общий его облик. В риолитах почти постоянно присутствует биотит, иногда совместно с роговой обманкой (риодациты). Мощность толщи оценивается в 1000 м. Вулканы комплекса имеют обычно магнитную восприимчивость $(130 - 1300) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, чем отличаются от эффузивов дунайской свиты, магнитная восприимчивость которых в среднем $(0 - 130) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Эффузивы комплекса совместно с экструзивными фациями выделяются на аэрофотоснимках массивным гладким, обычно без контрастных водоразделов рельефом.

Внутренняя структура комплекса не изучена. По залеганию слоев (северо-восточное простирание, углы падения обычно 20—40°) он не отличается от окружающих пермских образований, но контакты с последними извилистые, с углами падения от 15 до 75°. Комплекс датируется ранним мелом, точнее не определенным, так как флористические остатки, содержащиеся в его терригенной части, сопоставляются с таковыми из сучанской серии, формирование которой проходило в течение раннего мела. Для более точной датировки необходимы повторные сборы растительных остатков и пересмотр старых коллекций.

С описанным вулканогенно-осадочным комплексом в тесной пространственной и комагматической связи находятся гранитоиды, образующие совместно с ним единую вулканоплутоническую ассоциацию. Когда эти граниты изучались Ю.Н. Размахниным (1962 г.) в бассейнах рек Бол. Уссурка, Малиновка и Кабарга, они были названы им троицкими и датировались

журой. Позже [3] он выделил здесь троицкий телеорогенный интрузивный комплекс предположительно юрского возраста. Несмотря на то, что взгляд на возрастное положение комплекса изменился, трактовка его объема и структурного положения кардинальных изменений не претерпела, и мы сочли возможным оставить за комплексом наименование троицкого.

Троицкий комплекс прослеживается от широты г. Уссурийск на юге через верховья р. Снегуровка до левобережья р. Бол. Уссурка на севере. Структурно гранитоиды приурочены к зоне Западно-Сихотэ-Алинского разлома, выходя за его пределы на площадь ХМ и Малиновской СФЗ. На ХМ это в основном небольшие штокообразные и жильные тела, а в Малиновской зоне — небольшие интрузии, штоки и дайки. К зоне разлома приурочены наиболее крупные интрузии комплекса. Составные части его имеют рвущие контакты с рассмотренными выше вулканитами (по данным В.А. Бажанова, В.С. Набродова, Ю.Н. Размахнина, В.В. Сергеева и др.); с посленижнемеловыми толщами взаимоотношения не известны.

В троицком интрузивном комплексе выделены три фазы.

Первая фаза комплекса, представленная небольшими интрузиями, межпластовыми залежами и жилами, известна в Малиновской СФЗ и в зоне Западно-Сихотэ-Алинского разлома, в полосе северо-восточного простирания. Доминирующие в ряде массивов диориты — светло-серые и зеленовато-серые породы с порфировой структурой или массивные, полнокристаллические или имеющие афанитовую основную массу, пироксен-роговообманковые и роговообманковые. При появлении кварца они постепенно сменяются кварцевыми диоритами. Гранодиориты, имеющие взаимопереходы с диоритами, слагают приконтактные зоны или, реже, приурочены к центральным частям массивов. Распространенные в комплексе сиениты — пироксен-роговообманковые и кварцевые — имеют постепенные переходы в габбро-сиениты. Диабазы и габбро-диабазы — среднезернистые, реже крупно- и мелкозернистые плагиоклаз-пироксеновые породы, различающиеся только структурой. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, ильменит, магнетит, пирит.

Субпараллельно описанной полосе распространения пород первой фазы, западнее располагается вторая ветвь ее проявления, пересекающая структуры ХМ. Эта ветвь ближе к меридиональному направлению; она проходит по линии г. Бельцева — западные отроги г. Рябая — бассейн р. Михайловка; в ее пределах сосредоточены небольшие штоки и серия жильных тел основного, среднего и кислого состава с преобладанием первых. Ширина ее 15—20 км.

В целом для тел первой фазы комплекса характерны непостоянство состава слагающих их пород, в большинстве случаев монцитонитовидность их — наряду с калиевыми полевыми шпатами присутствует и пироксен; разнообразие структур — от мелко-среднезернистой с миароловыми пустотами до среднезернистой полнокристаллической; габброиды межпластовых тел в центральных частях имеют среднезернистую структуру, а в приконтактных — сложены мелкозернистыми, часто порфиroidными разностями, среди которых нередки андезиты. В магнитном поле массивы отражаются положительными аномалиями; магнитная восприимчивость их колеблется от $567 \cdot 10^{-6}$ до $10220 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. На аэрофотоснимках массивы характеризуются темно-серым или серым массивным безлинеamentным рельефом, резко положительным, на больших массивах — с каньоновидными расщелинами. Изотопный К—Аг-возраст различных массивов колеблется в пределах 93 — 136 млн лет.

Вторая фаза троицкого интрузивного комплекса представлена собственно троицкими гранитами. Они слагают как крупные массивы (от 40 до 250 км²), так и интрузии трещинного типа, площадь которых не превышает 1—6 км²; часто они наблюдаются в виде серии сближенных жильных тел мощностью 0,5—10 м. Обычно раннемеловые интрузии локализуются на границах СФЗ или на границе более древних гранитоидов с вмещающими образованиями. С последними троицкие граниты имеют отчетливые

активные контакты со скарнированием карбонатных пород, образованием роговиковых структур и биотитизации, но контактовые изменения выражены обычно в пределах узкой полосы и даже в больших массивах измеряются первыми метрами. Наличие в эндоконтакте фельзитоподобных структур в случае границы с эффузивами нередко давало повод говорить о нечетких контактах, а наличие "порфиробласт" калиевых полевых шпатов в эффузивах — о гранитизации последних троицкими гранитами (Размахнин, 1962 г.). Структура гранитов от крупно- до мелкозернистой с преобладанием среднезернистых разностей, часто порфиرويدная, свидетельствующая о близкповерхностных условиях их формирования. В приконтактовых частях массивов нередко фельзитовая структура. Обычны для гранитов микрографические структуры, присутствующие на отдельных участках или в пределах всего массива; породы в этом случае именуется гранофирами. Нередки миароловые пустоты. Изменение структур гранитов происходит даже в пределах небольших массивов.

Состоят граниты из ортоклаза, решетчатого и нерешетчатого микроклина — 20—45 %, кварца — 15—50, кислого плагиоклаза, редко альбитизированного андезина — 15—60 и биотита — 0—5 %. Такие большие колебания состава гранитов объясняются интенсивным постмагматическим метаморфизмом — щелочным и кислотным — с образованием вторичных калиевых полевых шпатов, альбита и кварца, при этом разные массивы подвержены этим преобразованиям в различной степени; преобладают или микроклинизация, или альбитизация. Обычны биотитовые разности, но отдельные массивы почти полностью сложены аляскитовыми гранитами.

Характерной особенностью троицкого интрузивного комплекса, как и экструзивных фаций нижнемеловых эффузивов, является наличие ксенолитов в виде брекчиевидных обломков различной величины вмещающих образований — протерозойских мраморов, шмаковских гранитов и, в большинстве случаев, кислых вулканитов, что свидетельствует о внедрении их в зоны разломов, сопровождавшемся интенсивным брекчированием окружающих пород. В широких масштабах проявлены флюоритизация и развитие гидрослюд типа жильбертита. Характерен широкий спектр аксессуариев: ортит, топаз, апатит, циркон, монацит, рутил, сфен, гранат, лейкоксен, магнетит, пирит. Гранитам и лейкогранитам комплекса свойственно высокое содержание кварца (35—43 %) и суммы щелочей (> 8 %) при доминирующей роли калия. Характерны также низкие содержания окисей кальция (0,14—0,43 %) и магния (0,02—0,3 %). Как и все гранитоиды на обрамлении ХМ, раннемеловые также относятся к весьма высокоглиноземистым; коэффициент глиноземистости колеблется от 6,0 до 9,0, а коэффициент апаитности изменяется от 0,61 до 0,66. В целом по химизму и петрографическим особенностям образования раннемелового комплекса очень близки таковым позднемелового, отличаясь от последних присутствием ранней фазы — габбро, диабазов, диоритов, часть из которых возможно и не принадлежит этому комплексу. Кроме того, они значительно беднее кальцием и магнием и богаче щелочами, в частности, калием.

Для подавляющего большинства массивов второй фазы раннемелового комплекса отмечаются рудоносность (Троицкое оловянно-вольфрамовое месторождение, Кабаргинское полиметаллическое с флюоритом месторождение, оловянное проявление Добрыши и др.) и обогащение летучими элементами, особенно фтором. Гранитоиды обладают повышенными содержаниями W, Mo, Sn, Pb, Nb, Zn, Li, Rb. Это в совокупности с некоторыми петрохимическими особенностями (повышенная глиноземистость, обедненность кальцием, коэффициент апаитности 0,61—0,66) приближает комплекс к геохимическому типу плюмазитовых гранитов [4], что роднит его с ордовикскими вознесенскими и каменноугольными куйбышевскими гранитами, которые к тому же еще являются и редкометалльными.

В магнитном поле троицкие граниты не выделяются. Все более или менее крупные массивы отчетливо фиксируются понижением поля силы тяжести, исключая блок севернее широты с. Ракитное в бассейнах рек

Малиновка и Бол. Уссурка. Очевидно, этот блок характеризуется близповерхностным залеганием фундамента ХМ, который в позднем мелу по надвигу был перекрыт пластиной, сложенной раннемеловыми и пермскими эффузивами и гранитами.

На аэрофотоснимках троицкие граниты распознаются по гладкой поверхности от светло-серого до темно-серого цвета, рельефу без отчетливых водоразделов или с очень редкими контрастными субпараллельными или струйчатоподобными водоразделами. Рельеф, как правило, резко положительный, дешифрируемые контрастные водоразделы обычно короткие. Граниты резко отличны от всех вмещающих образований, исключая раннемеловые эффузивы и интрузии первой фазы комплекса. Кстати, аэрофотоснимки послужили отправным моментом для выделения этого интрузивного комплекса, как и верхнекабаргинского эффузивно-осадочного, из состава пермских образований.

Возраст гранитов троицкого комплекса обосновывается их активными контактами с раннемеловой эффузивно-осадочной толщей и прорыванием их позднемеловыми гранитоидами. Примечательно, что изотопный возраст (даже К—Аг) в пределах возможных инструментальных ошибок анализа подтверждает, за редким исключением, принятую датировку. Он колеблется в пределах 91—148 млн лет. Выполненное по нашим пробам Н.С. Герасимовым в лаборатории ДВИМСа определение возраста гранитов Троицкого массива дало 120 млн лет (Rb—Sr-метод в изохронном варианте), что, очевидно, отражает геологический возраст второй фазы в целом.

К третьей фазе троицкого комплекса относятся дайки и штоки гранитов, аплитов, риолитов, гранодиорит-порфиров и диоритов, имеющих место как в массивах второй фазы, так и за их пределами. Последнее обстоятельство говорит о неоднозначности отнесения этих пород к третьей фазе рассматриваемого комплекса, и здесь они подробно нами не рассматриваются.

В пределах зоны сочленения Сихотэ-Алинской геосинклинальной области с жесткими структурами, где локализуется троицкий интрузивный комплекс, аналогом его, по нашему мнению, являются так называемые маревские граниты, выделенные в 1988 г. В.Н. Окавитым и датированные ранним мелом. В северной части Бикинской СФЗ аналогом троицкого интрузивного комплекса может явиться вольфрамоносный высокоглиноземистый хунгарийский интрузивный комплекс, относимый к готериву.

Выделение раннемелового вулканоплутонического комплекса в восточном обрамлении ХМ позволит по-новому подойти к металлогении этой территории, так как в соседних СФЗ раннемеловые магматические образования характеризуются вполне определенными металлогеническими особенностями — с ними связана оловянная, вольфрамовая минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. I. Геологическое описание. — М.: Недра, 1969.
2. Никифорова И.К., Фирсов Л.В. О мезозойском возрасте некоторых гранитоидов Западного Приморья // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1971. — С. 308—311.
3. Размахнин Ю.Н., Чмырев В.М., Вржосек А.А. и др. Троицкий телеорогенный интрузивный комплекс Приморья // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. — Хабаровск, 1967. — С. 69—75.
4. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977.

Приморская поисково-съёмочная экспедиция
Владивосток

Поступила в редакцию
21 января 1994 г.

Yu.N. Oleinik, M.D. Ryazantseva
EARLY CRETACEOUS MAGMATISM
OF THE EASTERN PART OF KHANKA MASSIF

Early Cretaceous volcano-plutonic belt occurs on the eastern part of Khanka massif near West-Sikhote-Alin fold. Volcanic rocks are the Verkhnekabarginsky formation. It is a biotite and biotite-hornblende rhyolite, tuffs and volcanoclastic rocks. There are Early Cretaceous intrusions. Three following intrusive rock assemblages are distinguished. First: diorite, quartz-diorite, granodiorite and gabbro-diorite (monzonite). Second: biotite, granite and alaskite. Third: granite, aplite, rhyolite, granodiorite and diorite dykes. Biotite granites and alaskite are enriched by a volatile components and ore elements (W, Mo, Sn, Nb, Pb, Zn, Li, Rb). The Rb — Sr age of the biotite granites is 120 Ma. The demonstration of Early Cretaceous belt is interest for new interpretation of metallogenesis of Eastern part of Khanka massif.

УДК 552.321(571.61/62)

В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, Н.С. Герасимов

**МЕСТО И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА
ПУРИЛЬСКИХ ГРАНИТОИДОВ
В СОСТАВЕ МЯО-ЧАНСКОЙ ОЛОВОНОСНОЙ СЕРИИ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Охарактеризовано положение пурильского комплекса калиево-натриевых гранитоидов в геологической структуре Комсомольского рудного района (Нижнее Приамурье), изучены его петрохимические, геохимические (в том числе изотопно-геохимические) и металлогенические особенности. Показано, что эти граниты наиболее ранние в составе мяо-чанской оловоносной магматической серии и по многим петро- и геохимическим признакам близки кислым составляющим островодужных серий. Рассмотрены причины, которые могли в условиях аккреционной коры окраины континента обусловить формирование магматической серии, объединяющей калиевые оловоносные (силинский комплекс) и калиево-натриевые, специализированные по меди, молибдену и золоту (пурильский комплекс), образования.

Крупное достижение в исследовании магматизма Комсомольского оловорудного района на Дальнем Востоке России — выделение в составе мяо-чанской магматической серии [7] комплекса пурильских гранитоидов [5]. Эти гранитоиды занимают структурно обособленное положение в районе (рис. 1) и характеризуются специфическими петро- и геохимическими признаками и металлоносностью [4, 15]. Резко отличаясь от гранитоидов двух других комплексов мяо-чанской серии — чалбинского и силинского, они были приняты за эталон при попытке петрохимического разделения интрузивных пород Приамурья [6]. Однако место и генезис этих гранитоидов в мяо-чанской серии остается предметом дискуссии.

Многие специалисты предполагают, что они являются фациальной разновидностью гранитоидов силинского комплекса — основного оловоносного комплекса в районе. Результаты исследований терригенно-осадочных пород района и выполненные геологические реконструкции действительно показывают, что важнейшая особенность химизма пурильских гранитоидов — преобладание натрия в сумме щелочей (табл. 1) — в определенной мере могла быть обусловлена особенностью состава вмещающих их пород южного блока. Однако эта же особенность химизма характеризует гранитоиды интрузивных тел, расположенных в непосредственной близости от силинских гранитоидов (калиевых) в зоне Верхне-Силинского разлома в центральном блоке. Характерные для пород пурильского комплекса геохимические черты имеют гранитоиды, локализованные в западной части Сектахского разлома вблизи Чалбинского массива калиевых гранитов и монцогранитов. Поэтому более правомерно петрогеохимические особенности рассматриваемых гранитоидов связывать с особенностями родоначальной магмы.

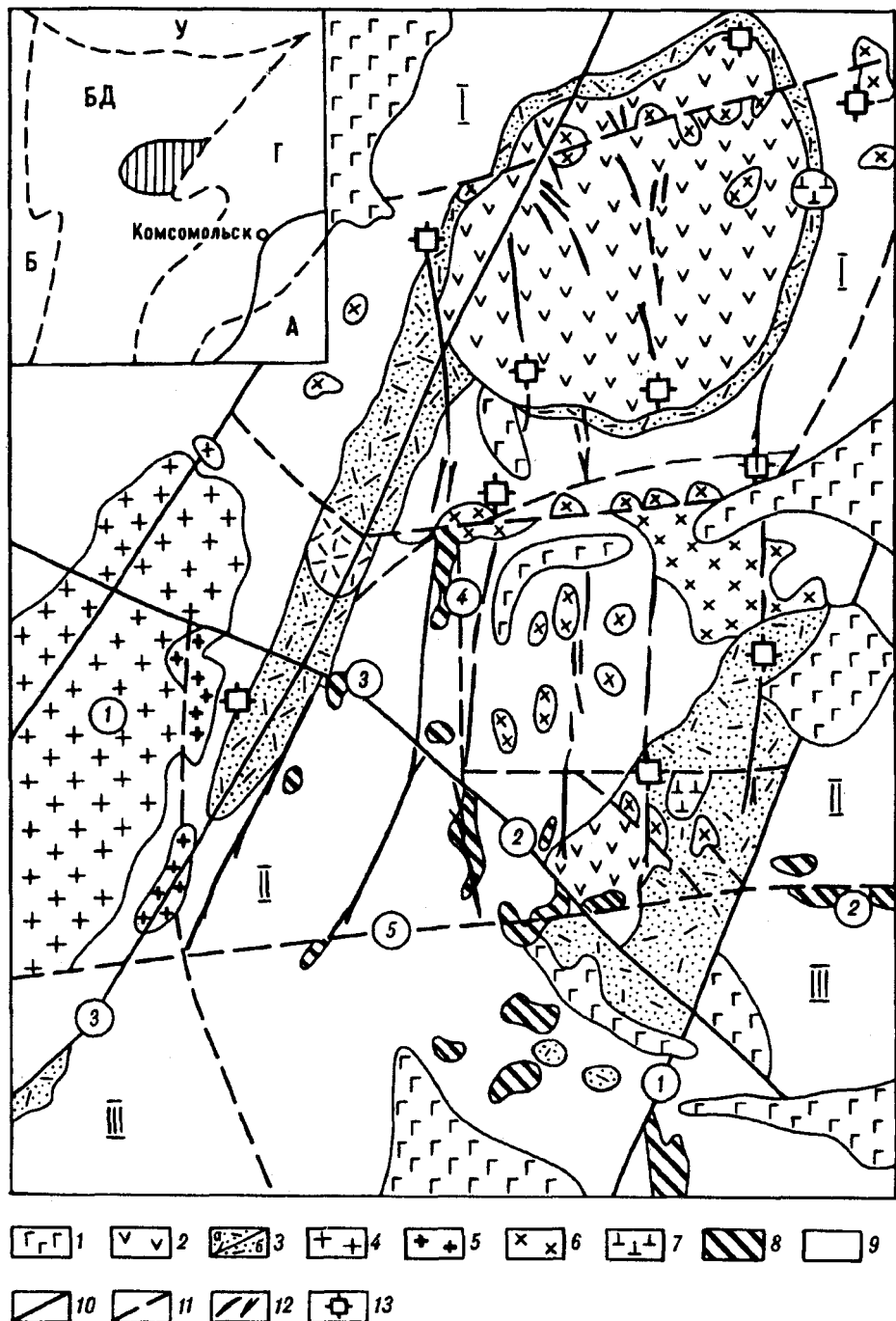


Рис. 1. Геолого-структурная схема Комсомольского рудного района и положение его в схеме тектоностратиграфических террейнов по [17].

1 — покровы базальтов (неогеновые); 2 — андезиты и их туфы (эффузивная фация силинского комплекса); 3 — риолиты и их туфы (предположительно: эффузивные фации пурильского и чалбинского комплексов); 4 — граниты чалбинского комплекса; 5 — граниты (монцограниты); 6 — гранодиориты и диориты; 7 — габброиды силинского комплекса; 8 — гранитоиды пурильского комплекса; 9 — породы юрского терригенно-осадочного комплекса; 10 — долгоживущие разломы глубинного заложения; 11 — прочие (магмаконтролирующие) разломы; 12 — основные рудоконтролирующие структуры; 13 — месторождения. На врезке пунктиром показаны границы террейнов: А — Амурский, Г — Горинский, БД — Баджалский, Б — Буреинский, У — Ульбанский террейны.

Нормальная или слабо пониженная сумма щелочей с преобладанием натрия, высокая глиноземистость, относительно высокая водонасыщенность и окисленность расплава, а также медно-молибденовая с золотом мине-

Средний химический состав магматических пород мяочанской серии

Компонент ы	1(8)	2(4)	3(24)	4(36)	5(14)	6(24)	7(24)	8*(19)	9(20)
SiO ₂	72,81	71,22	59,67	66,42	69,82	59,58	64,41	70,19	72,17
TiO ₂	0,30	0,27	0,87	0,60	0,48	0,74	0,60	0,41	0,37
Al ₂ O ₃	14,40	14,10	15,99	16,02	15,35	15,72	14,91	13,90	13,52
Fe ₂ O ₃	0,51	0,52	1,34	0,69	0,54	1,08	1,08	0,50	0,62
FeO	1,41	2,14	5,14	3,10	2,21	6,14	4,52	3,02	1,73
MnO	0,03	0,05	0,12	0,05	0,04	0,14	0,11	0,08	0,03
MgO	0,59	0,67	3,75	1,77	1,16	3,94	2,92	1,46	0,96
CaO	2,16	2,05	5,24	3,50	2,38	6,51	4,88	22,70	1,66
Na ₂ O	3,89	3,81	3,46	3,65	4,05	2,43	2,44	2,59	2,95
K ₂ O	2,30	3,33	2,29	2,65	2,68	2,23	2,79	4,08	4,76
Rb	(104)			99	85	102	148	178	183
Sr	(240)			311	313	388	236	201	162
Ba				610	588	448	658	667	414
Zr				155	137	141	153	144	183
Nb				14	11	11	10	18	25
Y				27	11	24	18	25	26
Ce				57	36	26	40	51	130
Ni	8	7	28	18	14	18	19	16	7
Co	3	3	10	7	5	10	13	7	3
Cr	25	20	69	42	31	62	72	78	18
V	26	26	107	127	59	116	101	96	29
Sn	15	13	10	6	5	11	14	11	13
Cu	52	22	55	106	98	39	47	30	21
n	20	28	24	10	3	24	16	19	20

* Средний суммарный состав по пироксенсодержащим адамеллитам и монцогранитам.

Примечание. Здесь и далее: в скобках у порядкового номера — количество анализов, по которым рассчитаны средние содержания окислов (в мас. %); то же в столбце — результаты единичных определений; n — количество анализов, по которым рассчитаны средние содержания элементов (в г/т). Пропуск в таблице — отсутствие данных, прочерк — содержание ниже предела чувствительности метода. 1,2 — риолиты первой и второй (соответственно) пачек холдаминской толщи; 3–5 — интрузивные породы пурильского комплекса; 6–8 — то же силлинского; 9 — граниты главной фазы чалбинского массива.

рализация сближают комплекс пурильских гранитоидов и предполагаемых нами их комагматов — натриевых риолитов двух нижних пачек холдаминской толщи, с кремнекислыми членами островодужных комплексов [2], например, с риолитами, гранодиорит- и гранит-порфирами северо-кавказской палеоостровной дуги (табл. 2). При этом гранодиорит- и гранит-порфиры последней — наиболее молодые образования андезит-дацитово-формации (средняя юра), значительно оторваны по времени от излияния андезитов и дацитов и, как предполагается, не имеют комагматичных им эффузивных аналогов. Это, на наш взгляд, важно, так как комагматичность туфо-эффузивных и эффузивных образований низов холдаминской толщи и рассматриваемых гранитоидов недостаточно обоснована. Отметим важнейшие факты, которыми обосновывается предположение об их комагматичности.

1. Ассоциация в пространстве. Гранитоиды пурильского комплекса наибольшее развитие получили в юго-восточной части района, на участке пересечения Холдаминского, Сектахского и Курмиджа-Пурильского разломов (см. рис. 1). Здесь же наиболее достоверно выделяются и имеют наибольшую мощность в составе холдаминской толщи первая и вторая пачки. Интрузии пурильских гранитоидов в зоне Сектахского разлома вблизи пересечения его с Кур-Мяо-Чанским также ассоциируются с выходящими на дневную поверхность туфо-эффузивными образованиями первой и второй пачек.

Химический состав пород Северо-Кавказского вулканического пояса*

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	74,30	72,39	69,19	67,41	74,90
TiO ₂	0,35	0,38	0,58	0,57	0,36
Al ₂ O ₃	11,80	13,17	14,31	15,64	12,60
Fe ₂ O ₃	0,99	2,60	1,70	1,43	0,20
FeO	0,50	0,66	1,48	1,86	1,78
MnO	0,08	0,04	0,07	0,07	0,15
MgO	0,98	1,06	2,00	1,73	1,00
CaO	3,64	1,49	1,34	3,47	0,99
Na ₂ O	3,85	3,86	3,59	3,88	3,39
K ₂ O	0,60	1,33	1,57	1,98	3,47
Rb	30	74	44	6	52
Sr	263	382	104	287	95
Ba	306	432	436	434	436
Zr	117	106	114	63	60
Nb	—	11	3	9	4
Y	22	16	12	—	26
Ce	42	26	53	41	61
Ni	21	27	76	35	24
Co	8	6	24	10	7
Cr	72	27	58	58	38
V	72	38	100	110	49
Sn	3	3	4	5	4
Cu	43	14	14	19	32

* Данные Симаненко В.П. Из научного отчета ДВГИ ДВО РАН. Владивосток, 1990 г.

Примечание. 1 — обр. 160/87 (р. Айгамугадон) — риолит; 2 — обр. 143/87 (р. Альходон) — субвулканический риолит; 3 — обр. 128/87 (р. Ходдон) — альбитофир; 4 — обр. 114/87 — гранодиорит; 5 — гранит Цейского массива. Содержание окислов — мас. %, элементов — г/т.

2. Временная ассоциация. Выборка результатов определения изотопного (калий-аргон) возраста риолитов первой и второй пачек холдаминской толщи, выполненных в разное время в лабораториях Дальневосточного геологического объединения [3], ИГЕМ РАН и ВСЕГЕИ [14], показывает временной интервал их формирования 130—100 млн лет (наиболее вероятный — 120 млн лет).

Выполненные нами в этих же лабораториях определения абсолютного возраста пурильских гранитоидов по биотиту дали следующие результаты: одна проба 94 ± 4 млн лет (лаборатория ДВТГУ, Хабаровск); две пробы 91 ± 5 млн лет (СВКНИИ, Магадан), две пробы 83 ± 3 млн лет (ИГЕМ РАН, Москва). При этом более древними оказались гранитоиды массивов крайней юго-восточной части района (г. Пурил, р. Курмиджа), а более молодыми — западной (Верхне-Силинский массив) его окраины. В целом полученные результаты не ставят под сомнение возможность объединения исследованных эффузивных и интрузивных пород в единый вулканоплутонический комплекс, но и не являются дополнительным фактом в его пользу.

Для получения более достоверных данных о возрасте пурильских гранитоидов и информации об их генезисе нами выполнено исследование рубидий-стронциевой геохимической системы (табл. 3, 4; рис. 2). Для этого использованы пробы гранитоидов эталонного объекта — г. Пурил, в которых, как мы предполагаем, наименее проявлены постагматические преобразования, особенно связанные с процессами становления других, более поздних магматических комплексов. В результате возраст пурильских гранитоидов определен в 113 млн лет, что достаточно близко к возрасту их

Результаты изотопного исследования проб интрузивных пород пурильского комплекса

Номер образца	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Порода	106,7	499,6	0,6252	0,70601
2	»	96,9	450,0	0,6300	0,70581
3	»	106,8	508,0	0,6151	0,70591
4	»	148,2	405,4	1,0700	0,70686
	Роговая обманка	10,2	121,6	0,2463	0,70539
	Биотит	23,0	129,3	0,5204	0,70585
5	Порода	104,4	355,0	0,8611	0,70622
6	»	124,5	335,4	1,0869	0,70678

Примечание. 1-4 — массив г. Пурил; 5,6 — Верхне-Силинский массив.

предполагаемых эффузивных аналогов, а начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7049$. Вынесенные на эту же изохрону результаты исследования валовых проб гранитоидов Верхне-Силинского массива не изменяют существенно полученных результатов и подтверждают принадлежность двух наиболее разобщенных в пространстве массивов к единому комплексу.

3. Петрохимическая близость. Важнейшим признаком, который был использован нами при обосновании генетического родства пурильских гранитоидов и эффузивов раннего этапа образования холдаминской толщи, — преобладание натрия над калием в подавляющем большинстве исследованных проб. По этому признаку они резко отличаются от калиевых пород силинского вулканоплутонического комплекса. При анализе распределения в породах района рудных элементов отмечено аномально высокое содержание меди в описываемых гранитоидах и эффузивах.

Кроме трех охарактеризованных признаков о вероятной комагматичности этих пород свидетельствует отмеченный при проведении геологических съемок переход гранит-порфиров пурильского типа в покровные риолиты, предположительно, второй пачки холдаминской толщи.

В целом, по нашему мнению, имеется достаточно оснований утверждать: пурильские гранитоиды являются наиболее ранними в интрузивной фации мяо-чанской серии, в том ее объеме, который был определен Э.П. Изохом [7]. Однако встает вопрос: правомерно ли их объединение с монцитонидами силинского комплекса в магматическую серию (если понимать серию как ряд парагенетически связанных магматических комплексов) [11]? Очевидно, что такой ряд может быть временным, т.е. обусловленным эволюцией магматизма во времени, связанной или с изменением положения магматического очага в вертикальном разрезе коры, или с суще-

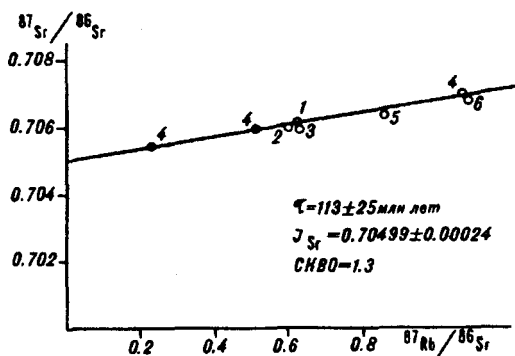
Таблица 4

Химический состав (мас. %) проб интрузивных пород, по которым проведены изотопные исследования

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,78	65,35	61,40	55,46	68,46	66,63
TiO ₂	0,54	0,64	0,69	1,30	0,56	0,54
Al ₂ O ₃	16,57	16,52	17,48	15,65	14,62	15,54
Fe ₂ O ₃	0,44	0,16	0,00	1,10	0,51	0,73
FeO	3,07	3,99	5,92	7,89	3,56	3,17
MnO	0,06	0,06	0,07	0,19	0,06	0,04
MgO	1,32	1,96	2,21	4,78	1,74	1,44
CaO	3,24	4,02	4,47	5,57	2,10	3,19
Na ₂ O	4,08	4,47	4,72	3,45	3,58	3,58
K ₂ O	2,80	2,52	2,27	2,73	2,82	3,09

Рис. 2. Изохрона для пурильского комплекса.

Номера проб в соответствии с табл. 3, 4. Темный кружок — роговая обманка, с крестом — биотит.



ственным изменением параметров магмообразования, вызванным другими факторами.

Первый вариант в приложении к мяо-чанской серии был использован Э.П. Изохом, предполагавшим ее формирование при пульсационной миграции очага магмообразования из низов базальтовой коры вверх. Нами позднее [4] рассмотрен вариант параллельного (близкоодновременного) существования магматических очагов на разных уровнях коры. При этом предполагалось, что верхний из очагов (коровый сиалический) в своем рождении и развитии испытывал влияние очага глыбинного (коровый базальтоидный либо верхнемантийный уровни). Вероятность такого развития магматизма в районе подтверждена результатами геофизических исследований [13, 16], которые фиксируют мантийный уровень первичного магмообразования при наличии в земной коре промежуточных магматических камер.

С учетом полученных результатов о возрастном положении пурильских гранитоидов в серии, а также петрохимических и металлогенических особенностей входящих в ее состав комплексов, генезис их удовлетворительно объясняется моделью повторного плавления габброидных "столбов" в областях тектономагматической активизации континентальных окраин [1]. Пурильский комплекс в этой модели (рис. 3) соответствует производным расплавов, формирующихся в поле *a*, — глиноземистые, обогащенные натрием, относительно бедные магнием, с положительной геохимической специализацией по меди и золоту. Силинский же, монцонитоидный, калиевый и главный оловоносный комплекс района можно рассматривать как результат эволюции расплавов, формировавшихся при параметрах поля *b* использованной в указанной модели диаграммы Б. Майсена [10]. Однако в случае использования этой модели для объяснения генезиса мяо-чанской серии в целом и пурильского комплекса как ее составной части, необходимо вводить дополнительные условия, которые могли бы объяснить преимущественно кислый состав пород пурильского комплекса и отсутствие их в центральном

блоке, а представителей силинского — в южном. Это, по-видимому, можно сделать, предполагая вариации давления воды, а также разную динамику вертикальных перемещений южного и центрального блоков [1].

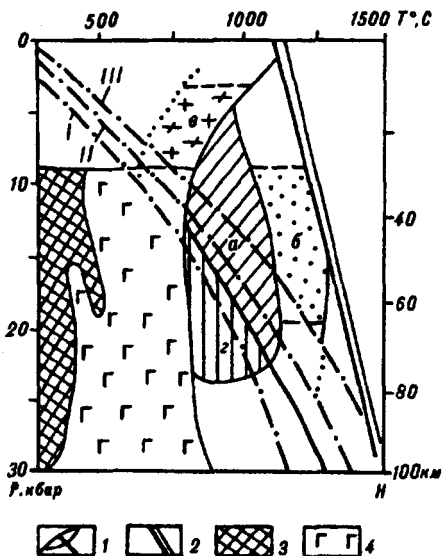


Рис. 3. Принципиальная схема формирования магматической серии активной континентальной окраины (палеоостровной дуги) по [1]. Штрих-пунктир — положение геотермы краевой зоны континентов: 1 — в стабильных условиях (возможно частичное плавление "мантии" с консервацией расплава), II — при опускании блоков (частичное плавление габброидных столбов), III — при инверсии вертикальных движений блоков, смене опускания интенсивным поднятием (полное плавление габброидных столбов). Поля выплавления магматических расплавов: *a* — высокоглиноземистых, обогащенных натрием и стабилизированных на медь, молибден, золото (пурильский комплекс Комсомольского района); *b* — относительно бедных глиноземом, обогащенных магнием и специализированных на олово (силинский комплекс); *в* — "палингенных" гранитоидных (чалбинский комплекс). 1 — фазовые границы при плавлении лерцолита в присутствии воды; 2 — солидус сухого пиролита; 3 — перидотит; 4 — габбро.

Главную особенность химизма пурильских гранитоидов, при признании их более ранними, чем силинские в составе мяо-чанской серии, можно объяснить также, имея в виду, что щелочность магматического расплава, в основном, регулируется интрателлурическими флюидами [8, 12]: на раннем этапе щелочной флюид обогащает расплав натрием. В этом случае пурильские гранитоиды могут быть как парагенетически (производные разных очагов в едином потоке флюидов), так и генетически (производные одного магматического очага) связанными с породами силинского комплекса. Это — варианты временного ряда. Однако более вероятным, как уже было отмечено выше, кажется нам объяснение генезиса и состава мяо-чанской серии (и, соответственно, пурильских гранитоидов), которое можно получить, представив ее как латеральный ряд парагенетически связанных магматических ассоциаций (комплексов, формаций). По данным [17], Мяо-Чанский магматический ареал (вулканическая зона) расположен на границе Баджальского и Горинского тектоностратиграфических террейнов, граничащих, как предполагается, по зоне Холдаминского разлома (см. рис. 1). Естественно предположить, что они характеризуются разным разрезом земной коры. Н.В. Огнянов в результате детальных исследований пришел к выводу (неопубликованные данные), что к востоку от Холдаминского и южнее Сектаховского разломов (Горинский террейн) сиалический слой коры либо отсутствует вообще, либо представлен разрозненными реликтами, в то время как севернее (Баджальский террейн) его слагает фундамент Буреинского кратона. Если этот вывод верен, то особенности химизма и металлогении пурильского комплекса, близость его по ряду признаков кильным производным островодужного магматизма объясняются геологической обстановкой заложения и эволюции очага, близкой к обстановке развитой палеоостровной дуги. Более континентальная обстановка формирования силинского магматического комплекса в этом случае согласуется с его оловянной металлогенической специализацией, калиевостью и более высоким, чем в гранитоидах пурильского, первичным отношением изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70748 - 0,70755$).

Суммируя все изложенное выше, мы считаем, что мяо-чанская магматическая серия должна рассматриваться как пространственно-временной ряд магматических комплексов (конкретных магматических формаций по [9]). Главные различия образующих ее комплексов обусловлены особенностями геологического строения и динамики вертикальных движений блоков, в которых были локализованы рождавшие их магматические очаги, а также закономерной эволюцией флюидов в единой для них системе глубинных разломов. Пурильский в этом ряду наиболее ранний, формировавшийся в блоке с угнетенной сиалической корой, испытавшем на этапе магматической активности преимущественно нисходящие движения. Такое предствление о месте и генезисе комплекса в мяо-чанской серии наиболее полно объясняет его петрогеохимические и металлогенические особенности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Дурасова Н.А. О роли магматизма в формировании и размещении месторождений олова и золота в советской части Тихоокеанского рудного пояса // Геологическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континента к Тихому океану (Материалы XIV Тихоокеанской научной конференции). — Владивосток, 1980. — С. 4—11.
2. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
3. Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные по абсолютному возрасту оруденения Сихотэ-Алинской складчатой зоны // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. — Хабаровск, 1972. — С. 93—109.
4. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Медь и молибден в магматических породах Комсомольского района // Рудные месторождения Дальнего Востока. — Владивосток, 1983. — С. 109—114.
5. Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: Автореф. канд. дисс. — Владивосток, 1980.
6. Заблочкин Е.М., Филина Л.П. Некоторые вопросы региональной петрохимии мезозойских гранитоидов Амгунского района (Дальний Восток) // Материалы 3-й Ленинградской молодежной геол. конф. — Л., 1980. — С. 19—36.

7. *Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. — М.: Наука, 1967.
8. *Коваль П.В.* Трансмагматические флюиды и региональная магматическая зональность // Флюиды в магматических процессах. — М.: Наука, 1982. — С. 192—211.
9. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
10. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. — М.: Мир, 1979.
11. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А.* Общие вопросы изучения магматических формаций // Магматические формации СССР. Т. I. — Л.: Недра, 1979. — С. 5—25.
12. *Налетов Б.Ф.* Петрохимические признаки интрателлурического регулятора щелочности в магмообразовании // Флюиды в магматических процессах. — М.: Наука, 1982. — С. 192—211.
13. *Романовский Н.П., Бормотов В.А.* О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геология. — 1992. — № 1. — С. 31—36.
14. *Руб М.Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. — М.: Наука, 1970.
15. *Руб М.Г., Гонеvчук В.Г., Гонеvчук Г.А.* Магматические образования Комсомольского района и связь с ними оруденения // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. — С. 92—99.
16. *Туезов И.К., Бакулин Ю.И., Бормотов В.А. и др.* Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 3. — С. 54—57.
17. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. докт. дис. — М., 1993.

*ДВГИ ДВО РАН
Владивосток
ДВИМС
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
28 марта 1994 г.*

V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, N.S. Gerasimov

THE POSITION AND PECULIARITIES OF GENESIS

OF PURILSK GRANITOIDS IN THE COMPOSITION WITHIN THE MYAO-CHANSK TIN-BEARING SERIES OF THE FAR EAST

The position of complex K—Na granitoids (purilsky) in the geological structure of Komsomolsky ore region (Down Priamurye), their petrochemical, geochemical and metallogenic peculiarities are characterized. It's shown that they are the earliest component in the tin-bearing magmatic series (myao-chanskaya). They are compared with acidic rocks of island arc series. Reasons which may have formed K- and K—Na granitoids (silinsky and purilsky complexes) in the contact of similar magmatic series are discussed.

УДК 552.11; 553.2

М.Г. Руб, В.А. Баскина, А.К. Руб

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЯЛИТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНОСИЕНИТ-ПОРФИРОВ УСТЬ-МИКУЛИНСКОГО ШТОКА

(Центральный Сихотэ-Алинь)

Приводятся новые данные о изотопном Rb—Sr-возрасте и геохимических особенностях фаялитовых граносиенит-порфиров Усть-Микулинского штока (Центральный Сихотэ-Алинь). Показано, что они резко отличаются от близких по возрасту литий-фтористых гранитов Тигриного месторождения как по минералого-петрографическому и химическому составу, так и по значительно меньшему количеству редких щелочей, летучих и других редких элементов. Формирование фаялитовых граносиенит-порфиров происходило в резко восстановленной среде. По составу, содержанию летучих, редкоземельных и редких элементов они близки вольфрамоносным гранитоидам, вскрытым на месторождении Восток-2. Отмеченные и данные по восстановленным разностям гранитоидов Кордильер (США), сопровождающихся вольфрамовым оруденением, свидетельствуют в пользу постановки специальных работ для выявления поясов распространения гранитоидов, подобных Усть-Микулинскому штоку, в связи с их возможной вольфрамоносностью.

Наличие в Центральном Сихотэ-Алине интересного в генетическом и практическом отношении Тигриного оловянно-вольфрамового месторож-

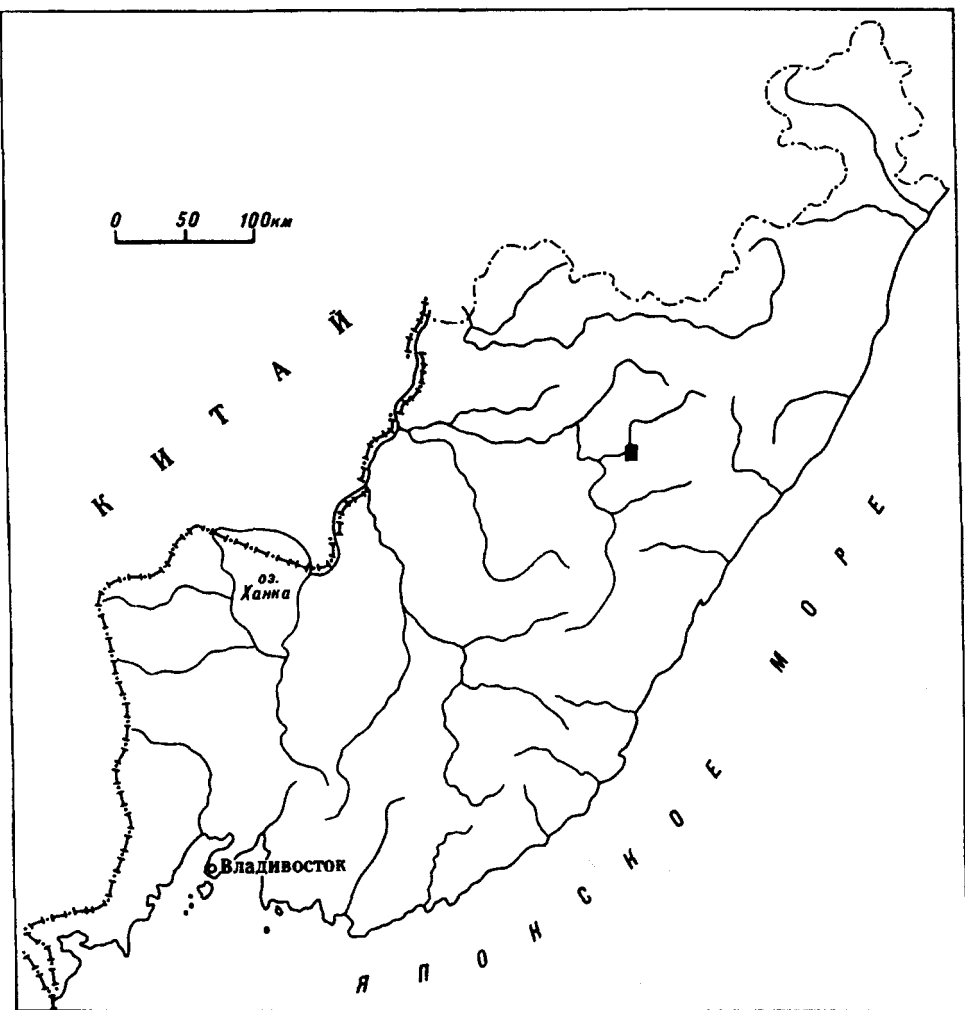


Рис. 1. Обзорная карта Приморья.
Квадратом обозначен район исследований.

дения касситерит-кварцевой формации [6] заставило обратиться к поискам аналогичных месторождений на территории Центрального Сихотэ-Алиня. Предполагалось, что одним из возможных аналогов может служить Усть-Арминское месторождение, в связи с чем авторы настоящей статьи изучали изверженные породы этой территории.

Рассматриваемый район расположен на правом берегу р. Арму в 3 км выше устья р. Микула (рис. 1) примерно в 40 км от ранее описанного Тигриного месторождения [9]. Район рудного узла сложен алевролитами, песчаниками, реже глинистыми сланцами нижнего мела, прорванными небольшим (0,4 км²) штоком фаялитсодержащих граносиенит-порфиров, несколькими небольшими штоками диоритов и многочисленными дайками гранит-порфиров и андезитобазальтов. Простирающие даек обычно северо-западное. Вмещающие породы на контакте с граносиенит-порфирами орговикованы, иногда турмалинизированы, а сами граносиенит-порфиры грейзенизированы. В структурном отношении рудный узел приурочен к Арминской сдвиговой зоне. В пределах Усть-Микулинского рудного узла вскрыто большое количество рудных зон и крутопадающих рудных жил, большинство из которых приурочено к апикальной части штока фаялитовых граносиенит-порфиров. Рудные тела представлены касситерит-шеелит-воль-

Результаты определения изотопного состава Sr и концентрации Rb и Sr в фаялитовых граносиенит-порфирах Усть-Микулинского штока

Номер образца	Sr, г/т	Rb, г/т	^{86}Sr , г/т	^{87}Rb , г/т	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
УМС 28-17	143	182	$13,87 \pm 2$	$50,60 \pm 22$	$0,7130 \pm 1$	3,605
УМС 27-7	186	201	$18,03 \pm 1$	$56,06 \pm 35$	$0,7100 \pm 2$	3,073
УМС 28-13	28	433	$2,74 \pm 34$	$120,77 \pm 34$	$0,7511 \pm 2$	43,57

фрамит-кварцевыми, касситерит-кварцевыми, касситерит-кварц-сульфидными жилами и прожилками.

Фаялитовые граносиенит-порфиры прорывают нижнемеловые отложения. Верхняя возрастная граница их не установлена. Радиологический возраст, определенный Г.П. Сандимировой изотопным Rb—Sr-методом в изотопной лаборатории Института геохимии СО РАН, равен 69 ± 4 млн лет, первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7082 \pm 0,0013$ (табл. 1, рис. 2).

Радиологический возраст фаялитовых граносиенит-порфиров, определенный К—Аг-методом М.М. Аракелянц в изотопной лаборатории ИГЕМ РАН, равен 84 ± 4 млн лет. Возраст мусковита из грейзенизированных граносиенит-порфиров в одном случае равен 80 млн лет, в другом 74 млн лет. В общем, по разным методам получен близкий — верхнемеловой — возраст. Длительность формирования (порядка 10—15 млн лет) продуктивных магматических ассоциаций и сопровождающих их постмагматических образований отмечена рядом исследователей [2, 7, 8].

Фаялитсодержащие граносиенит-порфиры состоят из основной массы, на фоне которой наблюдаются порфировые выделения кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и оливина, количество порфировых выделений колеблется от 12—15 до 25 % по отношению ко всей массе породы. Порфировидные выделения железистого оливина составляют 3—4 % от объема всей породы. Оливин образует сростания с железистым биотитом. Основная масса состоит из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и небольшого количества биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом и др. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая — гранитная.

Для рассматриваемых фаялитсодержащих граносиенит-порфиров характерно повышенное содержание щелочей, особенно калия, достигающее 5,5—6,0 % (табл. 2). В то же время, содержание редких щелочей относительно низкое: так, содержание рубидия не превышает 250 г/т, в то время как в оловоносных гранитах других регионов Приморья оно достигает 500 г/т, а в редкометалльных литий-фтористых гранитах — 1000 г/т и выше. В фаялитсодержащих граносиенит-порфирах наряду с фтором обычно присутствует хлор.

В грейзенизированных граносиенит-порфирах увеличивается содержание кварца, биотит замещается мусковитом. Отмеченное отражается на химическом составе пород. В них увеличивается содержание кремнезема, фтора и редких щелочей и уменьшается количество железа и натрия (см. табл. 2). В кварце

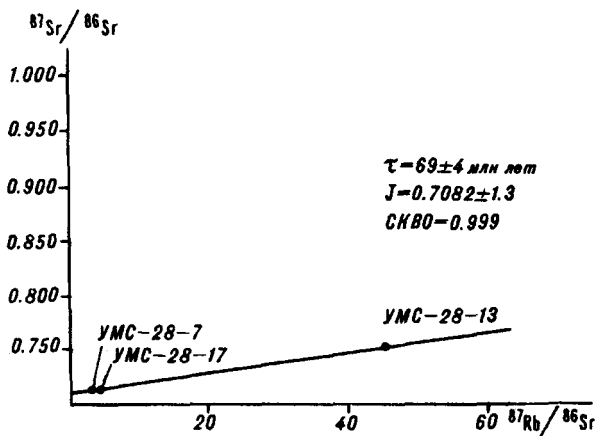


Рис. 2. Изохрона для фаялитовых граносиенит-порфиров Усть-Микулинского штока.

Химический состав фаялитовых граносиенит-порфиров, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	69,28		65,60			68,5	67,20			73,12	70,10	
TiO ₂	0,31		0,20			0,20	0,30			0,34	0,15	
Al ₂ O ₃	15,33		15,45			15,20	15,40			14,78	12,10	
Fe ₂ O ₃	0,31		0,52			0,0	1,20			2,08	1,20	
FeO	2,70		2,74			3,2	3,20			0,81	4,11	
MnO	0,06		0,10			0,14	0,09			0,03	0,09	
MgO	0,31		0,78			0,25	0,07			0,34	0,44	
CaO	1,48		3,40			0,50	2,60			0,23	1,78	
Na ₂ O	3,52	3,37	3,31	3,46	3,31	3,60	3,40	2,59	2,62	0,22	0,20	1,00
K ₂ O	5,48	5,11	4,92	5,12	5,39	6,0	4,90	5,36	5,93	5,11	3,91	5,34
H ₂ O ⁺	0,56		0,75			1,1	1,20			1,87	1,00	
H ₂ O ⁻	0,16		0,21			0,0	0,0			0,22	—	
Li ₂ O	0,0063	0,0034	0,005	0,0020	0,0024	0,0088	0,0088	0,0052	0,0036	0,027	0,011	0,011
Rb ₂ O	0,0156	0,016	0,019	0,0140	0,0180	0,0175	0,0160	0,0240	0,0260	0,034	0,047	0,039
Cs ₂ O	0,0008	0,0007	0,001	0,0004	0,0005	0,0008	0,0008	0,0013	0,001	0,0014	0,002	0,002
P ₂ O ₅	0,07		He ан.			He ан.	He ан.			0,04	He ан.	
SrO	0,014	0,02	0,020			0,079	0,016			0,004	0,003	
BaO	0,075		0,085			0,062	0,1100			0,081	0,047	
Cr ₂ O ₃	0,0051		He ан.			0,0247	0,0230			0,0035	He ан.	
Cl	0,07		He ан.			—	0,09			0,02	He ан.	
F	0,12		0,18			0,04	0,06			0,312	0,62	
CO ₂	He ан.		He ан.			0,56	0,35			0,34	He ан.	
Сумма	99,91		99,57			99,78	100,11			99,81	100,35	
O = F	0,05		0,07			0,01	0,07			0,13	0,26	
Сумма	99,86		99,50			99,77	100,04			99,68	100,09	

Примечание. 1–9 – фаялитовые граносиенит-порфиры: 1 – обр. № 598/87, 2 – 598^а/87, 3 – УМС-28-7, 4 – 596/87, 5 – 596^а/87, 6 – 2021/89, 7 – 2034/84, 8 – 597/87, 9 – 599/87; 10–12 – грейзенизированные граносиенит-порфиры: 10 – обр. 600/87, 11 – УМС 28-13, 12 – 599^а/87. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН аналитиками: Н.В. Королевой, Ю.В. Долиной, Л.Ф. Карташовой, С.И. Вронской.

Результаты криометрического изучения флюидных включений в кварце фаялитсодержащих граносиенит-порфи́ров, проведенного Л.Н. Хетчиковым и В.А. Пахомовой

Температура эвтектики, °С	Состав флюида
-55	CaCl ₂ + NaCl + H ₂ O
-50,5	CaCl ₂ + KCl + H ₂ O
-35	MgCl ₂ + NaCl + H ₂ O
-34	MgCl ₂ + H ₂ O
-21	NaCl + H ₂ O
-11	KCl + H ₂ O
-85	H ₂ S (?)*

* В газовой фазе.

фаялитовых граносиенит-порфи́ров наблюдаются флюидные и кристаллические, реже расплавные включения. Результаты проведенного Л.Н. Хетчиковым и В.А. Пахомовой криометрического изучения флюидных включений приведены в табл. 3. Полученные материалы свидетельствуют о том, что основным компонентом анионной части флюидов расплавов, из которых кристаллизовались граносиенит-порфи́ры Усть-Микулинского штока, является хлор. В отличие от редкометалльных гранитов Тигриного месторождения в кварце рассматриваемых граносиенит-порфи́ров не обнаружены фториды щелочных металлов и соли лития, установлено сравнительно много воды, углекислоты в окиси углерода [5]. Более

детально изучению расплавных микровключений, присутствующих в кварце фаялитовых граносиенит-порфи́ров, занимался А.А. Бабанский. По его данным, кварц кристаллизовался из плюмазитового гранитного расплава, характеризующегося высоким содержанием хлора (до 0,35 мас. %). Система в это время была гетерогенной, когда с сильно дифференцированным гранитным расплавом сосуществовал высококонцентрированный (хлоридный) водный флюид. Ориентировочные параметры гетерогенизации — 800° и 5 кбар.

Проведенное нами изучение содержания Zn, Nb, Y, Sr, Rb, Ba, P3Э, Sn и некоторых других элементов показало, что рассматриваемые фаялитовые граносиенит-порфи́ры характеризуются по сравнению с биотитовыми гранитами других регионов Приморья более низким содержанием рубидия, ниобия и иттрия и более высоким содержанием циркония (табл. 4). От протолитионитовых редкометалльных гранитов Тигриного месторождения и Вознесенского рудного узла они резко отличаются значительно меньшим количеством рубидия, ниобия и иттрия и большим количеством циркония, стронция и бария (см. табл. 4). Так, если в редкометалльных гранитах содержание рубидия составляет в среднем 1570 г/т, то в фаялитовых граносиенит-порфи́рах оно не превышает 277 г/т, если содержание ниобия в редкометалльных гранитах в среднем равно 83 г/т, то в граносиенит-порфи́рах оно не превышает 16 г/т.

В грейзенизированных разностях фаялитовых граносиенит-порфи́ров увеличивается содержание рубидия, ниобия и иттрия и уменьшается количество стронция и бария (см. табл. 4, рис. 3). На рис. 4 показано положение рассматриваемых граносиенит-порфи́ров, биотитовых и редкометалльных гранитов некоторых районов Приморья, а также вольфрамоносных гранодиоритов месторождения Восток. Хорошо видно, что поле граносиенит-порфи́ров близко полю биотитовых гранитов, несколько от него отличаясь большим количеством стронция и меньшей величиной Rb/Sr-отношения. Рассматриваемые породы близки также вольфрамоносным гранитоидам, разлитым в районе месторождения Восток-2. От последних они отличаются меньшим количеством стронция и большей величиной Rb/Sr-отношения.

У нас, к сожалению, мало данных по содержанию в фаялитовых граносиенит-порфи́рах редкоземельных элементов (P3Э), всего два анализа (табл. 5). Однако имеющиеся материалы свидетельствуют, что для рассматриваемых пород, в отличие от редкометалльных гранитов Тигриного месторождения, характерны высокое содержание европия, слабо выраженный европиевый минимум (рис. 5) и более высокое содержание легких P3Э.

Как было отмечено выше, рассматриваемые породы характеризуются относительно низким первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7082 \pm 0,0013$, в то время как редкометалльные граниты Тигриного

Содержание редких элементов в фаялитовых граносиенит-порфирах (числитель — среднее, знаменатель — интервал), г/т

Породы	Количество анализов	Zr	Nb	Y	Sr	Rb	Ba
Фаялитовые граносиенит-порфиры	10	$\frac{299,4}{259-392}$	$\frac{11,4}{7-16}$	$\frac{36,3}{29-48}$	$\frac{129,8}{95-179}$	$\frac{182,6}{136-255}$	$\frac{635,8}{510-818}$
Грейзенизированные разности фаялитовых граносиенит-порфиров	12	$\frac{313,91}{136-416}$	$\frac{14,08}{8-19}$	$\frac{44,56}{27-60}$	$\frac{75,83}{39-159}$	$\frac{280,83}{134-420}$	$\frac{701,22}{195-1175}$
Биотитовые граниты Ярославского массива*	11	$\frac{168,8}{52-207}$	$\frac{29,1}{18-106}$	$\frac{70,2}{25-184}$	$\frac{121,8}{46-155}$	$\frac{447,3}{229-1094}$	$\frac{330,2}{100-482}$
Протолитионитовые граниты Пограничного массива*	10	$\frac{56,3}{25-85}$	$\frac{83,6}{43-133}$	$\frac{405,5}{198-632}$	$\frac{45,5}{34-86}$	$\frac{1570,6}{1099-1970}$	$\frac{130,4}{100-201}$
Литий-фтористые граниты Тигриного месторождения	12	$\frac{78,91}{41-99}$	$\frac{61,83}{32-117}$	$\frac{161,5}{21-364}$	$\frac{45,91}{24-110}$	$\frac{923,91}{510-1266}$	$\frac{92,58}{60-153}$
Калиевые гранодиориты месторождения Восток-2	23	$\frac{164}{97-232}$	$\frac{9,6}{7-13}$	$\frac{28}{25-39}$	$\frac{380}{322-700}$	$\frac{127}{67-110}$	$\frac{480}{395-700}$

* Для сравнения приведены данные по биотитовым и протолитионитовым гранитам Вознесенского рудного узла, литий-фтористым гранитам Тигриного месторождения и вольфрамоносным калиевым гранодиоритам месторождения Восток-2.

месторождения характеризуются более высоким первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,712 - 0,729$ [10]. Полученные материалы по особенностям состава фаялитовых граносиенит-порфиров и относительно низкие первичные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ позволяют предположить, что расплав, из которого они кристаллизовались, формировался в нижней части коры и затем поднимался к поверхности, не взаимодействуя существенно с веществом ее верхних частей [1]. По данным одного из авторов настоящей статьи (В.А. Баскиной), особенности составов фаялитовых граносиенит-порфиров рассматриваемого штока свидетельствуют о сильно восстановленной среде при кристаллизации этих пород, необычной для большинства фаялитсодержащих гранитоидов других регионов. Сравнение фаялитовых граносиенит-порфиров Усть-Микулинского штока с близкими по возрасту рудоносными (Sn—W) литий-фтористыми гранитами Тигриного месторождения [7, 10] показало, что они резко различаются как по минералого-петрографическому,

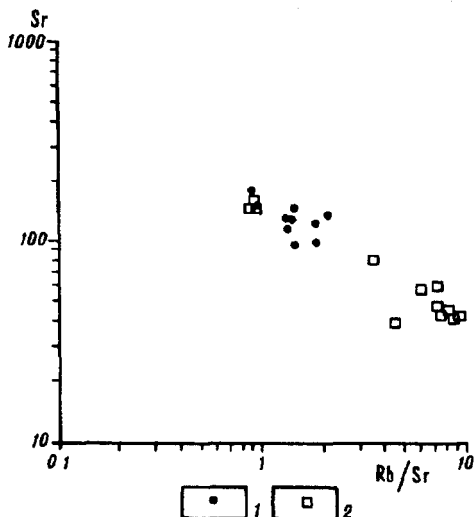


Рис. 3. Корреляция содержаний Sr (в г/т) и величины Rb/Sr-отношения в фаялитовых граносиенит-порфирах Усть-Микулинского штока.

1 — фаялитовые граносиенит-порфиры; 2 — грейзенизированные разности граносиенит-порфиров.

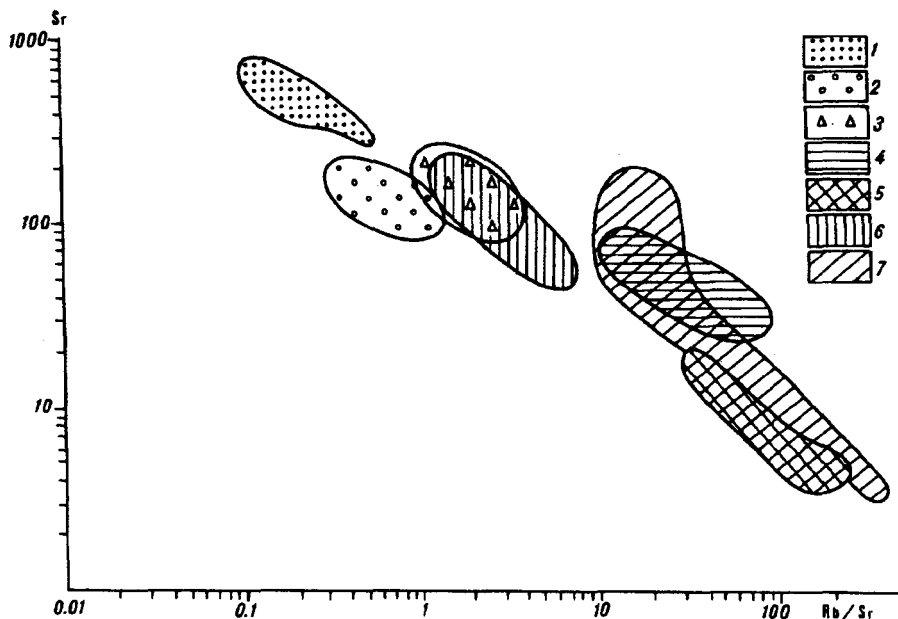


Рис. 4. Корреляция содержаний Sr (в г/т) и величины Rb/Sr-отношений в магматических породах Центрального Сихотэ-Алиня.

Поля распространения: 1 — калиевых гранодиоритов, распространенных в районе месторождения Восток-2; 2 — гранодиоритов и гранитов Лермонтовского месторождения; 3 — фаялитовых граносиенит-порфиоров Усть-Микулинского штока; 4 — редкометалльных гранитов Тигриного штока; 5 — редкометалльных гранитов Приханкайского района; 6 — биотитовых гранитов Вознесенского рудного узла; 7 — редкометалльных гранитов Рудных гор.

так и по химическому составу, в том числе по содержанию редких щелочей и ряду других редких и летучих элементов. В частности, в фаялитовых граносиенит-порфирах значительно меньше редких щелочей (см. табл. 4), значительно больше европия и легких РЗЭ (см. табл. 5, рис. 5), среди летучих элементов преобладает хлор.

Нами также проведено сравнение фаялитовых граносиенит-порфиоров Усть-Микулинского штока с ранее изученными вольфрамоносными гранитоидами [8], распространенными в Центральном Сихотэ-Алине в районе месторождения Восток-2. Это сравнение показало, что фаялитовые граносиенит-порфиры отличаются от калиевых гранодиоритов Центрального массива меньшим количеством стронция, магния и фосфора и большим количеством калия и редкоземельных элементов, в то же время характер распределения РЗЭ в граносиенит-порфирах близок к характеру распределения их в вольфрамоносных калиевых гранодиоритах. Таким образом, по особенностям состава фаялитсодержащие граносиенит-порфиры близки вольфрамоносным гранитоидам. Они также близки последним по первичному отношению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7066$. По отношению Sr и Rb/Sr рассматриваемые породы приближаются к вольфрамоносным калиевым гранодиоритам. Формирование вольфрамоносных гранитоидов и сопровождающих их вольфрамовых руд, так же как и фаялитовых граносиенит-порфиоров, происходило при низком окислительном потенциале.

О восстановительных условиях, в которых происходило формирование кварц-апатит-шеелитовых руд месторождения Восток-2, свидетельствует проведенное В.Б. Наумовым и В.В. Шапенко изучение индивидуальных флюидных включений в шеелите и кварце [3]. Отмеченными авторами установлено наличие метана в высокотемпературных (300—355°) гидротермальных растворах, формировавших это месторождение.

Породы Усть-Микулинского штока отличаются от одновозрастных гранитоидов близлежащего Арминского массива большей щелочностью и весьма низкой окисленностью. Причиной этого может быть принадлежность штока к иной формационной группе. Так, на Охотско-Колымском водоразделе (по

Содержание РЗЭ в фаялитовых граносиенит-порфирах

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣTR	La/Yb
597/87	36,3	106,0	52,8	7,4	1,62	1,50	11,2	0,2	217,02	2,187
598/87	57,0	124,0	58,7	8,4	0,83	0,88	1,4	He уст.	251,2	27,48

данным А.П. Осипова [4]) массивы фаялитсодержащих гранитоидов образуют цепочки, секущие границы структурно-фациальных зон и пояса близко- и разновозрастных кислых вулканитов и гранитоидов. Фаялитовые граниты рассматриваются как дифференциаты анорогенных анортозитовых или габброидных очагов. Другой причиной может быть становление локального магматического очага в сильно восстановленной среде. Известно, что на фоне известково-щелочных гранитоидов берегового батолита в Кордильерах США [11] в качестве локальных аномалий появляются сильно восстановленные разности, причем, в тех местах, где в разрезах пород кровли залегают графитистые метапелиты. Такие участки благоприятны для вольфрамового оруденения: к ним, например, приурочены месторождения Строрберри и Пайн Крик.

Высокая восстановленность пород Усть-Микулинского штока может быть следствием прохождения расплавов через графитсодержащие пелиты, зоны распространения которых во многих районах мира благоприятны для локализации вольфрамовых руд.

Учитывая все вышеизложенное, нам представляется очень важным оконтурить площади выходов восстановленных гранитоидов, подобных Усть-Микулинскому, и провести более детальное исследование этих участков в связи с их возможной вольфрамоносностью.

Итак, проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

1. В Центральном Сихотэ-Алине обнаружены фаялитовые граносиенит-порфиры, слагающие небольшой шток верхнемелового возраста.

2. По данным изотопного Rb—Sr-метода, радиологический возраст фаялитовых граносиенит-порфиров 69 ± 4 млн лет, первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7082 \pm 1$. По данным K—Ar-метода, возраст рассматриваемых пород 84 ± 4 млн лет, а мусковита из грейзенизированных разностей этих пород 74 ± 8 млн лет. Таким образом, рассматриваемые породы и сопровождающие их постмагматические образования сформировались в верхнемеловое время в течение 10 млн лет.

3. Фаялитсодержащие граносиенит-порфиры характеризуются повышенным содержанием калия и летучих, среди которых преобладает хлор. Для них типично повышенное содержание европия и легких РЗЭ. На кривых распределения РЗЭ они отличаются от редкометалльных гранитов слабовыраженным европиевым минимумом.

4. Особенности состава фаялитсодержащих граносиенит-порфиров и относительно низкое первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,708$ позволяют высказать предположение о том, что расплав, из которого они кристаллизовались, формировался в нижней части коры.

5. Образование фаялитовых граносиенит-порфиров происходило в сильно восстановленной среде, необычной для большинства фаялитсодержащих гранитоидов других регионов.

6. Фаялитовые граносиенит-порфиры Усть-Микулинского штока резко отличаются от близких по возрасту литийфтористых гранитов, вскрытых на Тигрином месторождении. Отличия наблюдаются по минералого-петрографическому и химическому составу, в том числе по значительно меньшему количеству редких щелочей, летучих и других редких элементов.

7. По составу, содержанию летучих, редких и редкоземельных элементов фаялитовые граносиенит-порфиры близки вольфрамоносным гранитоидам, вскрытым на месторождении Восток-2.

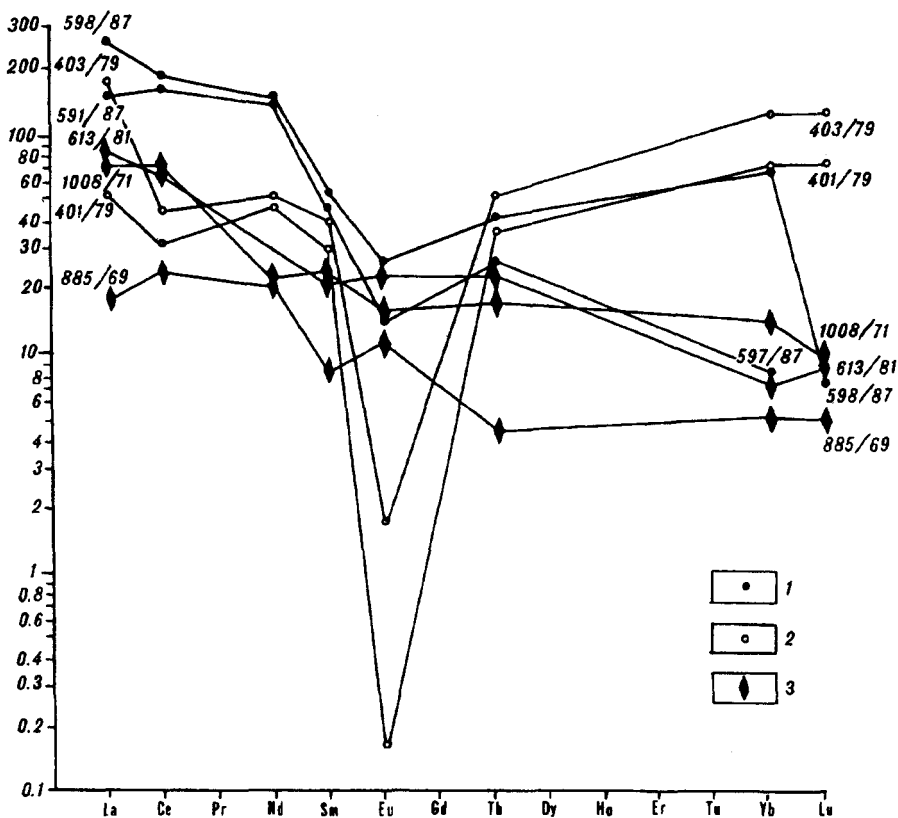


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах Центрального Сихотэ-Алиня.

1 — фаялитовые граносиенит-порфиры Усть-Микулинского штока, 2 — редкометалльные протолитионитовые граниты; 3 — калиевые гранодиориты.

8. Сходство фаялитовых граносиенит-порфиров с вольфрамоносными гранитоидами, вскрытыми в районе месторождения Восток-2, и данные о том, что зоны распространения пород, подобных Усть-Микулинскому штоку, благоприятны для локализации вольфрамовых руд, являются основанием для постановки поисковых работ с целью выявления поясов распространения подобных пород, которые могут сопровождаться вольфрамовыми рудами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашев Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976.
2. Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb—Sr-датирования оловяносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 312, № 5. — С. 1183—1186.
3. Наумов В.Б., Шапенко В.В. Метан в гидротермальных растворах, формирующих месторождения олова и вольфрама // Геохимия. — 1983. — № 9. — С. 1335—1341.
4. Осипов А.П. О фаялитсодержащих гранитах Северо-Востока СССР // Изв. Вузов. Геология и разведка. — 1970. — № 5. — С. 48—54.
5. Пахомова В.А., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. О составе флюидной фазы редкометалльных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 2. — С. 99—104.
6. Попов В.А., Попова В.И. Методы и результаты минералогического картирования месторождения Тигринное (Приморье). — Екатеринбург: Наука, 1992.
7. Родионов С.М., Шапенко В.В., Родионова Л.Н. Структуры локализации и генезис оловяно-вольфрамоносных месторождений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология рудн. месторождений. — 1984. — № 1. — С. 22—30.
8. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловяносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. — М.: Наука, 1982.
9. Руб М.Г., Руб А.К., Акимов В.М. Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1986. — № 7. — С. 33—46.

10. Руб А.К., Руб М.Г., Сандимирова Г.П. Результаты Rb—Sr-датирования и особенности состава редкометаллических гранитов месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 319, № 4. — С. 952—956.
11. Aqul J.J., Brimhall G.H. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California // Geol.Soc. Amer. Bull. — 1988. — V. 100. — P. 891—911.

ИГЭМ РАН
Москва

Поступила в редакцию
9 марта 1994 г.

M.G. Rub, V.A. Baskina, A.K. Rub
GEOCHEMICAL FEATURES
OF FAYALITE-BEARING GRANOSYENITE-PORPHYRIES
OF UST'-MIKULINSK INTRUSIVE
(CENTRAL SIKHOTE-ALIN)

In the Sikhote-Alin Range a Late Cretaceous granosyenite "Ust'-Mikulinskii" body was generally regarded as a possible analogue of tin-bearing granites of the "Tigrinoe" Sn—W deposit.

New data on minor constituents as well as on Rb—Sr dating revealed a significant difference between two types of granites. Ust'-Mikulinskii rocks and rock-forming minerals differ from Tigrinoe ones by content of alkalis, volatiles, like K, Li, F, Rb and are notable for mineral assemblages of very low oxidating conditions. A number of petro-geochemical features are common for both granosyenites under discussion and tungsten-bearing granite suite of Vostok-2 tungsten deposit. Present authors believe that mapping of igneous bodies of Ust'-Mikulinskii type could contribute more to prognoses for tungsten rather than for tin.

УДК 552.3 (571.6)

А.И. Ромашкин

МАГМАТИЗМ ИНГИЛИЙСКОГО РАЙОНА
КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО РИФТОГЕНЕЗА
НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Охарактеризован вещественный состав и геолого-структурные условия локализации магматических пород Ингилийского района: щелочные породы Ингилийского массива центрального типа, ингилитовые породы, слагающие трубки взрыва, дайки, жилы и габбро-диабазы, встречающиеся в виде даек. Первые два комплекса пород имеют позднепротерозойский (предвендский) возраст, сформированы преимущественно в условиях растяжения и по вещественному составу (недосыщенность кремнеземом, повышенная щелочность натриевого и калиевого типов, повышенное содержание титана и фосфора) отвечают рифтогенным комплексам.

Ингилитовые породы являются наиболее глубинными ($P = 30 - 42$ кбар) породами района. Более глубинный щелочно-ультраосновной магматизм калиевого типа прогнозируется в пределах коллизийной зоны, обрамляющей позднепротерозойскую палеорифтовую область, либо в непосредственной близости с Ингилийским районом в связи с заключительным этапом развития позднепротерозойского рифтогенеза.

Ингилийский район привлекает внимание исследователей известными здесь щелочно-ультраосновными породами — ингилитами [3, 4], распространенными в тесной пространственной взаимосвязи с массивом ийолит—мельтейгитов. Излагаемые в статье сведения по вещественному составу и геолого-структурной позиции магматизма этого района освещают новые аспекты геодинамической позиции юго-восточной окраины Сибирской платформы в позднем протерозое.

Район находится на стыке Дыгдинско-Ингилийского поднятия и Майского погружения Сибирской платформы. Породы фундамента обнажаются внутри Ингилийского купола (рис. 1) на площади около 120 км^2 и представлены толщей биотитовых, амфиболовых, реже гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, интенсивно мигматизированных.

Платформенный чехол состоит из двух структурных ярусов. Нижний ярус образован средне-верхнерифейскими терригенными и карбонатными отложениями уйской и майской серий общей мощностью до 30 км, с угло-

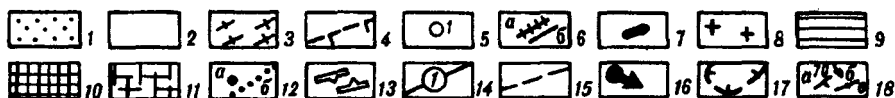
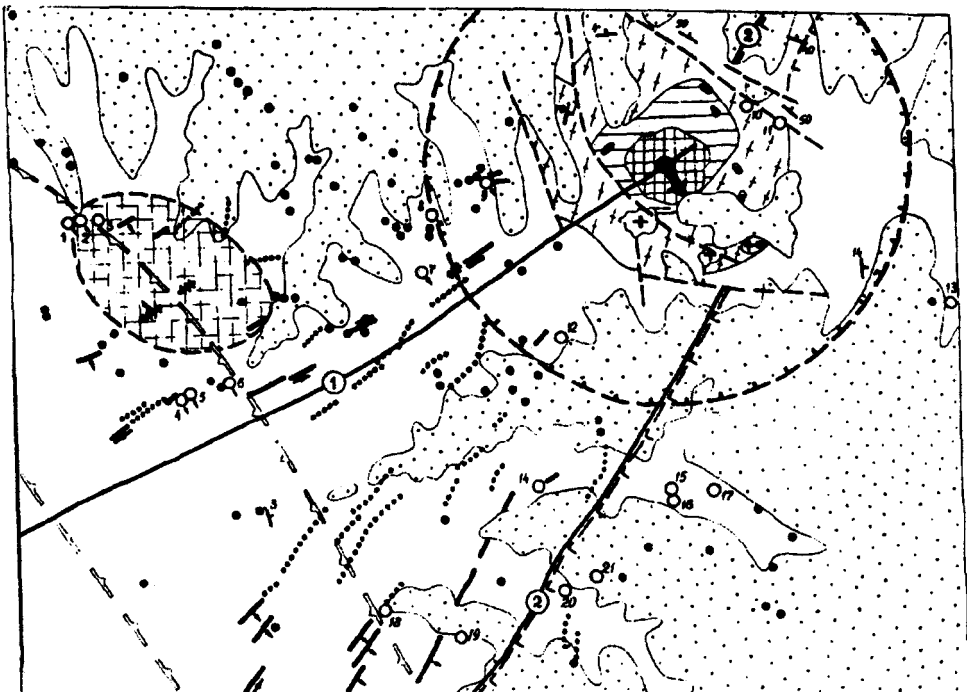


Рис. 1. Структурно-магматическая схема Ингилийского района.

1, 2 — платформенный чехол: 1 — верхний, 2 — нижний структурный ярус; 3 — кристаллический фундамент; 4 — дайки габбро-диабазов; 5 — трубки взрыва ингилитов (1 — Нижняя, 2 — Верхняя Южная и Верхняя Северная, 3 — Накрытая, 4 — Расчетная, 5 — Нина, 6 — Ижевская, 7 — Ыгыттах, 8 — Сентябрьская, 9 — Финальная, 10 — Марлен, 11 — Антошка, 12 — трубка ан.297, 13 — тр. ан.324, 14 — тр. ан.218, 15 — тр. ан.201/1, 16 — тр. ан.201/2, 17 — тр. ан.211, 18 — Лексена, 19 — тр. ан.102, 20 — тр. ан.348, 21 — тр. ан.200); 6 — жилы (а) и дайки (б) ингилитов; 7 — малые тела и дайки карбонатитов; 8 — сиениты; 9 — метасоматические породы; 10 — ийолит-мельтейгиты Ингилийского массива; 11 — ийолит-мельтейгиты не вскрытого массива, предполагаемого по находкам ксенолитов в ингилитах; 12 — магнитные аномалии трубчатой (а) и линейной (б) морфологии вероятной ингилитовой природы; 13 — Цыпандинская флексура; 14 — Ингилийский разлом (1) и Учуро-Ингилийский диаклас (2); 15 — прочие разрывные нарушения; 16 — направление падения Ингилийского массива, предполагаемого по магнитному полю; 17 — граница влияния Ингилийского купола; 18 — элементы залегания пород (а) и направление падения даек и трубок взрыва ингилитов: наклонное (б) и вертикальное (в).

вым несогласием лежащими на породах фундамента. Они полого, под углом 2—4° наклонены на восток и северо-восток: по мере приближения к Ингилийскому массиву залегание становится все более крутым (до 80 — 85°). На западе площади закартирована Цыпандинская флексура протяженностью 60—70 км. Верхний структурный ярус выполнен вендскими отложениями юдомской серии преимущественно карбонатного состава мощностью не более 300 м, залегающими почти горизонтально, с угловым несогласием на породах фундамента и различных горизонтах нижнего структурного яруса. Пликативные структуры верхнего яруса в сравнении с нижним имеют более сглаженный характер, в нем слабее развиты разрывные нарушения и на него не распространяется деформирующее воздействие Ингилийского массива.

Ингилийский массив площадью около 30 км² обладает сложным внутренним строением с элементами зональности. Ядро массива, имеющее в плане округлую форму с диаметром около 3 км, сложено преимущественно ийолитами, мельтейгитами, реже уртитам и якупирангитами, между которыми устанавливаются постепенные фациальные переходы. Ядро окаймлено кольцом метасоматических пород видимой мощностью от 0,2 до 2,5 км, среди которых выделяются силикатные и карбонатные разности. К краевой части массива приурочиваются малые тела и дайки сиенитов, нефелин-

канкринитовых, альбит-канкринитовых сиенитов, тингуаитов, ийолит-порфи́ров и канкринитовых лампрофи́ров, представляющих вторую фазу магматической деятельности массива. Наиболее поздними образованиями являются кальцитовые и доломитовые карбонатиты. Подробная характеристика массива приведена в [12].

Ингилиты, первоначально [2] диагностированные как кимберлиты, слагают трубки взрыва (22 шт.), жилы (3 шт.) и дайки (32 шт.), выявленные сотрудниками ВАГТа и ЦНИГРИ в 1963—1967 гг. и Восточной партией ГПП Геофизическая экспедиция в 1985—1988 гг. Большинство трубок получило собственное название. Трубки, выявленные Восточной партией, обозначаются номером соответствующих им аномалий. Форма трубчатых тел в плане весьма изменчива: преобладают эллипсоидные трубки с удлинением 1,5—3,0, реже более удлиненные. В большинстве случаев трубки имеют крутое падение в юго-восточном направлении. Дайки и жилы протяженностью от 0,5 до 10 км, мощностью от 0,4 до 15 м имеют вертикальное, реже юго-восточное падение под углом 70—90°. Кроме того, в районе имеется широкий спектр магнитных аномалий трубчатой и дайковой морфологии (см. рис. 1), для которых предполагается ингилитовая природа.

В строении тел участвуют массивные ингилиты и ингилитовые брекчии, среди которых в соответствии с принятой классификацией [5] выделяются массивные брекчии ингилитов и автолитовые ингилитовые брекчии.

Массивные ингилиты представляют собой порфировые породы с микролитовой, реже массивной основной массой, в составе которой диагностируются карбонат, флогопит, клинопироксен, перовскит, магнетит. Вкрапленниками являются оливин двух генераций, клинопироксен трех, флогопит двух и ильменит. Минералы вкрапленников и основная масса породы в различной степени подвергнуты вторичным изменениям с новообразованиями серпентина, хлорита, карбоната, перовскита, магнетита, анатаза и др.

Массивные ингилитовые брекчии содержат переменное количество (до 90 % в тр. Сентябрьская) обломочного материала, заключенного в цементе, отвечающем по составу и структуре массивным ингилитам. Обломочный материал брекчий представлен автолитами, ультраосновными бесполовошпатовыми породами (оливиниты, в том числе флогопит-клинопироксеновые, пироксениты ильменитовые и флогопит-ильменитовые), щелочно-ультраосновными породами (ийолиты, мельтейгиты, карбонатиты), эклогитоподобными породами, породами кристаллического фундамента и вмещающими породами трубок и жил. Находки микроксенолитов ийолит-мельтейгитов, состоящих из нефелина, шорломита и эгирин-авгита, в телах ингилитов (тр. Накрытая, Верхняя, жила 14, дайка 3) позволяют предполагать наличие в районе еще одного, не выходящего на поверхность массива щелочных пород (см. рис. 1). Эклогитоподобные породы, установленные в тр. Финальная, Верхняя, ан. 102, 218, 279 и в жилах № 11, 14 по химическому (табл. 1) и минералогическому составу аналогичны эклогитоподобным породам Алданского щита [8].

Автолитовые ингилитовые брекчии состоят из округлых, овальных образований ингилитового состава, сцементированных серпентин-карбонатным материалом. Размеры автолитов варьируют от долей миллиметра до 5 см, редко крупнее. Содержание их достигает 70 % объема породы. Автолиты обычно имеют безъядерное строение, реже состоят из ядра и оболочки. В этом случае ядрами обычно являются оливин и клинопироксен первой генерации, реже ксенолиты вмещающих пород, а также эклогитоподобные породы. Массивные и автолитовые ингилитовые брекчии совместно с массивными ингилитами участвуют в строении трубчатых тел и жил, свидетельствуя о многофазности и длительности их формирования.

На рассматриваемой площади известны дайки габбро-диабазов, приуроченные к Учуро-Ингилийскому диаклазу, имеющему северо-восточное простирание. Мощность даек от 4 до 25 м, протяженность до 200 км. Габбро-диабазы обладают офитовой, габбро-диабазовой структурой и состоят из андезина-лабрадора (45—55 %), авгита (35—40 %), магнетита и

Химический состав эклэгитоподобных пород Ингилийского района, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,44	49,43	44,08	37,50	47,60	47,90
TiO ₂	1,74	0,98	1,55	1,45	1,15	2,07
Al ₂ O ₃	6,30	13,60	12,70	15,10	14,20	15,00
Fe ₂ O ₃	6,90	3,17	5,35	4,70	1,61	3,54
FeO	8,54	7,96	10,38	10,29	11,43	9,62
MnO	0,17	0,20	0,20	0,20	0,24	0,17
MgO	10,68	5,44	7,61	7,81	7,88	7,83
CaO	14,72	10,59	10,80	11,22	12,13	8,78
Na ₂ O ₃	2,50	2,50	1,30	1,20	2,20	2,38
K ₂ O	0,85	0,90	1,05	0,35	0,89	0,85
SO ₃	2,30	0,12	0,16	0,14	—	—
P ₂ O ₅	0,27	0,43	0,18	0,16	0,09	0,24
CO ₂	1,95	2,94	2,11	6,10	—	—
H ₂ O ⁺	1,48	0,20	1,90	3,50	0,13	0,28
Σ	98,84	98,47	99,38	99,72	99,55	98,66

Примечание. 1—3 — ксенолиты тр. Финальная; 4 — ксенолит тр. ан. 279; 5 — гранат-двупироксеновый сланец Сутамского блока (кол. Е.П. Максимова); 6 — эклэгиты Макбальского поднятия, среднее из 20 анализов, по [11]; 1—4 — аналитик Л.А. Кянно, лаборатория ПГО Ташгеология.

ильменита (5—10 % в сумме); в незначительном количестве присутствуют оливин, биотит, кварц, апатит, рутил.

По химическому составу (табл. 2) породы ядерной части массива относятся к ненасыщенным кремнеземом щелочным и богатым щелочными породами при явном преобладании натрия над калием. Благодаря высокому содержанию глинозема они соответствуют породам нормального ряда. В них отмечается повышенное содержание фосфора и титана.

Ингилиты являются породами, ненасыщенными кремнеземом (см. табл. 2), с широкими вариациями щелочности калиевого типа. Содержание Na₂O в них колеблется от 0,07 до 1,00 %, а K₂O — от 0,23 до 3,27 %. Специфической чертой химизма ингилитов является высокое содержание CaO (до 25,94 %) и TiO₂ (до 10,40 %) и пониженное MgO. Суммарное содержание окисного и закисного железа в них практически всегда более 10 %. Содержание P₂O₅ варьирует в интервале от 0,21 до 1,44 %. Обращает на себя внимание высокое содержание углекислоты (до 20,90 %), многократно превышающее содержание воды. Химические составы пород одной трубки обладают достаточно широкими вариациями, охватывающими значительную часть общего поля составов ингилитов.

Габбро-диабазы по химическому составу отвечают оливиновому габбро. Это породы нормального ряда, насыщенные кремнеземом, бедные щелочами: кальций преобладает над магнием, а натрий над калием.

Ингилитовые породы имеют самое низкое отношение изотопов стронция (табл. 3), что указывает на их наибольшую глубинность. Определение доли мантийного, корового и осадочного материала, выполненное по методике [14], показывает (рис. 2), что в исходной ингилитовой магме доля мантийного материала составляет 85—95 %, корового — 0—2,0 % и осадочного — 3,0—15,0 %, что близко отвечает параметру кимберлитовых пород Якутии, для которых установлено [14]: мантийного материала — 65,0—88,0 %, корового — 10,0—35,0, осадочного 0 — 12,0 %.

По [10], молярное отношение H₂O/SiO₂ является показателем относительного давления при формировании кимберлитовых магм, представляющих водно-карбонатно-силикатный расплав. Сопоставлением с кимберлитами Далдынского поля, сформированными при P > 42 кбар [10], глубинность образования ингилитов, по величине молярного отношения H₂O/SiO₂ сходных с малоглубинными разностями указанных кимберлитов,

Химический состав магматических пород Ингилийского района

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

Породы Ингилийского массива

1	42,50	0,44	22,70	2,33	2,44	0,15	3,07	8,13	11,70	3,05	0,31	1,23	0,55	1,24	99,84
2	40,78	1,88	20,60	4,49	2,53	0,17	2,37	10,59	9,60	3,15	0,09	0,35	2,03	0,40	99,03
3	31,58	4,45	11,80	4,18	4,63	0,25	3,93	19,98	4,10	0,25	0,88	1,02	9,30	4,10	100,45
4	36,18	3,38	12,80	7,16	3,19	0,20	4,38	17,94	7,17	0,85	0,85	2,10	1,20	2,00	99,40
5	41,41	0,43	10,00	4,84	6,42	0,42	6,20	15,91	4,75	1,35	0,95	2,77	1,76	2,02	99,23
\bar{x}	38,49	2,12	15,58	4,60	3,84	0,24	3,99	14,51	7,46	1,73	0,62	1,49	2,97	1,95	

Ингилиты

1	33,16	4,67	6,45	8,87	4,08	0,13	8,85	17,64	0,34	0,87	0,02	0,86	13,45	0,14	99,53
2	20,71	5,80	5,66	9,40	3,96	0,10	4,43	24,57	0,13	0,50	0,01	1,28	18,98	3,06	98,59
3	20,90	8,06	6,80	8,20	3,87	0,10	10,13	19,22	0,27	0,86	0,02	1,44	15,43	2,92	98,22
4	31,19	3,80	5,10	10,13	2,61	0,12	12,55	16,58	0,20	0,26	0,02	0,54	16,22	0,26	99,58
5	31,43	3,82	4,50	5,41	6,76	0,12	15,90	11,75	0,83	1,27	0,01	0,52	13,48	1,81	97,61
6	26,28	3,54	3,30	7,91	4,71	0,20	9,63	19,49	0,23	0,70	0,19	0,42	20,04	4,10	100,74
7	35,52	3,60	5,70	8,18	6,47	0,16	10,33	14,58	0,65	1,95	0,12	0,60	8,25	3,02	99,13
8	28,28	3,24	4,70	7,53	5,69	0,20	8,42	19,42	0,55	2,10	0,19	0,51	16,20	2,00	99,03
9	24,48	6,49	6,00	12,07	3,19	0,19	5,99	19,28	0,10	1,40	0,10	1,00	15,80	2,80	98,89
10	20,31	3,82	4,00	8,56	4,31	0,21	14,72	15,49	0,08	0,90	0,15	0,49	20,90	4,30	98,24
11	20,68	7,56	6,90	7,27	6,38	0,09	6,85	21,34	0,07	0,27	0,10	0,57	18,70	3,80	100,58
12	34,22	5,01	7,60	9,34	8,38	0,16	11,49	11,85	0,41	0,80	0,10	0,76	9,24	2,10	99,46
13	24,34	4,26	4,90	45,88	2,82	0,04	6,40	3,94	0,05	0,64	0,10	0,63	1,54	4,00	99,54
14	34,00	3,54	6,46	7,84	4,50	0,11	12,52	18,50	0,56	2,33	0,01	0,56	8,65	0,26	99,84
15	30,80	4,67	5,90	7,60	2,97	0,16	12,40	14,95	0,47	2,62	0,01	0,50	12,65	2,06	97,76
16	32,22	3,62	6,54	7,26	2,16	0,13	11,20	16,14	0,43	2,00	0,02	0,46	13,22	2,27	97,67
17	33,02	4,02	6,10	12,19	1,62	0,12	11,06	14,80	0,35	1,07	0,02	0,44	11,47	3,12	99,40
18	39,46	4,64	5,82	9,92	3,03	0,08	6,59	14,35	0,25	0,56	0,03	0,84	10,73	3,18	99,48
19	24,34	3,05	4,70	7,63	0,72	0,15	6,90	25,94	0,07	0,75	0,10	0,43	20,35	4,60	99,73
20	29,40	4,45	4,25	10,60	1,71	0,07	7,45	20,78	0,26	1,00	0,01	0,68	15,80	2,00	98,46

21	28,50	3,25	4,50	10,00	3,74	0,15	5,82	21,87	0,07	0,23	0,10	0,58	16,87	2,92	98,60
22	45,00	1,04	1,70	3,81	1,47	0,16	2,47	23,76	0,05	0,43	0,10	0,22	18,07	0,92	99,20
23	27,24	3,60	4,30	8,15	5,20	0,16	14,05	14,58	0,16	1,85	0,10	0,67	16,73	3,38	100,17
24	29,00	4,90	5,10	9,97	5,37	0,20	10,99	17,24	0,18	1,85	0,10	0,84	11,00	2,50	99,24
25	25,30	2,20	4,40	8,30	2,61	0,31	9,46	20,24	0,10	0,30	0,40	0,51	22,83	2,02	98,98
26	23,60	10,40	9,60	26,50	3,15	0,02	13,68	2,66	0,13	1,00	0,05	1,12	6,23	0,39	98,53
27	29,50	5,20	5,20	11,40	1,80	0,14	8,66	18,62	0,18	1,81	0,03	0,52	14,30	1,72	99,08
28	26,80	7,16	5,84	7,01	6,93	0,16	9,32	16,03	0,25	1,07	0,01	0,80	13,47	2,22	97,07
29	29,20	5,90	6,60	6,20	7,65	0,17	5,80	19,46	0,50	0,89	0,01	0,78	13,30	1,98	98,44
30	32,60	4,28	5,60	6,01	5,76	0,16	9,30	18,63	1,00	2,00	0,01	0,74	11,82	1,44	99,35
31	29,08	1,97	4,60	4,15	6,69	0,20	10,33	19,40	0,33	1,10	0,17	0,37	17,60	3,16	99,15
32	27,85	4,66	5,40	7,50	5,94	0,08	7,83	19,57	0,53	1,13	0,01	0,85	14,95	2,08	98,38
33	27,24	6,17	5,60	11,44	3,31	0,17	6,50	17,67	0,07	0,90	0,10	1,01	17,53	3,96	101,67
34	24,34	5,40	5,20	8,30	3,33	0,20	7,30	20,54	0,16	0,85	0,21	0,90	17,85	3,26	97,84
35	38,44	4,46	5,20	6,36	7,83	0,11	18,85	10,04	0,46	0,89	0,01	0,39	2,89	3,55	99,48
36	21,40	7,22	5,10	8,00	8,82	0,25	8,60	19,52	0,61	1,60	0,03	0,80	15,40	1,72	99,07
37	26,40	6,68	7,20	8,40	3,69	0,10	6,55	18,69	0,76	3,27	0,05	0,88	14,58	2,07	99,32
38	32,30	7,70	4,50	8,50	7,56	0,19	10,30	14,20	0,47	2,80	0,01	0,68	9,08	0,60	98,89
39	33,90	6,15	4,60	7,80	6,93	0,16	10,33	15,26	0,45	2,86	0,02	0,74	9,08	0,73	99,01
40	33,16	7,80	4,30	12,09	5,98	0,20	6,96	15,77	0,48	0,90	0,15	0,40	10,22	1,80	100,21
41	26,98	5,50	4,40	7,43	7,33	0,17	9,22	19,48	0,34	1,45	0,36	0,48	14,34	2,00	99,48
42	32,24	4,56	4,80	6,63	7,41	0,17	9,12	15,42	0,16	1,95	0,28	0,65	13,20	1,50	98,09
43	31,58	5,54	4,00	6,72	9,37	0,20	12,60	14,09	0,48	1,40	0,42	0,18	10,90	1,22	98,70
\bar{x}	29,22	4,96	5,33	9,59	4,79	0,15	9,48	17,05	0,33	1,29	0,09	0,67	13,80	2,30	
σ	5,25	1,80	1,27	6,52	2,17	0,05	3,17	4,47	0,23	0,75	0,11	0,26	4,51	1,15	

Габбро-диабазы

1	46,86	2,67	12,20	2,79	9,51	0,19	6,25	10,23	4,60	0,44	0,23	0,41	0,55	1,32	98,25
2	45,88	4,05	12,30	8,75	7,59	0,20	4,94	9,11	1,75	1,20	0,57	0,10	1,32	2,80	100,56

Примечание. Породы Ингилитского массива: 1,2 — ийолиты (обр. 5538, 5558); 3 — ийолит карбонатизированный (обр. 5367); 4, 5 — мельтейгит (обр. 5542, 5547). Ингилиты: 1 — тр. Верхняя (обр. 5201); 2, 3 — тр. Накрытая (обр. 5075/1, 5976); 4, 5 — тр. Нина (обр. 5243, 5250); 6 — 8 — тр. Сентябрьская (обр. 5317/2, 5318, 5318/3); 9, 10 — тр. Финальная (обр. 5415, 5421/5); 11 — тр. Лексена (обр. 5585); 12, 13 — тр. ан. 102 (обр. 5351/2, 5355); 14 — 17 — тр. ан. 200 (обр. 5286, 5283/1, 5283/4, 5285); 18, 19 — тр. ан. 210/1 (обр. 5005/31, 5005/3); 20 — 22 — тр. ан. 218 (обр. 5098, 5095, 5099); 23, 24 — тр. ан. 279 (обр. 5599, 5600/1); 25 — тр. ан. 324 (обр. 5640); 26, 27 — тр. ан. 348 (обр. 5643, 5644); 28, 29 — тр. Ижевская (обр. 5027, 5116/1); 30 — 32 — ж. 14 (обр. 5017, 5017/1, 5108); 33, 34 — д. 12 (обр. 5329, 5329/1); 35 — д. 2 (обр. 5079/1); 36, 37 — д. ан. 2 (обр. 5102/2, 5106/1); 38, 39 — д. 6 (обр. 5081, 5081/1); 40 — д. 8 (обр. 5469); 41 — д. ан. 261 (обр. 5408); 42 — д. ан. 263 — Южная (обр. 5410); 43 — д. ан. 263 — Северная (обр. 5413); 1, 4 — 6, 10, 13 — 23, 25 — 31 — брекчиевые разности; 2, 3, 7, 11, 12, 32 — 43 — массивные разности; 8, 9, 24 — автолиты. Габбро-диабазы: 1 — (обр. 5547); 2 — (обр. 5628). Анализы ингилитов 1—5, 14—20, 25—30, 32, 35—45 выполнены в химической лаборатории ДВИМСа, аналитик В.П. Степанова, остальные — в ЦАЛ ПГО Таежгеологии, аналитик Л.А. Кянюн.

Рубидий, стронций и изотопный состав стронция в породах Ингилийского района

Номер образца	Rb	Sr	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$	^{87}Rb	^{86}Sr	t	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times \lambda t$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
1	38	1211	$0,70454 \pm 14$	10,6	116,3	8×10^8	0,0911	0,00134	0,70320
2	80	859	$0,70613 \pm 16$	22,3	82,5	8×10^8	0,2703	0,00307	0,70306
3	41	930	$0,70468 \pm 14$	11,4	89,3	8×10^8	0,1277	0,00145	0,70323
4	7	1058	$0,70757 \pm 25$	1,90	101,6	1×10^9	0,0187	0,00026	0,70731
5	49	267	$0,70837 \pm 12$	13,6	25,6	4×10^8	0,5312	0,00302	0,70535
6	3	56	$0,70982 \pm 14$	0,8	5,4	6×10^8	0,1482	0,00126	0,70856

Примечание. 1 — ингилит массивной текстуры, дайка № 2, обр. 5079/1; 2 — эруптивная брекчия ингилитов, тр. Ижевская, обр. 5027; 3 — ингилит массивной текстуры, тр. ан. 102, обр. 5351/2; 4 — ийолит Ингилийского массива, обр. 5565; 5 — габбро-диабазы, дайка, обр. 5634; 6 — доломит юдомской свиты, обр. 5530. Рубидий и стронций в г/г, рентгеноспектральный анализ, ЦАЛ ПГО Таежгеология, аналитик Р.В. Куприенко; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — изотопная лаборатория ДВИМСа, аналитик Н.С. Герасимов. ^{87}Rb определен по формуле: $^{87}\text{Rb} = \text{Rb}_{\text{общ.}} / 3,593$; $^{86}\text{Sr} = \text{Sr}_{\text{общ.}} \times 0,096$; $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$ лет.

может быть принята равной $H \leq 42$ кбар. Близкие значения (30—38 кбар) даны в [4] на основе анализа породообразующей ассоциации ингилитов (оливин + диопсид + флогопит) и количественного содержания воды. На меньшую глубинность ингилитов в сравнении с кимберлитами указывает отсутствие в них ксенолитов гранатовых перидотитов и эклогитов, а также хромпиروпа и алмаза.

Породы Ингилийского массива оказывают дислокационное воздействие на верхнерифейские отложения нижнего структурного яруса платформенного чехла и перекрываются вендскими отложениями юдомской серии. Для ингилитов, повсеместно прорывающих отложения нижнего структурного яруса (см. рис. 1), также известны факты перекрытия их породами юдомской серии: для тр. Лексена это установлено поверхностными горными выработками, а для тр. ан. 200 — бурением. О предвендском времени внедрения ингилитов свидетельствует также находка в мелкогалечниковых конгломератах венда в районе трубки ан. 211 хромдиопсида с повышенным содержанием юритового и жадеитового миналов, состав которого соответствует таковым из ингилитов. В то же время среди пород Ингилийского массива ингилиты являются молодыми образованиями, что подтверждается находками микроксенолитов ийолит-мельтейгитов как в трубочных, так и в дайковых телах ингилитов. Сведения о продолжительности перерыва между временем внедрения рассматриваемых комплексов пород отсутствуют. Геологические данные позволяют считать как тот, так и другой комплекс пород

продуктом позднепротерозойской (предвендской) тектономагматической активизации Сибирской платформы.

Дайки габбро-диабазов прорывают среднекембрийские отложения. На сопредельной с севера площади аналогичные породы обнаружены в качестве покровов в морских отложениях с фауной среднего и

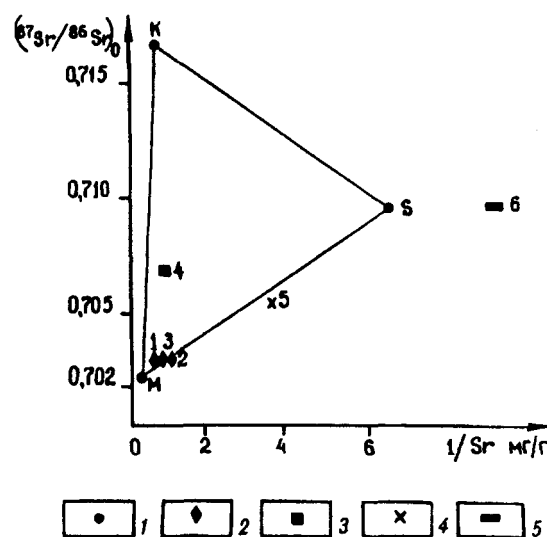


Рис. 2. Трехкомпонентная диаграмма предполагаемого исходного материала магм, по [14].

1 — точки опорного состава (М — мантийный материал, К — коровый, S — осадочный); 2 — 5 — точки состава пород Ингилийского района: 2 — ингилитовые породы, 3 — мельтейгит Ингилийского массива, 4 — габбро-диабаз, 5 — доломит юдомской свиты. Номера точек отвечают номерам в табл. 3.

Рис. 3. Этапы развития магматизма в Ингилийском районе.

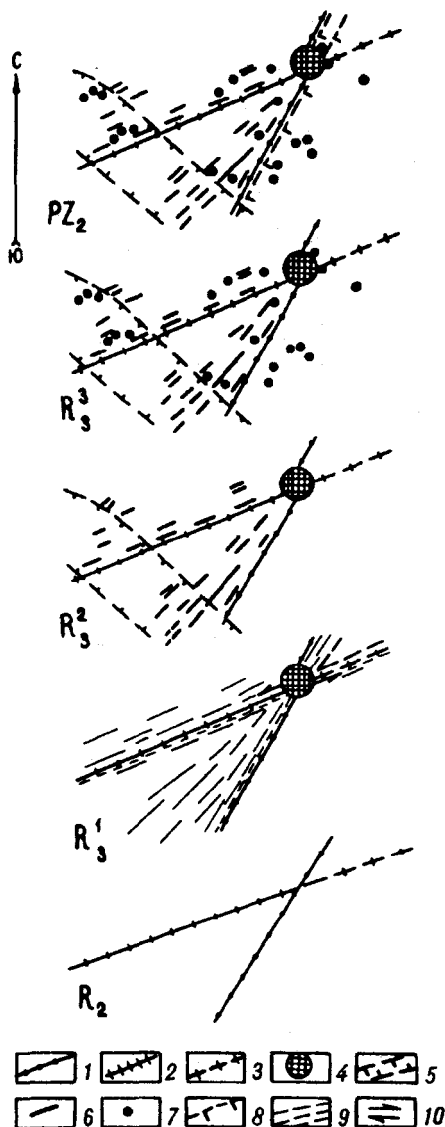
1 — Учуро-Ингилийский диаклаз; 2, 3 — Ингилийский разлом (2 — установленный, 3 — предполагаемый); 4 — Ингилийский массив; 5 — Ципандинская флексура; 6 — дайки ингилитов; 7 — трубки взрыва ингилитов; 8 — дайки габбро-диабазов; 9 — трещины отрыва; 10 — направления движения блоков.

верхнего девона, что позволяет датировать их средним—поздним девоном.

Главные этапы формирования магматизма в районе демонстрирует рис. 3. Вероятно, не позже среднего рифея Ингилийский разлом и Учуро-Ингилийский диаклаз — разрывные структуры первого порядка — уже были заложены. В узле их пересечения, представляющем тектонически ослабленную зону, в позднем рифее внедрил Ингилийский массив. При этом Учуро-Ингилийский диаклаз был разорван и смещен в широтном направлении на 4—5 км. В секторе между разломами сформировалась тектонически ослабленная зона, представленная серией мелких разрывных нарушений типа трещин отрыва, ориентированных параллельно Учуро-Ингилийскому диаклазу и Ингилийскому разлому. Затем произошло внедрение тел ингилитов. Первоначально в зоне растяжения между названными разломами вдоль трещин отрыва были локализованы дайковые тела ингилитов, а несколько позже, после закрытия зоны растяжения — трубки взрыва. В среднем палеозое вдоль Учуро-Ингилийского диаклаза внедрены дайки габбро-диабазов.

Становление Ингилийского массива произошло, когда отложения верхнего рифея уже были сформированы (рис. 4). Тот факт, что породы нижнего яруса платформенного чехла круто “задраны” в контакте с метаморфическими породами на удалении до 6 км от центра массива, говорит о том, что активное воздействие на породы чехла оказывал не только сам массив, но и вмещающие его породы. Построения по элементам залегания пород нижнего яруса чехла показывают, что при внедрении массива была сформирована крупная купольная структура, возвышающаяся над окружающей платформой на 4—5 км.

Морфология массива на глубине предыдущими работами не обсуждалась: априори предполагается его цилиндрическая форма с диаметром 3 км, установленным на поверхности. Данные магнитной съемки (диаметр магнитной аномалии над массивом не менее 5 км) и величина смещения Учуро-Ингилийского диаклаза, показанная выше, позволяют предполагать, что массив с глубиной значительно увеличивается в размерах, возможно, до 10 км в диаметре. На это указывают и общие параметры Ингилийского купола, реставрируемые по элементам залегания платформенных отложений. При такой интерпретации внутреннего строения купола эрозионный срез массива составляет не более 1000 м. Отметим, что в [1] этот параметр оценивается в 3500 м.



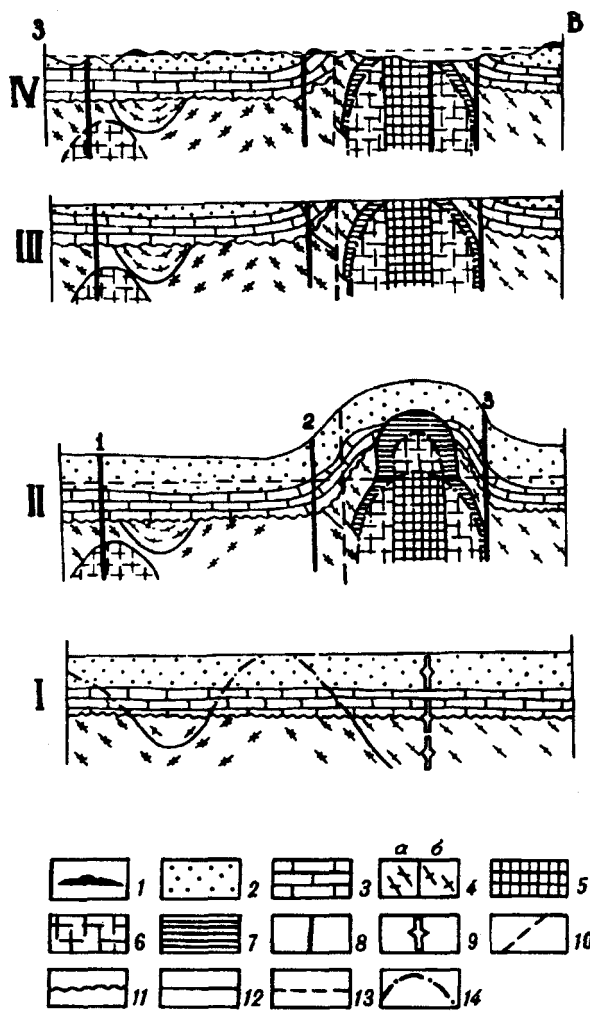


Рис. 4. Последовательность формирования Ингилийского купола.

1 — верхний структурный ярус платформенного чехла; 2, 3 — нижний структурный ярус платформенного чехла (2 — верхне-, 3 — среднерифейские отложения); 4 — породы кристаллического фундамента (а — преимущественно амфиболиты и амфиболитовые гнейсы, б — преимущественно биотитовые гнейсы); 5, 6 — щелочные породы (5 — установленные, 6 — предполагаемые); 7 — метасоматические породы Ингилийского массива; 8 — трубки взрыва ингилитов (1 — Верхняя, 2 — Финальная, 3 — Антошка); 9 — узел пересечения Ингилийского разлома и Учуро-Ингилийского диаклаза; 10 — разрывные нарушения; 11 — несогласное залегание пород; 12 — согласное залегание пород; 13 — условная горизонтальная линия палеоперехности рельефа; 14 — предполагаемое залегание пород.

Внедрение даек и трубок ингилитов произошло, по всей вероятности, до начала интенсивной денудации купольной структуры. При этом трубки взрыва, в соответствии с моделью [9], достигли древней палеоперехности. Последующими процессами эрозии трубки на удалении от массива были эродированы примерно на 2 км, а трубки, расположенные в зоне влияния купола, на 3—4 км.

Следует обратить внимание на то, что как массив, так и купол в целом располагаются на участке с пониженным уровнем вершинной поверхности

рельефа. Влиянием только эрозийного вреза р. Ингили это не объясняется, так как в непосредственном контакте с массивом, возможно, даже перекрывая его, закартированы вендские отложения (см. рис. 1). По-видимому, Ингилийский купол кроме эрозии до среднего предвендского уровня получил дополнительную просадку за счет контракции остывающего массива, что косвенно свидетельствует о его слабом эрозийном срезе.

Ингилийский массив по особенностям внутреннего строения и вещественного состава пород относится к массивам центрального типа [1, 7, 12]. Недосыщенность кремнеземом, повышенное содержание титана и фосфора, высокая щелочность натриевого типа являются характерными признаками магматических комплексов, сформированных в связи с процессами континентального рифтогенеза. Аналогичный комплекс пород на востоке Сибирской платформы приурочен [13] к узлам пересечения палеорифтов поперечными сдвиговыми глубинными разломами. В таких узлах, где условия доминирующего растяжения, собственные собственно рифтовым разломам, сочетаются с условиями сдвига и сжатия в поперечных разломах, создаются ослабленные зоны малого поперечного сечения, но достигающие глубин мантии.

Ингилитовые породы также обладают чертами, свойственными магматическим комплексам рифтовых структур. Прежде всего следует указать на повышенную щелочность калиевого типа, что, по данным [6], является достаточно веским аргументом взаимосвязи такого магматизма с конти-

нентальным рифтогенезом. На это же указывает высокая титанистость и недосыщенность кремнеземом ингилитов. Структурные условия формирования ингилитов, прежде всего их дайковой фации, свидетельствуют о приуроченности их к крупной зоне растяжения северо-восточного простирания. Смена дайковой фации ранних порций ингилитов на трубки взрыва отражает прекращение режима растяжения магмоконтролирующей зоны и переход ее в режим сжатия.

Таким образом, щелочные породы Ингилийского массива и малые тела ингилитов отражают проявленность на юго-востоке Сибирской платформы континентального рифтогенеза в позднерифейское (предвендское) время. Данных о проявленности рифтовых процессов в последующие периоды развития региона нет; во всяком случае, среднепалеозойский магматизм, представленный дайками габбро-диабазов, не обладает выраженными чертами рифтогенных комплексов.

Е.М. Шаденков [12], основываясь на близком возрасте, пространственной совмещенности и некоторых общих геохимических чертах, свойственных ийолит-мельтейгитам и ингилитам, полагает, что они представляют собой разные порции единого магматического очага. Однако петрохимическая индивидуальность пород массива и ингилитов, отсутствие между ними переходных разностей, позволяющих объединить их в единую эволюционную петрохимическую серию, не дают оснований принять данное положение. Более обоснованным представляется формирование указанных пород из разноглубинных магматических камер. Имеющиеся общие петрогеохимические черты пород в этом случае находят объяснение в образовании их в связи с единым геотектоническим режимом. Меньшая глубинность пород Ингилийского массива доказывается находками их в виде микроксенолитов в телах ингилитов и результатами изотопного анализа стронция (см. рис. 2, табл. 3). Дополнительно следует указать, что формирование щелочных ультрамафитовых формаций калиевого ряда на более глубоких горизонтах мантии, чем аналогичных формаций натриевого ряда, показана в [7] как общая закономерность щелочного континентального магматизма.

На материалах восточной окраины Сибирской платформы показано [13], что кимберлитовый магматизм пространственно обособляется от собственно палеорифтовых зон и локализуется в обрамляющих их коллизионных зонах, компенсирующих растяжение палеорифтовой зоны преобладающим сжатием. В этой связи важной прикладной задачей является определение пространственного положения верхнепротерозойской палеорифтовой зоны, с развитием которой связан магматизм Ингилийского района и обрамляющей ее коллизионной зоны, в которой возможно проявление кимберлитового магматизма. В порядке постановки вопроса можно предложить вариант простирания палеорифтовой зоны в субмеридиональном направлении параллельно зоне Нельканского разлома. В то же время не исключена возможность обнаружения в непосредственной близости от Ингилийского района более глубинного, нового для района формационного типа калиевого щелочно-ультраосновного магматизма как продукта заключительного этапа развития верхнепротерозойской палеорифтовой зоны, с которой связано формирование пород Ингилийского массива и ингилитов. Высказанные соображения представляют предмет дальнейших исследований.

Автор выражает благодарность коллективу Восточной партии за содействие в проведении полевых работ и предоставленную возможность знакомства с геофизическими материалами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ельянов А.А. Массивы ультраосновных и щелочных пород Алданского щита и южного Верхоянья: Автореф. канд. дисс. — М., 1968.
2. Ельянов А.А., Петрова М.Г., Соломонодина Н.Л. Первая находка кимберлитов на востоке Алданского щита // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1964. — № 8. — С. 13—21.
3. Каминский Ф.В. Кимберлитоподобные породы — ингилиты // Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку. Сентябрь 1969 г. — Баку, 1969. — С. 258—260.
4. Каминский Ф.В. Алмазосность некимберлитовых изверженных пород. — М.: Недра, 1984.

5. Корнилов В.П., Никишов К.Н., Ковальская В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. — М.: Наука, 1983.
6. Костюк В.П., Костюк Е.А. Калиевый щелочной магматизм континентов и его связь с мантийными процессами // Геология и геофизика. — 1984. — № 7. — С. 70—79.
7. Лазаренков В.Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. — Л.: Недра, 1988.
8. Маракушев А.А., Полин Ю.К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования // Геология и геофизика. — 1962. — № 1. — С. 3—21.
9. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. — М.: Наука, 1984.
10. Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии / ИГиГ СО АН СССР. — М., 1978. — С. 27—48.
11. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. — М.: Наука, 1985.
12. Щаденков Е.М. Новые данные по геологии Ингилийского массива // Тихоокеан. геология. — 1992. — № 6. — С. 79—89.
13. Шпунт Б.Р. Тектонические обстановки проявления магматизма на востоке Сибирской платформы в неогене // Геотектоника. — 1992. — № 3. — С. 45—63.
14. Brand S.B., Zepin U.S., Maslovskaia M.N. Isotopenzusammensetzungen von Strontium und Neodym als Kennzeichen von Erdmantelmaterial 3 // Isotopenpraxis. — 1985. — Т. 21, N 5. — С. 165—169.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 марта 1994 г.

A.I. Romashkin

MAGMATISM OF INGILIISK REGION AS AN INDICATOR OF THE LATE PROTEROZOIC RIFTOGENESIS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF THE SIBERIAN PLATFORM

Described are the matter composition and the geology-structural conditions of the magmatic rocks localization in Ingiliisk region: the alkaline rocks in Ingiliiski massiv of central type, the ingilites rocks made pipes, dikes and veins, the gabbro-diabases met as dikes. The first two complexes have the late proterozoic age, are formed mainly in conditions of stretching and according to matter composition (shortage of SiO₂, heightened alkaline of potassium and sodium type, heightened content of Ti and P) correspond with the rifting complexes.

The ingilites rocks are the most abyssal rocks ($P = 30 - 42$ kbar) of the region. The more abyssal alkaline-ultrabasic magmatism of potassium type is expected inside of collision zone or immediately near the Ingiliisk region during the final stage of the development of late proterozoic riftingones.

УДК 553.3.078:551.243(437 + 571.5)

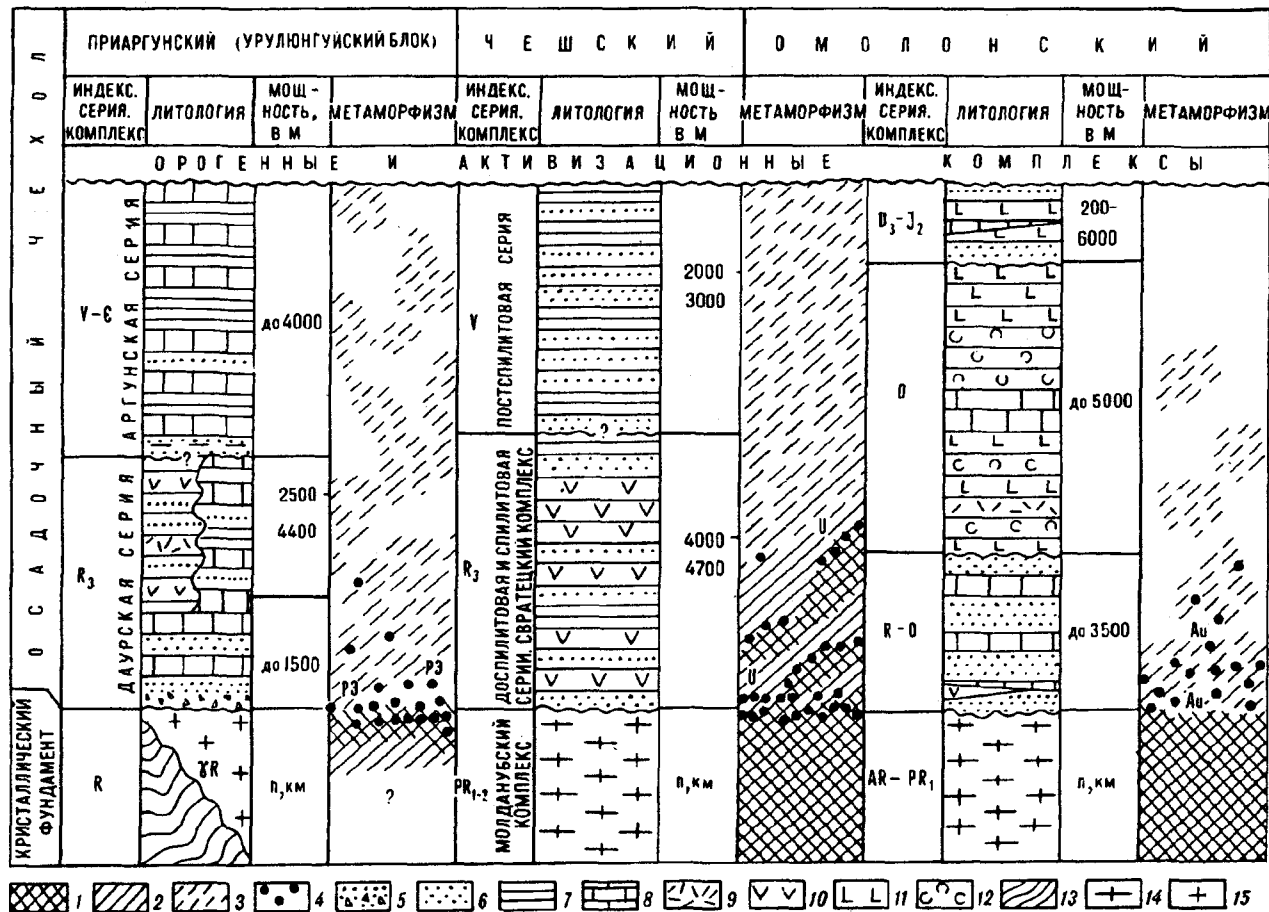
М.Н. Афанасов, В.А. Степанов

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ НЕСОГЛАСИЙ В СТРУКТУРЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ПАЛЕОЗОЯ (Приамурье)

На примере Чешского, Приаргунского и Омолонского массивов рассматриваются геологическая и металлогеническая роли региональных позднедокембрийских поверхностей несогласий при формировании срединных массивов, вопросы их геологического и геохимического развития. Сделаны выводы о необходимости стадийного разномасштабного изучения критериев металлоносности территорий для получения правильных прогнозных результатов.

Региональные поверхности несогласия служат границами структурных этажей "осадочного слоя" земной коры. Интерес к ним возрос в связи с установлением за рубежом группы перспективных рудных месторождений, выделенных под названием "месторождения вблизи поверхности несогласия" [11]. С месторождениями этого типа, расположенными в Канаде и Австралии по периферии активизированных древних платформ, связывают главные резервы прироста запасов урана и других металлов [9, 10].

© М.Н. Афанасов, В.А. Степанов, 1994



Сопоставление разрезов Приаргунского, Чешского и Омолонского срединных массивов.

1-3 - фации метаморфизма: 1 - амфиболитовая, 2 - эпидот-амфиболитовая, 3 - зеленосланцевая, 4 - наиболее часто встречаемые положения проявлений полезных ископаемых относительно региональной поверхности несогласия и фаций метаморфизма, 5 - песчаники и осадочные брекчии; 6 - песчаники; 7 - алевролиты и аргиллиты; 8 - доломиты и известняки; 9 - эффузивы кислого состава; 10 - эффузивы среднего состава; 11 - эффузивы основного состава; 12 - туфы; 13 - алевросланцы, глинистые сланцы, метапесчаники, зеленокаменные породы, кварциты; 14 - гнейсы и гранито-гнейсы; 15 - граниты метаморфизованные.

Приаргунский, Омолонский и Чешский массивы, часто называемые срединными, представляют собой переработанные в палеозое и мезозое части древних платформ. Учитывая неоднозначность тектонического термина "срединный массив", "краевой массив" и т.д. применительно к этим структурам, мы называем их так условно и прежде всего имеем в виду двухэтажность строения (см. рисунок) крупных индивидуализированных блоков, входящих в систему подвижной области, имеющих кристаллическое основание, поверхность несогласия и активизированный осадочный чехол. При рассмотрении металлогении указанных массивов намечается закономерное расположение месторождений и проявлений полезных ископаемых (преимущественно редкометалльных, медно-молибденовых, железорудных и золотосеребряных) вблизи выступов кристаллического фундамента, что нередко служило эмпирическим признаком для прогноза и поисков. При этом основной рудоконтролирующей структурой является региональная поверхность несогласия, которая разделяет кристаллические породы фундамента и осадочные комплексы верхнего структурного этажа. Кристаллические породы фундамента являются более теплопроводными, хрупкими и трещиноватыми, чем слабо метаморфизованные и насыщенные водными минералами осадочные толщи верхнего этажа [7]. При процессах тектономагматической активизации, которые накладывались на эти массивы, осадочные породы верхнего этажа, как показало изучение зонального метаморфизма и геохимии пород [2], зачастую выступают в качестве теплового и геохимического экрана, заметно метаморфизуясь лишь в относительно узкой зоне вблизи кристаллического основания.

Комплекс кристаллических пород фундамента в Урулунгуйском и Уровском выступах Приаргунского срединного массива [1, 2] представлен сильно метаморфизованными, претерпевшими палингенную перекристаллизацию калиевыми гранитами рифейского (около 850 млн лет) возраста [1, 3]. Вмещающие их комплексы, реконструированные на основании региональных данных, были представлены вулканогенно-осадочными породами рифея. Их диоритизированные скялиты присутствуют в гранитоидах основания Стрельцовского позднемезозойского прогиба в районе г. Краснокаменск. В Чешском массиве [6] кристаллическое основание представлено молданубским комплексом гнейсов, кристаллических сланцев и мигматитов нижнего протерозоя или, в других местах, молданубским комплексом совместно с метаморфизованными сланцами доспилитовой и спилитовой серии. Фундамент Омолонского массива сложен комплексом пород гранулитовой фации метаморфизма, среди которых чаще других встречаются чарнокитоиды, амфибол-двупироксеновые сланцы, амфибол-биотитовые, биотитовые и гранатосодержащие гнейсы, амфиболиты, кварциты, кальцифиры и мраморы. Возраст комплекса определен по циркону изохронным методом в 3400 и 2760 млн лет [3].

Осадочный чехол Приаргунского массива начинается с даурской серии верхнего рифея, в основании которой залегают коры выветривания гранитов позднерифейского возраста и продуктов их перемыва, представленных аркозовыми песчаниками и кварцитами. Эти породы объединены в формацию метаморфизованных кор выветривания. Площадные коры имеют мощность в десятки метров; линейные коры выветривания по разломам проникали на глубину до 1—1,5 км. Формация кор выветривания перекрыта мало мощной терригенной толщей слабо метаморфизованных пород переменной мощности (от первых сотен до 1500 м), переходящей вверх по разрезу в толщу карбонатных пород (1600—1900 м). Выше с небольшим несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения аргунской серии венда — кембрия, которые в свою очередь несогласно перекрыты среднепалеозойской терригенно-карбонатно-вулканогенной толщей и позднемезозойскими терригенно-вулканогенными образованиями периода мезозойской тектономагматической активизации, не имеющими сплошного развития. В Чешском массиве молданубский кристаллический комплекс основания видимо с несогласием перекрыт менее или тоже достаточно сильно метаморфизованными рифейскими образованиями, включающими "доспилитовую" и "спилитовую" серии и

свратецкий комплекс кристаллических сланцев. Выше них с несогласием залегает вендская "постпилитовая серия" и палеозойские терригенно-вулканогенные толщи, образующие верхние структурные ярусы чехла Чешского массива. Таким образом, здесь можно выделить две поверхности несогласия между кристаллическим основанием и чехлом: предрифейскую и предвендскую. Перед накоплением рифейских отложений молданубский комплекс был выведен на поверхность, эродирован и представлял полого расчлененный пенепплен. Несогласие между молданубским комплексом и чехлом нередко завуалировано повторным зональным метаморфизмом пород чехла и фундамента, достигающим в нижней части разреза рифея эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, и мощной гранитизацией позднепалеозойского возраста, в результате чего во многих местах нижняя часть рифея оказалась "спаянной" с кристаллическим основанием. В Омолонском массиве формация кор выветривания кристаллического фундамента не сохранилась, поэтому здесь непосредственно на фундаменте залегают карбонатно-терригенные рифей-ордовикские отложения мощностью до 4—4,5 км, в основании которых преобладают кварцитопесчаники и песчаники, сменяемые вверх по разрезу аргиллитами и известняками. Более сложно построен верхний ярус чехла Омолонского массива, в котором выделяется сложная по строению базальт-андезит-риолитовая, местами с повышенной щелочностью, кедонская серия среднего — позднего девона, перекрытая терригенными толщами от нижнего карбона до средней юры.

Отражением кульминационных моментов палеозойской эндогенной активизации рассмотренных массивов является образование гранитоидов. Изучение [1, 2] взаимоотношений метаморфизованных рифейских гранитов фундамента Приаргунского массива с раннепалеозойскими гранитоидами показало, что большая часть последних представлена порфиробластическими разностями, имеет автохтонное происхождение и образовалась в результате метасоматоза и палингенеза гранитов фундамента и перекрывающих их терригенных пород верхнего рифея. С этим этапом связано локальное повышение метаморфизма (до амфиболитовой фации) терригенных пород нижней части осадочного чехла. Раннепалеозойские граниты образуют вблизи предверхнерифейской поверхности несогласия почти непрерывный "слой". В следующий, позднепалеозойский этап в Приаргунье на уже сложившемся субстрате рифей-раннепалеозойских гранитоидов вблизи поверхности несогласия продолжались процессы гранитизации с появлением нового, позднепалеозойского комплекса калиевых гранитов, образующих многоэтажные пологие субпластовые тела мощностью от метров до первых километров. Среди них преобладают магматические граниты, на выклинивании тел которых отмечаются обширные ореолы порфиробластических калишпатовых метасоматических гранитов.

На контакте позднепалеозойских гранитов с карбонатными породами верхнего структурного этажа наблюдались гибридные диоритовидные породы. В Чешском массиве в результате палеозойской активизации образовались кордиеритовые гранитогнейсы и гнейсы, мигматиты и граниты позднего палеозоя. Предполагается наличие сплошного гранитного "слоя", связанного со Среднечешским позднепалеозойским плутоном [6], который локализовался вблизи поверхности несогласия и "спаял" два структурных этажа. В Омолонском массиве наиболее ранние центры гранитизации зарождались, видимо, еще в архейское время, создавая крупные блоки в краевой части будущего массива. Протерозойский этап гранитизации проявился в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, он обусловил площадное развитие микроклиновых и ортоклазовых гранитогнейсов и очковых гнейсов. В раннем палеозое произошло внедрение крупных массивов гранитоидов, относящихся к абкитскому и анмандыканскому комплексам. Они представлены гранитами, граносиенитами и сиенитами, вплоть до нефелиновых разностей. Граниты замещают и метаморфизуют рифейские и раннепалеозойские образования и содержатся в виде гальки в верхах разреза ордовика. Раннепалеозойские гранитоиды образуют ряд крупных пластообразной фор-

мы тел в основном вблизи поверхности раздела кристаллического основания и чехла массива.

В период тектономагматической активизации (позднепалеозойской для Чешского, позднепалеозойской и позднемезозойской для Приаргунского и раннепалеозойской, среднепалеозойской и позднемезозойской для Омолонского массива) региональная докембрийская поверхность несогласия и контролируемые ею гранитоиды были разбиты на блоки, испытавшие значительные вертикальные перемещения относительно друг друга. Амплитуды перемещений оцениваются в первые километры. В наиболее поднятых и эродированных блоках обнажен кристаллический фундамент. Судя по первичному отношению изотопов стронция в риолитах эпохи позднемезозойской тектономагматической активизации [8], очаги кислых магм в Приаргунье были верхнекоровыми и, вероятно, находились в вышеописанном "слое" палеозойских гранитов, на что указывает их геохимическое родство.

Обобщенная схема развития структуры рассмотренных срединных массивов представляется в следующем виде: накопление осадочных и вулканогенных толщ архея и протерозоя, их метаморфизм и образование среди метаморфических пород крупных тел гранитов или полей мигматитов; последующее устойчивое поднятие гранитизированных блоков и их глубокий размыв; стабилизация поднятых блоков и формирование кор выветривания; новое опускание и накопление первого яруса верхнего структурного этажа, сложенного позднерифейскими — раннепалеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами, их складчатость и слабый метаморфизм (до процессов палеозойской активизации), которые характеризуют незаконченность тектонического цикла. Далее выделяется ряд палеозойских этапов усиления тектонической активности, которые нашли свое отражение в формировании вышележащих структурных ярусов, объединяющихся вместе с предыдущим в позднерифейский — палеозойский тектонический мегацикл. Каждый из этапов сопровождался усилением потоков тепла и флюидов, которые в виде метаморфических и метасоматических образований и магматических гранитов накладывались один на другой и сконцентрировались вблизи поверхности несогласия на границе фундамента и перекрывающих его осадочных пород рифея.

С ними, как было ранее установлено нами [2], ассоциируют геохимически специализированные полиметаморфические образования, послужившие впоследствии главным источником металлов гидротермальных проявлений периода тектономагматической активизации. Под геохимически специализированными породами мы понимаем образования с повышенными содержаниями металлов в свободной легкоподвижной форме, легко извлекаемых гидротермами эпохи тектономагматической активизации. Появление свободных форм металлов происходит в момент перекристаллизации пород при их метаморфизме и метасоматозе, а также при разрушении минералов при формировании кор выветривания [4, 5]. При магматической гомогенизации (палингенезе и анатексисе) геохимически специализированных пород образуются кислые магмы, насыщенные полезным компонентом, которые в виде аллохтонных интрузий проникают по разломам в верхние структурные этажи, образуя там в осадочных породах свои метаморфические ореолы и гидротермальные системы, наследующие через граниты или риолиты геохимическую специализацию, сложившуюся до этого вблизи региональной поверхности несогласия. Примером этому могут служить позднепалеозойские граниты Чешского массива; позднерифейские (?) кварцевые порфиры уртуйского комплекса, позднемезозойские лейкократовые граниты кукульбейского комплекса и кислые вулканы Приаргунского массива; раннепалеозойские и позднемезозойские гранитоиды Омолонского массива.

Следовательно, региональным рудоконтролирующим структурным фактором в наших примерах является региональная поверхность позднедокембрийского несогласия, контролирующая полигенные и полихронные геохимически специализированные породы (область питания), а мобилизующим фактором выступает система разломов, вмещающая интрузии или

вулканыты (источники тепла, щелочей и галогенов последнего периода тектономагматической активизации). Локальным контролем служит система структурно-литологических ловушек, геохимических частных барьеров и разломов второго порядка, в которых располагаются жильные образования соответствующей стадии минерализации. Данная схема не исключает глубинного рудоконтролирующего фактора или еще одной глубоко залегающей более древней (раннепротерозойской) поверхности несогласия со своим комплексом геохимически специализированных пород. Важным практическим следствием предлагаемой схемы представляется прогнозный вывод: локальные прогнозные критерии и поисковые признаки будут работать только в сфере действия региональных факторов. Отсюда следует необходимость последовательного стадийного изучения площадей. Например, в Приаргунье перспективными на рудные металлы позднемезозойскими вулканотектоническими структурами с базальт-липаритовой формацией являются лишь те, фундамент которых сложен геохимически специализированным полигенным и полихронным комплексом гранитоидных пород, сформированным вблизи предверхнерифейской региональной поверхности несогласия, и обычно совмещен с формацией метаморфизованных кор выветривания крупных гранитных батолитов рифейского возраста. В то же время над мафическим фундаментом в Приаргунье развиты разнотипные позднемезозойские гидротермалиты с золотой или полиметаллической специализацией.

В пределах мегаритмов тектонического развития рассмотренных массивов усматривается последовательная линия вещественной эволюции земной коры, все более ветвящаяся и усложняющаяся с появлением новых эндогенных импульсов. В течение каждого из них вблизи региональной поверхности несогласия продолжается развитие полихронных метаморфических, метасоматических и магматических геологических тел, геохимически специализированных в соответствии с профилем данного региона. Этим объясняются как однотипность, так и вариации разновозрастной специализации металлогенических зон и районов. С окончанием мегаритма, знаменующегося мощными орогенно-активизационными процессами, связаны наиболее существенные изменения в наследственной линии вещественно-го развития земной коры.

В течение мегаритма, когда сохраняется региональная поверхность несогласия и, соответственно, двухэтажное строение срединного массива, нередко, как например, в Приаргунском массиве, сохраняются и условия гравитационной неустойчивости в верхней части земной коры, обусловленные большей плотностью пород верхнего структурного этажа (базальтоидов, доломитов) относительно гранитизированных пород кристаллического фундамента. Видимо, в этом причина всплывания блоков фундамента и образования сложной блоковой, блоково-слоистой с инъекциями гранитов структуры активизированных срединных массивов, их тенденции к поднятию на протяжении всего палеозоя и мезозоя.

Развитие теории металлогении срединных массивов требует перехода к созданию объемных моделей рудных районов и узлов. Поэтому возникли проекты глубокого и сверхглубокого бурения. Предложенную латерально неоднородную блоково-слоистую модель срединных массивов необходимо учитывать при проектировании глубоких и сверхглубоких скважин. На каждый массив необходимо как минимум две сверхглубокие скважины, чтобы получить первое представление о латеральной неоднородности в строении верхних горизонтов земной коры в их пределах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасов М.Н. Неоднократно активизированные гранитогнейсовые массивы Юго-Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. — 1980. — № 2. — С. 37—45.
2. Афанасов М.Н., Павлова В.В. Основные факторы геохимической специализации Приаргунского срединного массива // Тектоника Сибири. Т. 12. — Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1985. — С. 160—164.
3. Бибикина Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 241, № 2. — С. 434—438.

4. Бурков Ю.К., Подпорина Е.К. Месторождения редких элементов в корях выветривания // Рудоносные коры выветривания. — М.: Наука, 1974. — С. 211—212.
5. Грудинин М.И. Мобилизация золота при гранитизации габброидов // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 246, № 3. — С. 710—712.
6. Тектоническое развитие Чехословакии. — М.: ИЛ, 1963.
7. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Под ред. Н.Б. Дортман. — М.: Недра, 1984.
8. Шергина Ю.П., Рублев А.Г. Применение изотопных методов при решении вопросов петрогенеза и металлогении континентального вулканизма (на примере МОВИ) // Тез. докл. XI Всесоюзного симпозиума по геохимии изотопов / ГЕОХИ АН СССР. — М., 1983. — С. 375—376.
9. Derry D.R. New types of deposits will provide future supplies of uranium // Canad. Min. Journ. — 1977. — V. 98, 3. — P. 56—60.
10. Ferguson J., Goleby A.B. Uranium in the Pine Creek Geosyncline. — Vienna: IAEA, 1980.
11. Hovee J., Sibbald T.I.I. Uranium concentration related to the Sub-Athabasca unconformity, northern Saskatchewan, Canada // Uranium deposits, their mineralogy and origin. — Toronto: University of Toronto Press, 1979. — P. 475—484.

ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург
АмурКНИИ ДВО РАН
Благовещенск

Поступила в редакцию
7 февраля 1994 г.

M.N. Afanasov, V.A. Stepanov

ORE-CONTROLLING ROLE OF UNCONFORMITIES' LATE PRECAMBRIAN SURFACES IN PALEOZOIC FOLD AREAS

Geological and metallogenic role of regional Late Precambrian surfaces of unconformities from historical viewpoint of median mass formation, questions of inherited geological and geochemical development are discussed on example of Czech, Argon and Omolon median masses. It is made the conclusion that different scale stage studies of territories metal-bearing criteris are necessary for correct predicting results.

УДК 553.061

Л.В. Эйриш, В.Г. Моисеенко

ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Анализ закономерностей локализации золотого оруденения Дальнего Востока позволил воссоздать модели развития золоторудных систем (ЗС) как ансамблей взаимодействия факторов генерации, переноса, локализации и деструкции оруденения, и на их основе сформулировать принципы регионального прогноза. ЗС зарождаются в прогибах (геосинклинальных и др.), которые по завершении седиментации инверсируют. Золотое оруденение формируется на стадии раннего орогенеза. Поздний орогенез — это эпоха эндогенного и экзогенного уничтожения золоторудных месторождений. Степень эродированности ЗС определяется по сохранившимся фрагментам региональной рудной зональности. Наличие золоторедкометалльного оруденения указывает на достаточно глубокую эродированность ЗС.

Изучение региональной металлогении золота Дальнего Востока убеждает в справедливости выводов Ю.А. Билибина о тесной связи оруденения с этапами развития региональных и глобальных геотектонических структур. Анализ дальневосточных материалов указывает на периодическое функционирование в геологической природе золоторудных систем (ЗС), в которых взаимодействуют во времени и пространстве факторы генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения [8]. Синтез полученных данных позволил воссоздать модели развития ЗС и на их основе сформулировать принципы регионального прогноза золотого оруденения.

Гидротермальные золоторудные месторождения возникают на инверсионной и раннеорогенной стадиях развития геосинклинальных складчатых областей (ГСО). Это глобальная закономерность. Однако и на геосинклинальной стадии возможно накопление осадков, обогащенных золотом, например, в илах Черного моря до 150 мг/т [2]. На месторождениях типа Раммельсберг [4] это уже сульфидные руды с содержанием золота 0,6—0,8 г/т, в четвертичных сульфидных рудах Красного моря — до 5,6 г/т [5]. С другой стороны, на геосинклинальном этапе развития прогибов формируются благоприятные для будущего гидротермального рудообразования осадки: углеродистые, пиритоносные, карбонатные. Отложение таких осадков происходит во внутриматериковых морских бассейнах эвксинского типа с ограниченными условиями аэрации и недостатком кислорода. Геосинклинальный прогиб развивается в зоне глубинного разлома. В пределах последнего и в перекрывающих (экранирующих) его слоистых породах создаются термостатированные условия, которые тем длительнее, чем мощнее геосинклинальные комплексы и масштабнее происходящие геотектонические процессы. Следовательно, геотермальная система возникает уже на геосинклинальной стадии развития прогиба, содержащего гигантское количество погребенных горячих рассольных вод, которые по мере увеличения мощности осадков и в силу элизионного механизма притекают к поднятиям, перемещая большие объемы углеводородов и металлов. В инверсионный этап прогиб и геотермальная система деформируются, расчленяются на подсистемы, гидротермальные воды активизируются. Они фильтруются по пористым толщам под (и над) водоупорами. Предполагается, что и в этот период геологической эволюции прогиба подэкранные породы обогащаются углеродистым веществом и приобретают черносланцевый облик. В орогенный этап развития в геосинклинальном комплексе формируются новые более локальные геотермальные системы, обусловленные интрузиями гранитоидных масс. Происхождение гидротермальных растворов на этом этапе более глубинное (метаморфогенное, магматическое). Осадочные породы к этому времени утратили первичную пористость. Флюидопроводниками являются интрузирующие магмы и трещинные структуры — вертикальные разломы и оперяющие их секущие и послонные разрывы. В орогенных вулканических комплексах над глубинными гранитоидными очагами формируются месторождения, пространственно ассоциирующие с субвулканическими и вулканическими аппаратами.

Рудообразование происходит под геологическим экраном и в теле экрана в углеродистой, сульфидной, глинистой и кварцевой среде в областях повышенных градиентов $P - T$ -условий. Благоприятны крупные и относительно малодеформированные складчатые структуры с длительными условиями термостатирования [3], с хорошо выраженными мощными геологическими экранами, с локализованными флюидопотоками. Развитие мощных песчаниковых толщ, отсутствие добротных экранов и сильная тектоническая нарушенность пород приводит к разубоживанию флюидопотоков и к рассредоточению их полезного груза.

В позднеорогенный этап развития ГСО золоторудные месторождения не образуются. Это время редкометалльного рудообразования. В связи с внедрением калиевых гранитоидов более раннее золотое оруденение регенерируется (появляются золоторедкометалльные формации), золото укрупняется и облагораживается, но чаще уничтожается эрозионными либо эндогенными процессами.

На рис. 1 видна тенденция развития ЗС во времени с этапами: прогиб, инверсия, ранний и поздний орогенез. В центральной части прогиба накапливаются глинистые и углеродистые формации, которые на этапах инверсии и раннего орогенеза сминаются в куполовидные антиклинали, преобразуются в зонах первичных глубинных разломов в метаморфические сланцы. Гранитоидный магматизм развивается в гомодромной последовательности — от натровых гранитоидов с золотым оруденением на этапе раннего

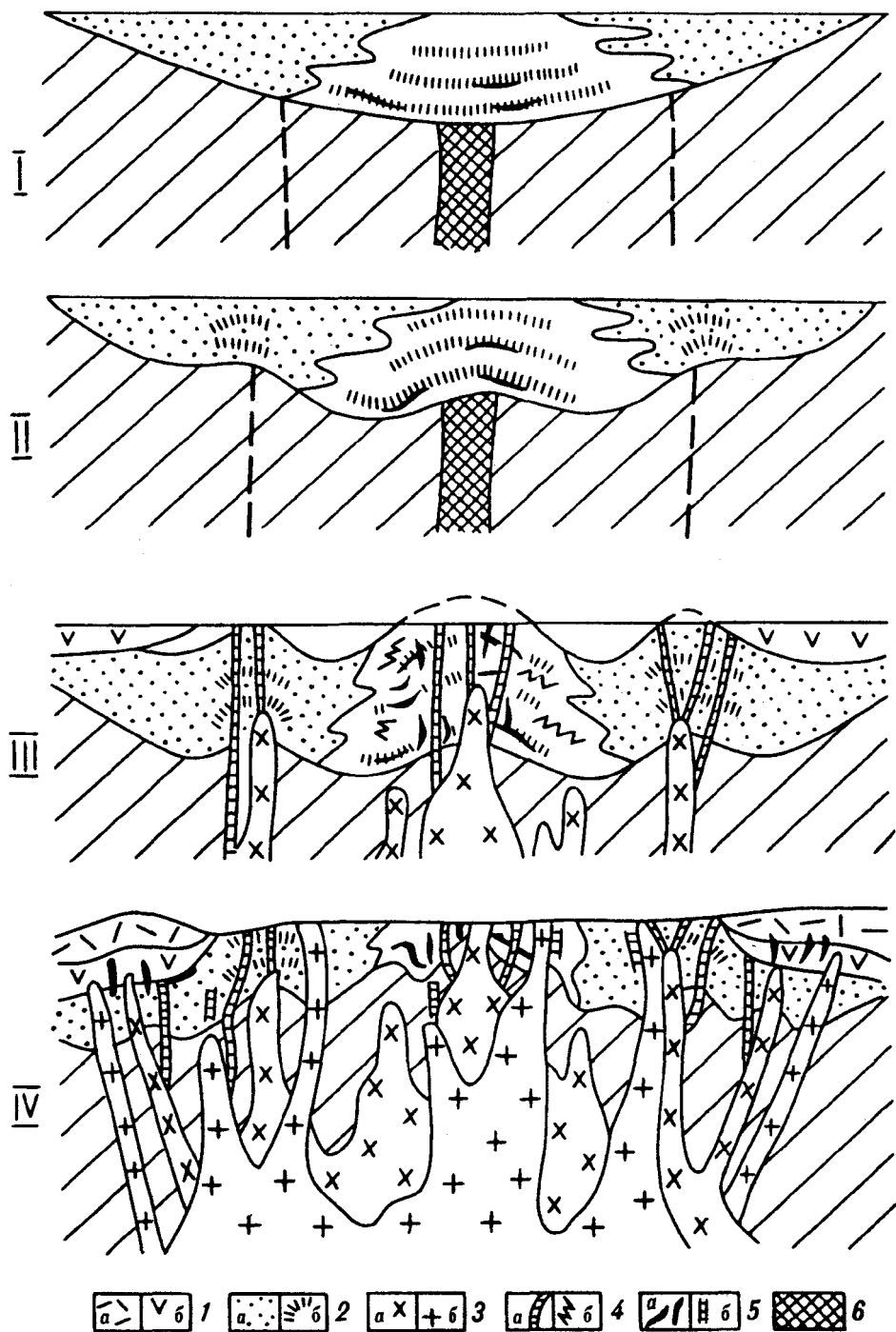


Рис. 1. Схема развития золоторудной системы геосинклинальной складчатой области.

1 - вулканиты кислого (а) и среднего (б) составов; 2 - песчанниковые (а) и глинистые (б) осадки с горизонтами углеродистых и сульфидизированных пород; 3 - гранитоидные интрузии ранне-(а) и поздне-(б)орогенные; 4 - дайки порфиров (а), складки течения (б); 5 - золотое (а) и редкометалльное (б) оруденение; 6 - комплекс основания геосинклинали в зоне первичного глубинного разлома. Стадии развития золоторудной системы: I - геосинклинальная, II - инверсионная, III - ранне-, IV - позднеорогенная.

орогенеза до калиевых с редкометалльным оруденением в период позднего орогенеза. В связи с орогенными поднятиями в краевых частях орогена формируются сравнительно молодые вулканогенные прогибы с автономными (дочерними) рудно-магматическими системами.

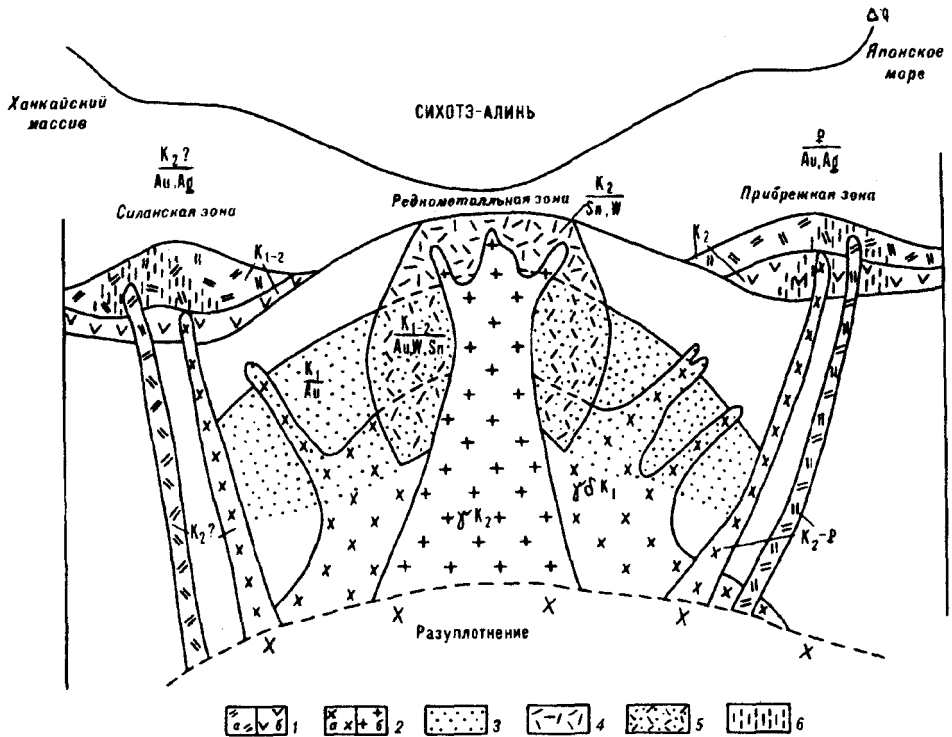


Рис. 2. Модель формирования региональной рудно-магматической зональности Сихотэ-Алинской рудной провинции (разрез).

1 — вулканы кислого (а) и среднего (б) составов; 2 — интрузии гранитоидов: ранние натровые (а) и поздние калиевые (б); 3 — 6-рудные формации: золотая (3), редкометалльная (4), золоторедкометалльная гибридная (5), золотосеребряная (6).

На орогенной стадии развития золоторудных систем формируется региональная рудная зональность (рис. 2) относительно центров глубинного разуплотнения (гранитизации). Вначале это обширная зона золота, затем на поздней стадии орогенеза в центре структуры возникает зона редкометалльного оруденения, в краевых частях которой образуются гибридные золоторедкометалльные, чаще золотовольфрамовые формации. Элементом общей зональности является золотосеребряное оруденение краевых вулканогенных прогибов, окаймляющих центральные орогенные структуры [7].

Развитие ГСО может достигнуть любого из выделенных четырех этапов. В первых двух случаях мы будем иметь недоразвитые золоторудные системы. Третий этап развития ГСО является зрелым, оптимальным для золотого рудообразования, а четвертый — это этап метаморфизма, регенерации и уничтожения ранее созданных в осевой части орогена золоторудных месторождений.

Как и в ГСО, первичной структурой областей тектономагматической активизации (ТМА) является прогиб: осадочный, вулканогенно-осадочный, вулканогенный, заложенный на глубинном разломе. Этот разлом вмещает и фильтрует гидротермальные флюиды, является транспортером магм. В зоне разлома, близ подошвы перекрывающего его прогиба создаются длительные термостатированные условия. Вероятно поэтому оруденение приурочено к осевым частям бывших прогибов, преимущественно к субвулканическим и гипабиссальным уровням.

Перечисленные выше модельные условия образования месторождений ГСО в значительной мере справедливы для любого инверсирующего прогиба и, вследствие этого, наблюдаются переходные типы структур и месторождений от ГСО к ТМА. Месторождения ТМА, независимо от характера субстрата, тесно сопряжены с субвулканическими, гипабиссальными, реже с относительно крупными интрузиями умеренно кислого и щелочного состава.

Прекращение движения интрузий вверх, разгрузка флюидопотоков и рудообразование происходят преимущественно в низах экранирующих вулканических и осадочных комплексов, на промежуточных экранах, в центральном интрузивном штоке и околоштоковом пространстве, всегда в областях высоких градиентов давления и кислородного потенциала. В качестве вмещающих выступают различные комплексы пород: вулканыты, диориты, граниты, монзониты, терригенные и карбонатные осадочные породы. Решающее значение при рудообразовании играют условия смешения ювенильных и вадозных вод. На поднятиях формируются существенно кварцевые, а в прогибах — сульфидные руды.

Вертикальный размах оруденения в золоторудных месторождениях структур ТМА меньше, чем в ГСО, поэтому даже геологически несущественные пострудные тектонические поднятия могут привести к уничтожению месторождений и даже рудных провинций. Следовательно, перспективность районов ТМА в значительной мере определяется степенью эрозионного среза рудоносных структур, которая, в свою очередь, зависит от темпа орогенных поднятий. Наличие промышленной оловорудной (редкометалльной) минерализации — фактор негативный, который может свидетельствовать о подавлении раннеорогенного (золотого) оруденения позднеорогенным.

На Дальнем Востоке в ЗС ГСО и структур ТМА эндогенные золотые руды в кайнозой были глубоко преобразованы в зонах окисления, что привело к обогащению золотом руд, высвобождению, укрупнению и обогащению выделений золота и резкому повышению его россыпеобразующей потенции. Это способствовало формированию огромного количества россыпных месторождений золота, а также позволило отработать в контурах зон окисления многие золоторудные месторождения Зейского, Ниманского, Селемджинского и других районов.

Принципы регионального прогноза золоторудных структур и месторождений

Предлагаемые принципы прогноза базируются на представлениях о золоторудных системах, как ансамблях взаимодействия во времени и пространстве факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения, на анализе качества и условий взаимодействия этих факторов, на геологических моделях золотого рудообразования. Опыт прогнозирования показал, что выделение благоприятной структуры и определение степени ее перспективности возможно лишь на основе анализа важнейших сторон геологических процессов, ведущих к формированию золоторудных структур и месторождений. При этом любой из названных выше факторов в процессе развития золоторудной системы может решительным образом влиять на конечный металлогенический результат.

Прогнозирование целесообразно начинать с оценки качества факторов (или структур) генерации. Эти структуры чаще располагаются на глубине и о их присутствии можно судить по геофизическим данным, на основании изучения геологического разреза, по особенностям геологического строения поверхности, вещественному составу малых интрузий и руд. Наиболее благоприятными являются следующие структуры:

1. Субстраты, образованные крупными объемами базитов и ультрабазитов, изначально обогащенных золотом. Это потенциально рудогенерирующие формации, из которых в условиях метаморфизма и гидротермальной переработки пород может быть мобилизовано золото в количествах, достаточных для формирования промышленных месторождений.

2. Мощные геосинклинальные углеродистые алевропелитовые (с сульфидами) формации, содержащие сингенетические накопления золота за счет адсорбции из морской воды. Уже на ранних стадиях метаморфизма это золото может быть мобилизовано в процессе углеродистого метасоматоза.

3. Структуры с зональным прогрессивным метаморфизмом. Максимальная флюидогенерация происходит из зоны зеленосланцевого метаморфизма. Продуктивность пород амфиболитовой фации намного ниже, так как эти

породы в значительной мере уже обезвожены и обеднены микрокомпонентами, а комплекс пород гранулитовой фации в этом отношении (как рудогенерирующий субстрат) фактически уже стерильны. В отличие от гранулитов, породы начальных фаций метаморфизма еще не подготовлены к мобилизации рудного вещества, так как первичные минералы этих пород в должной мере не разрушены и микрокомпоненты не выведены в интерстиции на пути просачивания растворов.

Зоны зеленосланцевого диафтореза перспективны в структурах мезозойской ТМА, где резерв гидротермальных флюидов обновлен за счет элизионных вод мезозойских прогибов.

4. Региональные (с локальными осложнениями) структуры глубинного разуплотнения, указывающие на положение эндогенного очага рудогенерации, источника гранитоидных магм, тепловой и кинетической энергии. Параметры и морфология таких структур определяются по гравиметрическим картам. Абсолютные значения гравитационного поля — не главное, важнее тенденция эволюции поля, которая в процессе инверсии и орогенеза развивается в сторону усиления разуплотнения. Раннеорогенным структурам разуплотнения соответствуют неконтрастные отрицательные аномалии (Нижний Амур, Северобурейнская зона), а позднеорогенным — глубокие минимумы силы тяжести (Сихотэ-Алинь, Куйдусун). Локальные отрицательные аномалии фиксируют гранитоидные купола и субвулканические массивы, пространственно сближенные с областями локализации оруденения. Домезозойские золоторудные структуры в современном гравитационном поле почти не проявлены.

5. Участки глубинного взаимодействия гранитоидных масс с продуктивными субстратами (базитами, ультрабазитами, углеродистыми и сульфидоносными формациями). Они выделяются по гравиметрическим картам (локальные минимумы силы тяжести в поле региональных максимумов), прямыми полевыми наблюдениями в структурах с достаточно глубоким уровнем среза, по гибричному составу гипабиссальных и субвулканических интрузий, а также по косвенным минералого-геохимическим и иным признакам, свидетельствующим о глубокой температурной и гидротермальной переработке пород нижней части геосинклинального разреза. Моделями такого преобразования являются глубоко вскрытые структуры зонального метаморфизма, содержащие апофизы гранитоидов, близких по возрасту метаморфитам (Джагдинская зона). Взаимодействие гранитоидных масс с малопродуктивными комплексами пород также приводит к мобилизации золота, но с меньшей эффективностью.

6. Интрузии гранитоидов повышенной основности натровых серий с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа; монцонитоиды со сходными петрофизическими и петрохимическими особенностями. Ареалы распространения этих интрузий могут указывать на параметры интрузивных масс, участвовавших в рудогенерации. Аналогичным образом могут быть использованы и поля распространения добатолитовых даек (и штоков) порфириров и лампрофиров.

Факторы переноса изучены слабо. Наиболее характерны следующие:

1. Пористые осадочные и вулканогенно-осадочные литологические комплексы. По ним транспортируются основные объемы элизионных вод прогибов до стадии полной литификации пород, когда пористость пелитовых и псаммитовых пород становится одинаковой.

2. Региональные трещинные системы. Продольные (часто послойные) и поперечные зоны трещиноватости, возникающие в литифицированных породах в процессе орогенеза и складчатости, служат путями для просачивания вверх и по латерали рудоносных растворов метаморфогенного и магматогенного генезиса.

3. Интрузии гранитоидов и монцонитоидов и субвулканические массивы порфирировых пород андезит-дацитового состава (до момента их полной кристаллизации).

4. В общем случае — глубинные разломы и очаговые структуры. Эти чрезвычайно сложные трещинные системы могут выступать как коллекторы

растворов различного генезиса (ранняя стадия), которые в связи с тектоно-магматическими явлениями приходят в движение и транспортируются всеми указанными выше способами.

Факторы локализации золотого оруденения разнообразны [6], среди них выделяются следующие:

1. Граничные поверхности между разновозрастными структурно-формационными комплексами. Они хорошо картируются геологическими методами, фиксируются в геофизических и геохимических полях, характеризуются определенными типами магматических и метаморфических пород, регионально развитыми метасоматитами и оруденением.

2. Региональные геологические и геохимические экраны и физико-химические барьеры. Наиболее характерны экраны в виде мощных толщ алевропелитовых и зеленокаменных пород в геосинклинальных разрезах. В вулканогенах роль геологических экранов играют толщи андезитов, дацитов, иногда игнимбритов, а также полого залегающие субвулканические интрузии подобных пород. В образованиях мезозойской ТМА золоторудные структуры часто проявляются в контактах, резко отличимых по физико-химическим свойствам пород, например, в парах: гнейсы основания — плитный комплекс, песчаники — карбонатные породы, вулканиты — осадочные формации и т.п.

3. Структуры положительного изгиба. В ГСО это антиклинали, часто куполовидные, их периклинальные замыкания. В областях ТМА — это сводовые поднятия, куполовидные структуры, выступы фундамента.

4. Гранитоидные и субвулканические купола (и штоки), венчающие более глубоко залегающие рудогенерирующие и флюидопроводящие гранитоидные массивы, представляющие собой конечные пункты транспортировки рудосных флюидов. Часто внедрены в геологические экраны.

5. Рудоокализующие комплексы (триада из геологического экрана, флюидопроводящей толщи и пограничной рудовмещающей зоны). Характерны для любых геолого-структурных обстановок. Наиболее продуктивны структуры с мощными геологическими экранами и слабым (цеолитовым) метаморфизмом рудовмещающих комплексов.

При анализе областей локализации учитывается региональная рудно-магматическая зональность, иногда проявленная вокруг глубинных ядер разуплотнения.

Факторы деструкции можно подразделить на эндогенные и экзогенные.

При позднеорогенном диастрофизме ранее созданные золотые руды испытывают метаморфизм двух типов. При орошении руд горячими (до 300 °С) растворами золота растворяется и выносится и, таким образом, месторождения уничтожаются, но могут сформироваться в новых, удаленных от источника тепла, структурах. Руды, подвергшиеся лишь термальному метаморфизму, сохраняются, золото в них облагораживается и укрупняется, тем самым повышается их россыпеобразующая потенция. При метаморфизме руд отмечается преобразование сульфидов в более высокотемпературные формы, например, пирита — в пирротин и т.п.

Позднеорогенные поднятия обычно приводят к глубокой эрозии раннеорогенных структур, в том числе и золоторудных. Оруденение сохраняется лишь на флангах орогенных сводов и в межкупольных пространствах, т.е. на участках с низким темпом поднятий. Это достаточно многочисленные, но не крупные рудные объекты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вилор Н.В., Саранулова В.Н. К вопросу о миграционной способности золота при эндогенных процессах // Вопросы геологии месторождений золота. — Томск, 1970.
2. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. — М.: Наука, 1986.
3. Летников Ф.А., Нарсеев В.А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1971. — С. 38—43.
4. Минеральные месторождения Европы. Т.3. Центральная Европа. — М.: Мир, 1988.

5. Хендрикс Р. и др. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантик-П, Дискавери и Чейн // Современное гидротермальное рудообразование. Науки о Земле. — М.: Мир, 1974. — С. 194—228.
6. Эйриш Л.В. Региональные уровни, экраны и ярусы гидротермального оруденения Дальнего Востока // Минералогия Приамурья / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 122—137.
7. Эйриш Л.В. Региональная рудная зональность и районирование золотоносности Приморья // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 3. — С. 71—77.
8. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока // Там же. — 1991. — № 2. — С. 67—78.

ДВИМС
Хабаровск
АмурКНИИ ДВО РАН
Благовещенск

Поступила в редакцию
25 марта 1994 г.

ДИСКУССИЯ

В короткой статье Л.В. Эйриша и В.Г. Моисеенко изложены оригинальные представления авторов о генезисе золотого оруденения, на основе которых характеризуются принципы прогнозирования его качества и интенсивности.

Не все положения являются бесспорными. Золоторудные системы — это модели рудообразующего процесса, который охватывает совокупность взаимосвязанных явлений (ансамблей, по авторам), определяющих генерацию подвижных форм металлов, перенос их в область локализации, собственно рудообразующий процесс. Авторы включают в эту совокупность факторы деструкции оруденения, что в строгом смысле к рудообразованию не имеет отношения, а характеризует его сохранность. Хотя в общем смысле объем “ансамбля” определяет сам автор в зависимости от целей моделирования. Исходя из этого, такие словосочетания как “модели развитах золоторудных систем”, в том числе вынесенные в подзаголовок, являются тавтологией (модели развития моделей). Очевидно, в данном случае можно говорить о моделировании на основе представлений о золоторудных системах или о золоторудных системах как моделях рудообразования.

Авторы утверждают, что “гидротермальные золоторудные месторождения возникают на инверсионной и раннеорогенной стадиях развития геосинклинальных складчатых областей”. Либо они ограничивают золотое оруденение раннеорогенной стадией (в широком понимании орогенеза), либо считают его принадлежностью геосинклинальной складчатой области. И в том, и в другом случае они не правы.

Золоторудные месторождения образуются: в догеосинклинальную — раннеостроводужную стадию; во внутриконтинентальных и окраинно-материковых вулканических зонах, не связанных с геосинклинальным процессом; в чехле платформ и жестких массивов.

Примерами первых являются золоторудные месторождения Курильских островов (Прасоловское) и на материковой части — Нижнеамурской вулканической зоны (Белая Гора, Бухтыанское и др.). Они имеют близкий состав вулканитов (около 50 % базальты и андезитобазальты и лишь 10—15 % риолитодациты и риолиты). Низкая степень гранитизации и дифференциации земной коры выражается также преимущественно натровым (на 80 %) характером щелочности, наличием в рудах редкометалльной минерализации (вольфрам, молибден, олово). Согласно представлениям авторов, редкометалльность золоторудных проявлений связана с наложением редкометалльной минерализации на золотую и коррелируется с калиевой щелочностью гранитоидов. Данные по Амгунскому блоку опровергают представления авторов. Здесь выделяются гранитоиды нижнеамурской серии, характерными признаками которых являются слабая дифференцированность и натровый характер щелочности. Месторождения и проявления золота имеют гибридный состав: повышенные содержания халькофилов и литофилов (Учагинское месторождение — наряду с сульфидами до 20 % присутствуют олово, бериллий, вольфрам). Аналогичный смешанный характер оруденения имеют Большереченское, Покровско-Троицкое, Агние-Афанасьевское месторождения и другие месторождения блока.

В вулканических зонах, не связанных с геосинклинальным процессом, известно золотое оруденение, связанное как с заключительными этапами вулканизма, характеризующимися генерацией больших масс риолитов (Хаканджинское месторождение), так и с более ранними андезитами (Юрьевское, Голубичное и др.). Причем в первом случае оруденение золотосеребряное, а во втором — существенно золотое. Во внутриконтинентальных вулканических зонах также отмечается оруденение, связанное со средними и кислыми магмами.

В чехле юго-восточной части Сибирской платформы установлена повышенная золотоносность доломитов юдомского уровня, протягивающаяся от Лебединского рудного поля на западе до Курун-Уряхского на востоке. Под воздействием разного рода эндогенных (силлы андезитов, гранитоиды Кетканского комплекса, складчато-глыбовые движения) и экзогенных факторов происходят регенерация золота и образование промышленных месторождений характерного кварц-гематитового состава (кроме Куранахского и Лебединского месторождений — это Ломамское рудное поле в Якутии, месторождения Улакан-Чайдахского поля, месторождение Тас-Юрях).

При характеристике принципов регионального прогноза авторы, по-видимому, преувеличивают роль субстрата. Правда, они не поясняют, что понимается под субстратом: уровень локализации руд или уровень генерации магм и промежуточных магматических камер. Со вторым пониманием можно согласиться. Хотя, безусловно, для целого ряда генетических групп месторождений золота важную роль играет субстрат на уровне локализации оруденения.

Для магматогенной группы месторождений основным фактором переноса рудного вещества являются сами магматические породы. На уровнях их становления происходит отделение растворов от магмы и они начинают функционировать как самостоятельная субстанция.

В целом статья, несмотря на небольшой объем, вызывает много мыслей по еще слабо изученным проблемам рудогенеза.

*ДВИМС
Хабаровск*

Ю.И. Бакулин

L.V.Eirish, V.G. Moiseenko
**THE PRINCIPLES OF REGIONAL FORECAST
OF THE FAR EAST GOLD METALLIZATION**

Analysis of regularities of gold metallization in the Far East made it possible to recreate the models of gold ore systems' (GS) development as the ensemble of interaction of generation factors, transport localization, mineralization destruction and on their basis to formulate the principles of the regional forecasting. GS take the beginning in depressions (geosyncline, etc.) which inverse after the sedimentation has been completed. Gold metallization is forming at the stage of early orogenesis. Late orjojgenesis is an epoch of endogenic and exogenic destruction of gold deposits. The degree of GS' erosiveness is determined on preserved fragments of regional ore zonation. The availability of gold — rare metal metallization points to rather deep GS's erosiveness.

УДК 553.2; 550.42

В.В. Раткин, В.И. Шпикерман

**УРУЛЬТУНСКОЕ СТРАТИФОРМНОЕ
ФЛЮОРИТ-СВИНЦОВО-ДИНКОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
НА КОЛЫМЕ:
СООТНОШЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ
ФОРМИРОВАНИЯ РУД**

Изучены изотопный состав, текстуры осадочных и метасоматических карбонатных пород и термометрия руд. Показано, что геологическая история образования месторождения отвечает интервалу в несколько десятков миллионов лет и охватывает несколько последовательных этапов: 1) формирование в лагунах девонского кораллового рифа карбонатных илов с высокими содержаниями тяжелых металлов в поровых растворах; частичное отложение руд из растворов в ходе ранних стадий диагенеза; 2) отжимание и концентрация поровых рудоносных растворов ($\sigma^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0,0 \text{‰}$) в виде нескольких горизонтов под слабо проницаемыми глинистыми доломитами; разогрев пород и растворов в результате их захоронения ($T = 200\text{—}240 \text{°C}$), отложение сульфидов и флюорита; 3) разбавление рудоносных седиментогенных растворов метеорными водами ($\sigma^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -12,0 \text{‰}$), завершающая стадия отложения флюорита и сульфидных минералов при температуре $100\text{—}160 \text{°C}$.

Урультунское месторождение на Колыме — типичный представитель стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных известково-доломитовых толщах. Оно является самым крупным из известных полиметаллических месторождений на Северо-Востоке России. Руды приурочены к нескольким горизонтам в составе 100-метровой пачки карбонатных пород и образуют линзо- и пластообразные залежи. Мощность рудных тел варьирует от 1 до 10 м при протяжении 100—200 м. Рудоносная пачка карбонатных пород прослежена по простиранию на 10 км.

Флюорит-галенит-сфалеритовые руды Урультунского месторождения несут признаки как седиментогенного, так и метасоматического происхождения. Обычно такое сочетание признаков интерпретируется как пространственное совмещение полигенных руд. Однако конкретные возрастные соотношения разнотипных руд весьма проблематичны.

Выявленные текстурные особенности рудоносных карбонатных пород и детальное изотопное изучение карбонатов из руд и вмещающих пород Урультунского месторождения проливают свет на эту проблему.

© В.В. Раткин, В.И. Шпикерман, 1994

В геотектоническом плане Урультунское месторождение приурочено к центральной части Омудевского субтеррейна на Северо-Востоке России (рис. 1). В палеозое эта структура входила в состав активной континентальной окраины, где в период с ордовика до перми включительно в ходе интенсивной седиментации докембрийский складчатый фундамент был перекрыт толщей терригенно-карбонатных пород общей мощностью более 10 км.

Нижнепалеозойский комплекс объединяет преимущественно морские карбонатные и терригенно-карбонатные породы, замещаемые к северо-востоку калиевыми базальтами и аспидными сланцами. Для среднего палеозоя характерно широкое распространение пестроцветной терригенно-карбонатной рифовой формации. В северо-восточной части Омудевского террейна локально развита среднедевонская спилит-диабазовая формация. Верхнепалеозойские отложения характеризуются кремнисто-терригенным составом. Для них обычна небольшая примесь пирокластического материала.

Степень дислоцированности пород значительно варьирует по площади. Крупные складчатые структуры представлены открытыми складками. В то же время рядом с крупными разломами можно наблюдать мелкие складчатые формы вплоть до изоклинальных пережатых складок. Магматические породы палеозойского возраста в центральной части террейна практически отсутствуют. Здесь закартированы только единичные sillы диабазов. Метаморфические преобразования пород отсутствуют, изменения последних большей частью ограничены поздними стадиями катагенеза. Однако локально проявлены высокометаморфизованные огнейсованные породы. Ранее эти образования, объединяемые в уочатский комплекс, рассматривались как выходы кристаллического фундамента. Однако в настоящее время установлено, что они формируют ядерную часть зонального гранитно-метаморфического купола. Интенсивному метаморфизму подверглись преимущественно породы ордовикского возраста. Время формирования метаморфических пород проблематично, хотя, ориентируясь на датировки мигматитов из центральной части купола — 139—160 млн лет [1], можно предположить, что локально проявленные участки с аномально высоким тепловым потоком являются отражением характерных для Северо-Востока России позднеюрских аккреционных процессов.

Урультунское флюорит-свинцово-цинковое месторождение по условиям локализации руд во многом сходно с типичными стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями типа долины Миссисипи. Разрез рудовмещающих девонских пород представлен на 90 % карбонатными фациями. Основание разреза сложено раннедевонской пачкой черных доломитов с характерной унаследованно органогенной текстурой и специфическим запахом сероводорода. Пачка сопоставляется с нелюдимской свитой и имеет мощность около 600 м. Выше располагаются пятнистые известково-доломитовые породы — аналог баритовской свиты раннего девона. Мощность этой пачки около 100 м. Далее разрез надстраивается массивными эйфельскими доломитами (аналог известково-алевролитовых вечернинской и урультунской свит), которые непосредственно вмещают рудные тела Урультунского месторождения. Мощность массивных доломитов — около 250 м. Они перекрываются тонкослоистыми глинистыми доломитами живетского возраста (мыльнянская свита) видимой мощностью около 100 м.

На месторождении ярко проявлен стратиграфический контроль размещения рудных тел. Все выявленные согласные с напластованием линзовидные тела в пределах месторождения, включая участки, удаленные более чем на 10 км, локализуются в относительно маломощной (200—300 м) пачке осадочных пород эйфельского возраста. В составе рудовмещающих пород резко доминируют доломиты, формирование которых происходило на удалении от береговой линии, но в относительно приподнятой части шельфа эйфельского моря, отгороженной от открытого моря рифогенными постройками [2]. Исключение составляет западный фланг месторождения (участок

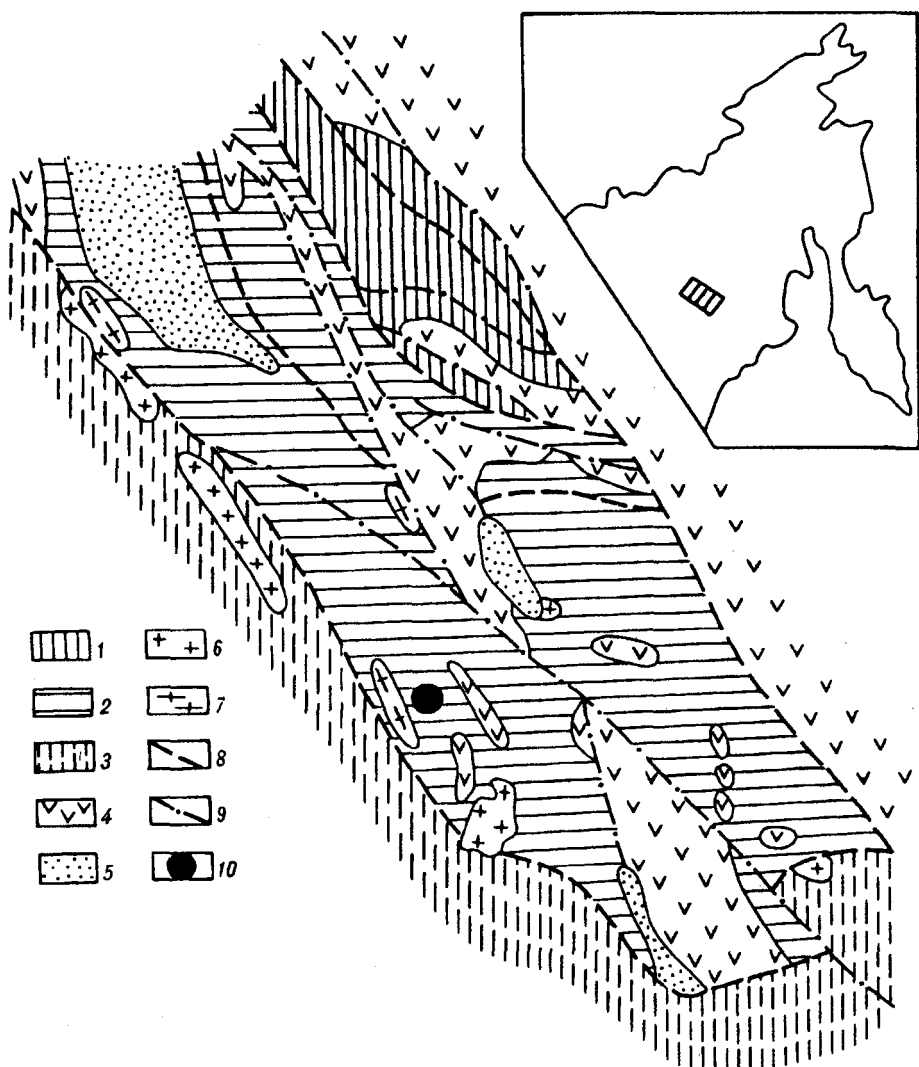


Рис. 1. Схема региональной геологической позиции Урультунского стратиформного флюорит-свинцово-цинкового месторождения.

1 — ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения (с преобладанием трахибазальтов); 2 — палеозойские терригенно-карбонатные и карбонатные отложения; 3 — позднепалеозойские-мезозойские флишевые отложения; 4 — позднеюрские вулканогенные отложения (андезитодацитовая формация); 5 — неоген-четвертичные рыхлые отложения; 6 — позднеюрско-раннемеловые граниты; 7 — зональные метаморфические комплексы; 8 — крупнейшие разломы, разделяющие палеозойские структурно-формационные зоны; 9 — разломы позднеюрского заложения; 10 — Урультунское месторождение.

Ясный), где оруденение встречается в составе известково-глинистых пачек пород девонского возраста, образованных в отличие от доломитов ближе к береговой линии в условиях открытого шельфа. Рудовмещающими в составе этих пачек являются черные битуминозные известняки.

Складчатые формы не оказывают никакого влияния на размещение оруденения, которое локализуется как на крыльях, так и в замковых частях складок. Все выявленные на месторождении разломы являются пострудными.

Рудоносные тела на главном восточном фланге месторождения представляют собой оруденелые горизонты гидротермально преобразованных темно-серых, тонкокристаллических массивных и брекчиевидных доломитов. Весьма часто доломиты несут обильные остатки перекристаллизованной фауны кораллов. На участках наиболее интенсивной рудной минерализации присутствуют светло-серые крупнокристаллические и бурундучно-полосча-

тые доломиты. Рудоносные горизонты, как правило, перекрываются слабо оруденелыми плотными, слоистыми, более глинистыми, чем рудоносные, доломитовыми породами. На нижней границе рудных тел рудоносные доломиты постепенно сменяются светло-серыми однородными, массивными, тонкокристаллическими разностями.

Минеральный состав руд удивительно однообразен. Доминируют флюорит, сфалерит, галенит. В качестве второстепенного минерала присутствует пирит. Различаются две минеральные ассоциации: ранняя — галенит — сфалерит — темно-фиолетовый флюорит и поздняя — галенит — светлый флюорит — доломит — кальцит. Минералы ранней ассоциации развиты в виде тонкой вкрапленности в рудовмещающих мелкокристаллических доломитах. А поздние агрегаты с кальцитом слагают прожилковидные обособления или гнезда. В кальците часто присутствуют шарики антраксолита размером 1,0—5,0 мм.

Еще более поздними являются кальцитовые или доломит-кальцитовые минеральные агрегаты с флюоритом и сульфидами, образующие гидротермальный цемент в телах, секущих напластование пород брекчий.

Текстуры руд и рудоносных карбонатных пород

Большая часть минерализованных горизонтов на восточном фланге месторождения представлена бедным вкрапленным орудением, реже проявлены согласные линзы богатых руд массивной текстуры. Среди вкрапленных руд преобладают пятнистые брекчиевидные разности, где темно-серые плотные доломиты формируют желваковые обособления (обломки?) в светло-сером доломитовом цементе. Сфалерит, галенит и светло-фиолетовый флюорит отчетливо тяготеют к светло-серому цементу и слагают гнездовидные скопления, мелкие ветвящиеся прожилки и фестончатые обособления в ассоциации с белым крупнокристаллическим доломитом. В центре фестончатых обособлений иногда наблюдаются пустотки с друзовидными скоплениями крупнокристаллического светлого (до белого) флюорита и кальцита в ассоциации с шариками антраксолита. Реже отмечаются темно-серые доломиты, формирующие прерывистые прослои, где сфалерит и темно-фиолетовый флюорит представлены в виде однородной тонкой рассеянной вкрапленности. В доломитах с унаследованно органогенной текстурой остатки фауны кораллов замещаются кальцит-сфалеритовым агрегатом. Широко распространены типичные брекчии, состоящие из остроугольных обломков доломитов, сцементированных кристаллической кальцитовой или кальцит-доломитовой массой. В составе цемента брекчий весьма часто представлен флюорит. Реже отмечаются сульфиды, при этом кроме сфалерита и галенита здесь обычно присутствует и пирит. Такие брекчии слагают субсогласные, межпластовые и трубообразные отчетливо секущие слоистость тела. Судя по соотношению с флюорит-полиметаллическими рудными телами, такие брекчии являются наиболее поздними образованиями.

На западном фланге месторождения (участок Ясный) оруденение локализуется среди известняков. Здесь преобладают вкрапленные руды: черные флюоритоносные битуминозные известняки с гнездовыми обособлениями сфалерита и галенита. Характерной особенностью известняков является крайне незначительная гидротермальная переработка и перекристаллизация. Реже наблюдаются своеобразные унаследованно слоистые руды, где чередуются маломощные (0,1—0,5 см) прослои плотных мергелей и тонкокристаллических пород кальцитового состава с обильной мелкой сетью темно-фиолетового флюорита и однородно рассеянной тонкой вкрапленностью сфалерита. Мергелистые прослои брекчированы и микробудинированы на отдельные обломки, “плавающие” в раздувах флюорит-кальцитового цемента. Здесь же наблюдаются субслоистые скопления крупнокристаллического кальцита, “фациально” замещающего тонкокристаллический флюорит-кальцитовый агрегат. Кальцит как бы раздвигает и деформирует тонкие слои мергелей (рис. 2). При переходе флюорит-кальцитового агрегата в крупнокристаллические скопления кальцита наблюдается постепен-

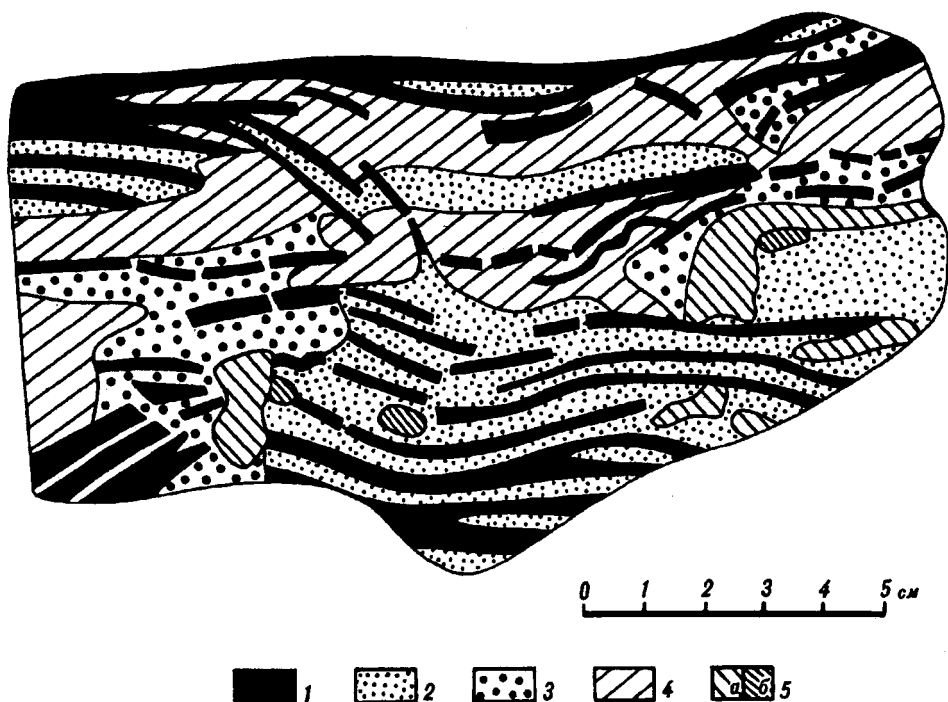


Рис. 2. Унаследованно слоистая текстура руд (участок Ясный).

1 — темно-серые мергели; 2 — тонкокристаллические известняки с мелкой вкрапленностью темно-фиолетового флюорита и сфалерита; 3 — крупнокристаллический белый кальцит с флюоритом; 4 — серый крупнокристаллический кальцит с флюоритом; 5 — гнездовые выделения сфалерита (а) и галенита (б).

ное укрупнение зерен карбоната и флюорита. Здесь же, как правило, присутствуют гнезда галенита и сфалерита. В нижней части одного из рудных тел наблюдаются известняки брекчиевой текстуры, где обломки сложены черными глинистыми в разной степени оруденелыми известняками. Доминирующий в составе рудокластов сфалерит имеет характерный коричневатокрасный цвет. Среди обломков присутствуют полосчатые флюоритовые руды: тонкое переслаивание густофиолетового флюорита и белых известняков. Известковый цемент брекчий более светлый и более зернистый, чем глинистые обломки, с тонкой вкрапленностью и гнездами соломенно-желтого сфалерита и галенита.

Южнее месторождения в левом борту р. Стрелка в разновозрастной рудовмещающей толще известняков присутствуют мелкие пласты доломитов. Контакты известняков и доломитов резкие. Известняки грубо-слоистые и массивные, а доломиты преимущественно ячеистые, пористые с редкими гнездами флюорита. В меньшей мере развиты горизонты тонкослоистых доломитов мощностью 1—2 м. В их составе можно наблюдать линзовидные прослои мощностью 10—15 см брекчиевой текстуры. Остроугольные со следами пластической деформации обломки сложены тонкослоистыми доломитами (рис. 3). В качестве цемента выступает ячеистый, пористый доломит с редкой вкрапленностью флюорита. Тонкослоистые доломиты, облекающие линзы описываемых брекчий, в отличие от последних интенсивно трещиноваты. Но наибольшее количество трещин приурочено к контактам с брекчиевыми прослоями. Здесь легко различаются две преобладающие системы сколовых трещин. Анализ этих трещин указывает на их сопряженность и формирование как результат растягивающих напряжений в плоскости контактов брекчиевых прослоев и тонкослоистых доломитов. Часть трещин выполнена прожилками кальцит (40 %) - доломитового (60 %) состава с гнездами флюорита. Такие прожилки начинаются непос-

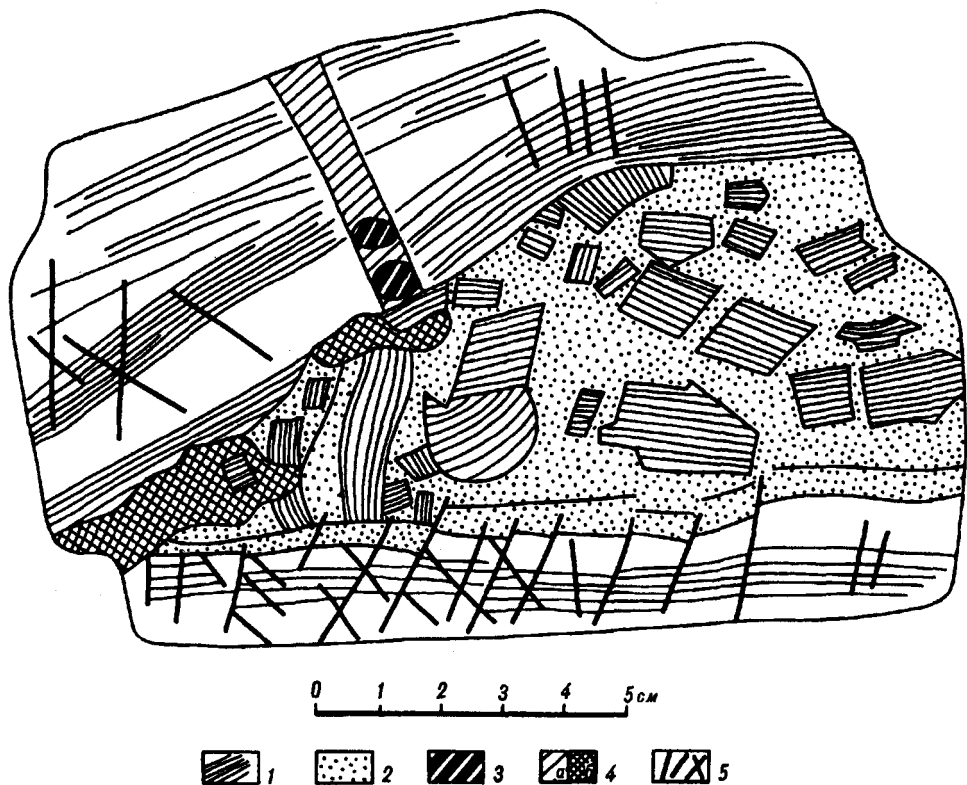


Рис. 3. Доломитовые брекчии внутрипластового течения.

1 — тонкослоистые доломиты; 2 — пористо-ячеистые доломиты с редкой вкрапленностью флюорита; 3 — гнезда флюорита в кальцит-доломитовом прожилке; 4 — кальцит-доломитовый прожилок (а) и гнезда белого кальцита (б); 5 — трещины во вмещающих брекчиевый прослой тонкослоистых доломитах.

редственно у контакта с брекчиевыми прослоями и выклиниваются на удалении 30—50 см от него.

Изотопный состав руд и рудовмещающих карбонатных пород

Изотопный состав серы сульфидов и особенности минералогии руд изучены ранее [2]. Было показано, что для сульфидов стратиформных залежей характерен широкий разброс изотопных отношений серы. Общий интервал вариации $\sigma^{34}\text{S}$ составляет для галенита $+3,1 \div +16,1 \text{ ‰}$, для сфалерита $+1,5 \div +11,8 \text{ ‰}$.

При изучении разреза девонских карбонатных пород на Центральном участке месторождения была установлена однородность их изотопного состава*. Доломиты нелюдимской свиты: $\sigma^{18}\text{O} = +23,6 \text{ ‰}$, $\sigma^{13}\text{C} = 0,0 \text{ ‰}$; доломиты рудоносной свиты: $\sigma^{18}\text{O} = +24,5 \text{ ‰}$, $\sigma^{13}\text{C} = +1,4 \text{ ‰}$; доломит из толщи осадочных пород живецкого возраста: $\sigma^{18}\text{O} = +25,7 \text{ ‰}$, $\sigma^{13}\text{C} = 0,0 \text{ ‰}$. Исключение составляют известково-доломитовые пятнистые породы диагенетического происхождения баритовской толщи. Для кальцита $\sigma^{18}\text{O} = 19,5 \text{ ‰}$, $\sigma^{13}\text{C} = +0,4 \text{ ‰}$; для доломита $\sigma^{18}\text{O} = 21,5 \text{ ‰}$, $\sigma^{13}\text{C} = +0,4 \text{ ‰}$. Обнаружено только весьма незначительное облегчение изотопного состава кислорода в непосредственно рудовмещающих доломитах по сравнению с доломитовыми породами осадочного происхождения. Но наиболее близкими им по значениям $\sigma^{18}\text{O}$ (табл. 1) являются диаге-

* Все изотопные анализы карбонатов выполнены в ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре МИ-1201 и приведены в значениях относительно SMOW и PDB.

Результаты изотопного анализа карбонатов Центрального участка месторождения

Номер образца	Порода, минерал	Место отбора	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
1. 325/14	Доломит	Карбонатно-терригенная толща D_{2gu} , 100 м стратиграфически выше рудоносной зоны	+ 25,7	0,0
2. 439/4	»	Слоистые доломиты в 1 м стратиграфически выше рудной зоны	+ 23,4	- 3,2
3. 439/7	»	Слоистый доломит в 0,2 м стратиграфически выше рудной зоны	+ 26,95	- 0,7
4. 439/3	»	Рудная зона; доломит-сфалерит-галенит-флюоритовая руда	+ 21,8	- 3,6
5. 439/6	»	То же	+ 22,7	- 0,7
6. 325/3а	»	Рудная зона; пятнистые рудоносные доломиты; светлые разности	+ 22,9	- 2,4
7. 325/3б	»	Рудная зона; темные (обломки?) разности с вкрапленностью флюорита	+ 22,4	- 2,65
8. 325/7	Кальцит	Рудная зона; гнезда кальцита с антраксолитом и флюоритом	+ 17,3	- 4,9
9. 439/9	Доломит	Массивный светло-серый флюорит, 3 м стратиграфически ниже рудной зоны	+ 22,1	- 0,6
10. 325/11	»	Массивный светло-серый флюорит; 5 м стратиграфически ниже рудной зоны	+ 25,4	- 1,05
11. 3/8а	Доломит	Массивный серый доломит рудоносной свиты на удалении 1 км от рудной зоны (район р. Стрелка)	+ 24,5	+ 1,4
12. 325/12	Известняк	Известково-доломитовая баритовская толща; пятнистые известково-доломитовые породы диагенетического происхождения	+ 19,4	+ 0,4
13. 325/13	Доломит	То же	+ 21,65	+ 0,4
14. 439/15	»	Нелюдимая толща, переслаивание известняков и доломитов	+ 23,6	0,0

нетические доломиты баритовской толщи. Близкие им значения $\delta^{18}\text{O}$ свойственны светло-серым до белых массивным доломитам в 3—5-метровой зоне ниже минерализованных горизонтов (см. табл. 1, обр. 439/9). Кроме изотопного облегчения кислорода, для этих, как и для собственно рудоносных, доломитов характерны и более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$. Но наиболее облегченный углерод ($\delta^{13}\text{C} = - 4,9$ ‰) был обнаружен в поздних гнездовых обособлениях кальцита в рудной зоне, где с этим кальцитом ассоциированы светлый до белого флюорит и антраксолит. $\delta^{18}\text{O}$ кальцита составляет 17,3 ‰.

В отличие от собственно рудоносных, слоистые доломиты, непосредственно перекрывающие рудоносные горизонты, содержат изотопно утяжеленный кислород (до + 26,95 ‰). Но так же, как и для рудоносных, для них характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ ниже 0 ‰.

Принципиально иной изотопный состав имеет кальцит трубообразных секущих брекчиевых тел на восточном фланге месторождения. Обнаружено, что $\delta^{18}\text{O}$ этого кальцита (обр. 439/2) = - 0,7 ‰, а $\delta^{13}\text{C} = - 0,8$ ‰.

По изотопному составу углерода антраксолит (C = 67,87 %, H = 3,38 %, зола = 14 %), характерный для пластовых руд, по определениям И.В. Чернышева и Д.И. Павлова (ИГЕМ), отвечает биогенным образованиям ($\delta^{13}\text{C} = - 32,42$ ‰).

На участке Ясный (западный фланг месторождения) также не обнаружено заметных различий в изотопном составе гидротермального кальцита, с которым ассоциированы сульфиды свинца, цинка и флюорит, и рудоносных и неизмененных битуминозных известняков из известково-глинистой девонской толщи (табл. 2).

Результаты изучения изотопного состава карбонатов на западном фланге месторождения (участок Ясный)

Номер образца	Порода, минерал	Место отбора	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$
1. 419/11	Битуминозный известняк	В 5 м стратиграфически выше рудного горизонта	+ 22,9	- 4,9
2. 419/86	Серый кальцит с гнездами флюорита	Рудный горизонт; унаследованно слоистые руды	+ 21,8	- 1,1
3. 419/1	Белый кальцит, замещающий серый кальцит	То же	+ 20,7	- 1,0
4. 419/7	Черные битуминозные известняки с гнездами галенита и сфалерита	Стратиграфически нижняя часть рудного горизонта	+ 22,9	- 3,5

Таблица 3

Результаты изучения изотопного состава брекчиевых прослоев доломитов на Южном фланге месторождения (левый борт р. Стрелка, доломит)

Номер образца	Место отбора	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$
1. 3/7aI	Вмещающий доломит с верхнего контакта прослоя	+ 26,05	- 3,35
2. 3/7aII	Тонкослоистый доломит из обломка брекчий	+ 25,05	+ 0,45
3. 3/7aIII	Ячеистый доломит-из цемента брекчий	+ 25,00	+ 0,40
4. 3/7aIV	Кальцит-доломитовый прожилок во вмещающих тонкослоистых доломитах	+ 22,7	+ 0,25
5. 3/8	Прослой ячеистого однородного доломита среди известняков рудовмещающей толщи	+ 24,7	+ 1,4

Примечание. См. рис. 3.

В ходе изучения доломитовых брекчий, формирующих линзовидные прослои с брекчиевой текстурой (см. рис. 2), было установлено, что обломки брекчий и их доломитовый цемент аналогичны по изотопному составу кислорода тонкослоистым и ячеистым доломитам (табл. 3). Последние слабают малоощущенные, но протяженные пласты в составе терригенно-карбонатной толщи, фациально сменяющей рудоносную толщу к югу от месторождения. Изотопно облегченный кислород характерен только для кристаллического доломита прожилков, рассекающих вмещающие брекчие тонкослоистые доломиты (см. рис. 3).

Температура кристаллизации рудовмещающих карбонатов

Температурные условия кристаллизации рудных карбонатов оценивались по данным гомогенизации включений (изучение проводилось В.А. Пахомовой) и данным вакуумной декрепитации мономинеральных фракций. Было обнаружено, что температурный режим формирования руд на пространственно разобренных участках месторождения был однообразен. Как рудоносный крупнокристаллический доломит восточного фланга месторождения, так и кальцит из рудных тел участка Ясный (в 10 км от первого) содержит первичные газовой-жидкие включения с жидкой CO_2 , гомогенизация которых происходит при температуре 200—240 °С. Вторичные включения как в кальците, так и в доломите являются относительно низкотемпературными ($T_{\text{гом}} = 140\text{—}160$ °С). Аналогичные по температуре гомогенизации (240 и 160 °С соответственно) и составу включения были обнаружены в доломите прожилков, ассоциированных с прослоями брекчиевых доломитов (см. рис. 3) вне рудной зоны месторождения. Исключение составляет только кальцит из цемента гидротермальных секущих напластование доломитов брекчий с Центрального участка, для которого зафиксированы

аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-0,7\text{‰}$). Он содержит только относительно низкотемпературные включения ($T_{\text{гом}} = 100\text{—}160\text{ }^\circ\text{C}$).

Выполненные исследования монофракций минералов из руд на вакуумном декрепитометре ВД-3 подтвердили вывод об однообразии температурного режима их формирования. Не обнаружено сколько-нибудь заметного температурного градиента в сечении рудных тел, включая зону подстилающих кристаллических доломитов.

По температуре декрепитации кальцита и доломита ($T_{\text{дек}} = 200\text{ }^\circ\text{C}$) пятнистые диагенетические известково-доломитовые породы баритовской свиты аналогичны кристаллическим доломитам рудоносных горизонтов.

Обсуждение результатов

По геологическим условиям локализации руд и их составу Урультунское месторождение практически не отличимо от стратиформных месторождений долины Миссисипи. Детальное изучение, выполненное американскими геологами, показало, что растворы, образовавшие эти месторождения в толщах известково-доломитовых пород, принципиально отличаются от магматогенных, а по изотопному составу кислорода аналогичны морской воде. Но на поздних стадиях растворы значительно разбавлялись метеорными водами. В качестве доминирующего источника серы сульфидных руд выступали, по видимому, сульфаты морского происхождения [5].

Сочетание этих особенностей с очевидным метасоматическим характером руд, образованных в температурном интервале $50\text{—}250\text{ }^\circ\text{C}$, стимулировало развитие представлений о формировании стратиформных флюорит-свинцово-цинковых месторождений в условиях палеоартезианских бассейнов. В этой модели в качестве источника металлов рассматривались водоносные слои песчаников в подстилающих месторождение толщах докембрийского возраста [5]. Водоносные горизонты в вышележащих трещиноватых карбонатных породах, где формировались руды, представляли, согласно этой модели, пути миграции растворов в ходе их приповерхностной циркуляции под действием расположенных на глубине интрузий.

Тем не менее сколько-нибудь достоверного подтверждения этой модели для месторождений, где обычно присутствуют только дайки, не было получено. Кроме того, этой модельной интерпретации противоречит следующее: 1) региональный характер распространения оруденения; 2) удивительное однообразие минерального состава руд; 3) приуроченность оруденения (в региональном масштабе) к нескольким стратиграфическим горизонтам; 4) однообразие температурного режима формирования руд, отсутствие сколько-нибудь заметного температурного градиента в объеме рудных зон, включая гидротермально преобразованные карбонатные породы.

Эти особенности указывают на то, что температура рудообразующих растворов соответствовала температуре пород. На такое температурное буферирование растворов было позже указано в [8]. Исследования флюидных включений в сфалерите стратиформных месторождений в районе юго-восточного Миссури [6] показали, что сульфиды начали кристаллизоваться из насыщенных хлоридами растворов в условиях их крайне слабой циркуляции.

Все эти особенности проявлены и на Урультунском месторождении. Отсутствие хоть сколько-нибудь заметных термоградиентных зон действительно указывает на буферирование температуры растворов рудовмещающими породами. Аргументом в пользу утверждения о незначительной циркуляции растворов может выступать, во-первых, присутствие макровключений углеводородов — “антраксолитовых пузырей” размером до $0,5\text{ см}$ в крупнокристаллическом кальците и, во-вторых, отсутствие отходящих от пластовых рудных тел жил, сложенных минеральными агрегатами ранних этапов формирования месторождения. Последнее указывает на весьма невысокое давление флюидов в пластах в этот период.

Закономерно предположение, что рудоносные растворы являются по своей природе формационными водами рудовмещающих карбонатных толщ. А их нагрев связан с общим прогревом толщи карбонатных пород при захоронении: мощность перекрывающих девонскую толщу пород к началу перми составляла несколько километров.

Изотопный состав рудовмещающих карбонатов действительно указывает на их формирование из растворов, аналогичных морской воде с $\delta^{18}\text{O}$ около 0 ‰. Облегчение изотопного состава кислорода рудовмещающих доломитов по сравнению с типичными осадочными доломитами связано лишь с тем, что они кристаллизовались при более высокой температуре (около 200 °С) при меньших значениях изотопного фракционирования в системе вода — карбонат.

Концентрация поровых вод в составе только нескольких стратиграфических горизонтов обусловлена контрастными характеристиками проницаемости пластов. Рудоносные горизонты на Урультунском месторождении, как правило, перекрыты более глинистыми, чем рудоносные, доломитами. В перекрывающих доломитах, как подтверждение их слабой флюидопроницаемости, не отмечено сколько-нибудь значительных изменений изотопного состава. При этом подрудные доломиты в 3—5-метровом интервале изотопно облегчены в отношении и кислорода, и углерода. Уменьшение уровня изотопного облегчения кислорода подрудных доломитов с удалением от рудной зоны следует, видимо, связывать, как это показано в [7], с уменьшением отношения вода / порода. Изотопное облегчение углерода отражает, по нашему мнению, участие углеводородов биогенного происхождения в перекристаллизации доломитов в водоносном горизонте. Присутствие антраколита в рудах непосредственно ниже экранирующих горизонтов свидетельствует в пользу этого утверждения. Обладая большей, чем растворы, миграционной способностью, углеводороды преобразовывали в сторону облегчения изотопного состава углерода и доломиты экранирующих горизонтов.

Тем не менее в разрезе рудоносной девонской толщи Урультунского месторождения есть еще много горизонтов доломитов, перекрытых слабопроницаемыми глинистыми доломитами, где нет никаких признаков рудной минерализации. То есть признак петрофизической контрастности перемежающихся в разной степени проницаемых пород выступает как обязательный, но недостаточный.

Действительно, как показало изучение текстурных особенностей руд, рудовмещающие доломитовые горизонты весьма своеобразны. Наиболее яркой особенностью являются специфические брекчии. Судить об их природе непосредственно на месторождении, где проявился интенсивный метасоматоз, весьма непросто. Но на флангах месторождения это вполне возможно. Характер брекчирования указывает, что эти образования возникли при раздавливании в ходе захоронения горизонтов переслаивания мергелистых доломитов и ячеисто-пористых доломитов. Первые, как и аналогичные им выше- и нижележащие доломиты, были литифицированы и испытывали хрупкие деформации, в то время как полуконсолидированные ячеисто-пористые доломиты, сохраняя пластичность, текли, деформируя, перемещая и облекая обломки. Наличие в таких брекчиях вакуолей, где свободно росли кристаллы карбонатов и флюорита, интерпретируется как выполнение "водных пузырей" и свидетельство водонасыщенности ячеисто-пористых нелитифицированных доломитов.

Следует думать, что комковатые текстуры известково-доломитовых пород баритовской свиты, оруденелых доломитов и битуминозных известняков с гнездово-вкрапленным оруденением имеют аналогичное происхождение и связаны с внутрипластовым течением недиагенизированных, в отличие от выше- и нижележащих пород, карбонатных илов. Наличие в подобных брекчиях на участке Ясный обломков оруденелых известняков и флюоритовых руд прямо свидетельствует о присутствии рудных концентраций на этих горизонтах уже в период захоронения.

Задержка диагенеза карбонатных илов может быть обусловлена несколькими факторами. Во-первых, — присутствием металлоорганических соединений. Обилие тонкой вкрапленности сульфидов и включений антраксолита именно в доломитовом цементе брекчий вполне согласуется с данными [4] о преобладающей для стратиформных месторождений металлоорганической форме переноса свинца рудоносными растворами. Пример задержки диагенеза илов, содержащих сульфиды, описан в [9].

Иной причиной задержки диагенеза может выступать присутствие в карбонатных илах минералов эвапоритового происхождения — гипса и галита. Ячеисто-пористая текстура доломитов, возможно, является следствием этого и сформирована при последующем выщелачивании сульфатов и хлоридов из уже литифицированной породы.

Изотопно-геохимические, термобарогеохимические и текстурные данные, свидетельствующие о том, что уже в момент захоронения карбонатных илов на некоторых стратиграфических уровнях они были насыщены рудоносными растворами, не решают главного вопроса о времени кристаллизации сульфидов. С этой позиции принципиальный интерес представляют данные изучения изотопного состава наиболее поздних карбонатов цемента специфических брекчий. Эти брекchie, по данным [2], являются водородными и образованы при разгрузке напорных вод артезианского бассейна по трещинным структурам. В силу этого они часто образуют секущие напластования пород тела и сложены остроугольными обломками оруденелых и слабо оруденелых доломитов, сцементированных крупнокристаллическим доломит-кальцитовым агрегатом. В цементе брекчий чаще всего встречается флюорит, но присутствуют и сульфиды.

Ориентируясь на изотопный состав доломита из цемента этих брекчий ($\delta^{18}\text{O} = -0,7\text{‰}$) и $T_{\text{гом}}$ включений ($100\text{—}160^\circ\text{C}$), можно утверждать, что растворы рудоносных горизонтов к моменту завершения рудного процесса были полностью преобразованы и на 85—90 % имели метеорное происхождение ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -12\text{‰}$). Появление метеорных вод в составе артезианских бассейнов можно связывать только с раннекарбонтовой тектонической перестройкой, когда происходит резкая смена морского карбонатного осадконакопления терригенным. Поэтому можно утверждать, что формирование стратиформных флюорит-свинцово-цинковых рудных тел Урультунского месторождения было весьма длительным и охватывало период, как минимум, несколько десятков миллионов лет.

Естественным образом следует ожидать, что при разбавлении поровых седиментогенных вод морского происхождения метеорными происходит уменьшение сульфатной составляющей первых. Как результат, должно происходить относительное облегчение изотопного состава серы с каждой последующей стадией отложения сульфидов. Пространственное совмещение разностадийных минеральных агрегатов в пределах компактных рудных тел находит свое выражение в широком разбросе $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов от + 16,1 до + 1,5 ‰.

Источник металлов для стратиформных месторождений является самостоятельной проблемой. Не вдаваясь в ее обсуждение, подчеркнем: весь комплекс данных, выявленных на Урультунском месторождении, указывает, что непосредственным источником металлов выступали рассолы лагун, где отлагались доломитовые и, реже, известковые илы. Причины обогащенности рассолов тяжелыми металлами следует, видимо, искать, как это показано в [3], в тесной парагенетической связи рифо- и рудообразования в ходе длительного развития крупных разломов и поступления по ним глубинного вещества и тепловой энергии.

Авторы благодарны С.А. Бойко, выполнившему весь объем изотопных анализов карбонатов, и В.А. Пахомовой за помощь в исследовании температурного режима формирования пород и руд Урультунского месторождения.

1. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омурлевского поднятия. — М.: Наука, 1971.
2. Шпикерман В.И. Полиметаллическое оруденение Омурлевского поднятия (Северо-Восток СССР)/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987.
3. Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В. Рифы и рудообразование // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 271, № 1. — С. 161—165.
4. Giordano T.H., Barnes H.L. Lead transport in Mississippi Valley ore solution // Econ. Geol. — 1981. — V. 76, N 8. — P. 2200—2211.
5. Heyl A.V., Landis G.P., Zartman R.E. Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley-Type mineral deposits: a review // Ibid. — 1974. — V. 69, N 5. — P. 992—1006.
6. Roedder E. Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, Southeast Missouri // Ibid. — 1977. — V. 72, N 2. — P. 477—479.
7. Sverjensky D.A. Isotopic alteration of carbonate host rocks as a function of water to rock ratio — an example from the upper Mississippi Valley zinc-lead district // Ibid. — 1981. — V. 76, N 1. — P. 177—179.
8. Taylor M., Kesler S.E., Cloke P.L., Kelly W.C. Fluid inclusion evidence for fluid mixing, Mascot-Jefferson City zinc district, Tennessee // Ibid. — 1983. — V. 78, N 7. — P. 1425—1439.
9. Zimmerman R.A., Amistutz G.C. Intergrowth and crystallization features in the Cambrian mud volcano of Decaturville, Missouri, U.S.A. // Ore in sediments. — New-York, 1973. — P. 339—350.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток
СВКНИИ ДВО РАН
Магадан

Поступила в редакцию
23 февраля 1994 г.

V.V. Ratkin, V.I. Shpikerman
URULTUNSK FLUORITE-LEAD-ZINC STRATIFORM DEPOSIT
IN KOLYMA REGION:
CORRELATION OF SEDIMENTARY
AND HYDROTHERMAL PROCESSES OF ORE FORMATION

The isotopic composition and textures of sedimentary and metasomatic ore-bearing carbonate rocks have been studied. The geological period of ore formation is a few million years. There are distinguished the following stages: 1) sedimentation of enriched in heavy metals carbonate muds in coral reef's lagoon; partial crystallization of sulfide minerals on early diageneses; 2) concentration of F- and metal-bearing pore fluids ($\sigma^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0.0 \text{ ‰}$) as a result of carbonate mud condensation in few aquifers; the burial of carbonate rocks and the heating of fluids (up to 200—240 °C) and fluorite-sulfide crystallization; 3) mixing of sedimentary metal-bearing and meteoric waters ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -12.0 \text{ ‰}$); final stage of fluorite-sulfide crystallization (100—160 °C).

УДК 553.45

П.Г. Коростелев, С.Б. Демашов, А.М. Кокорин,
Д.К. Кокорина, Е.Я. Синяков

ТОПАЗОВЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ ХИНГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение глубоких (более 1000 м от поверхности) горизонтов Хинганского месторождения, относимого к касситерит-сульфидной формации, показало, что с глубиной происходит изменение состава руд, окорудных метасоматитов и термобарогеохимических условий их образования. Преобладающие на верхних горизонтах серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты сменяются серицит-кварцевыми и затем кварц-мусковит-топазовыми. По падению брекчиевых зон в оловорудных телах уменьшается количество сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита) и появляется молибденит.

Формирование месторождения в начальный период (метасоматическое преобразование пород) происходило под воздействием существенно газовых, повышенной кислотности и высокой (45—50 % массы в пересчете на хлорид натрия) концентрации эманаций при температурах от 600 до 450 °C. Последующее отложение оловянных руд, сульфидных минералов и поздних кварца и карбонатов совершалось в условиях понижения температур от 450 до 100 °C и концентрации растворов до 5—10 % массы в диапазоне давлений от 1500 до 50 бар. Зональность проявлена в направленном повышении с глубиной температуры (15—20 °C) и концентрации растворов (5—7 % массы) на 100 м. Повторные перепады давлений при

© П.Г. Коростелев, С.Б. Демашов, А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина, Е.Я. Синяков, 1994

формировании месторождения оказывали значительное влияние на изменение агрегатного состояния растворов и их кислотно-щелочные показатели.

По вещественному составу руд и условиям их образования Хинганское месторождение является представителем месторождений касситерит-кварцевой формации.

Топазовые грейзены широко распространены в большинстве месторождений олова Хингано-Олонойского рудного района. Топазом в ассоциации с кварцем, мусковитом, андалузитом и турмалином сложены своеобразные тела и гнезда на Олонойском месторождении [4]; в центральных участках рудных тел Обещающего, Нижнего и Верхнего месторождений Карадубского рудного поля [9], также Березовского месторождения [7, 8]. Присутствие в перечисленных месторождениях наряду с кварц-топазовыми и мусковит-кварцевыми грейзенами фаций, обогащенных железистыми силикатами (турмалин, хлорит, сидерофиллит), позволило Г.В. Ицкисон с соавторами [5] отнести их к переходному типу грейзеновых образований.

Обособленное положение в районе занимает Хинганское месторождение, которое по преобладанию хлорита в метасоматитах и рудах верхних горизонтов отнесено к касситерит-хлоритовому типу сульфидно-касситеритовой формации близповерхностных месторождений в вулканитах [5].

Хинганское месторождение, самое крупное в Хингано-Олонойском рудном районе, расположено в западной части одноименного вулканического прогиба среди монотонной толщи верхнемеловых игнимбритов липаритов, прорванных телами гранит-порфиоров и дайками порфиристов. Рудная минерализация приурочена к восьми крутопадающим трубообразным телам (зонам) брекчий, секущим вулканические и интрузивные породы. В этих зонах брекчий опробованием выделено 15 рудных тел. Отличаются рудные тела между собой параметрами и количественными соотношениями жильных (хлорит, серицит, флюорит, адуляр) и рудных (касситерит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит) минералов. В околорудных измененных породах на верхних горизонтах месторождения Г.В. Ицкисон [5] выделяет серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые, щелочные (адуляровые и сидерофиллит-адуляровые), гематит-серицитовые и каолинитовые метасоматиты. При этом ведущим типом измененных пород являются серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты, образование которых сопровождалось возникновением взрывных брекчий и, затем, формированием рудного штокверка. Остальные разновидности метасоматитов связаны "... только с рудной стадией, то есть стадией формирования собственно штокверковой сети рудоносных прожилков" [5. С. 140].

Взрывная природа брекчиевых тел, развитие которых ограничивается приповерхностными горизонтами, оспаривается Е.Я. Синяковым [7, 8], он придерживается представления о тектоническом типе брекчиевых тел, прослеживающихся по падению на большую глубину. При этом по падению в зонах брекчий происходит выклинивание одних рудных тел и появление других (рис. 1).

Как показывают новые материалы, с глубиной происходит изменение состава рудных тел и околорудных метасоматитов. Так, к горизонту + 40 м утрачивают свою роль хлорит и сульфиды. В составе касситеритсодержащих прожилков, кроме кварца, становятся преобладающими флюорит и серицит. В отдельных рудных телах ведущим минералом является адуляр, в ассоциации с апатитом, хлоритом и сульфидами. Во внешнем обрамлении брекчиевых зон липариты подверглись слабому зеленокаменному изменению. Почти в равных количествах с хлоритом в них присутствуют серицит, карбонаты и эпидот. Вблизи зон брекчий, так же как и в их составе, преобладают серицит-кварцевые метасоматиты, часто в ассоциации с флюоритом.

Подобный характер изменения вмещающих пород отмечается до значительных глубин. Наглядно это иллюстрирует поисково-структурная скважина 2267 (см. рис. 1), пройденная в контуре Южной зоны брекчий с горизонта + 40 м на глубину 765,7 м (1300 м от современной поверхности). Скважиной на протяжении 725 м вскрыты слабо серицитизированные и хлоритизированные липариты с редкой вкрапленностью эпидота и карбона-

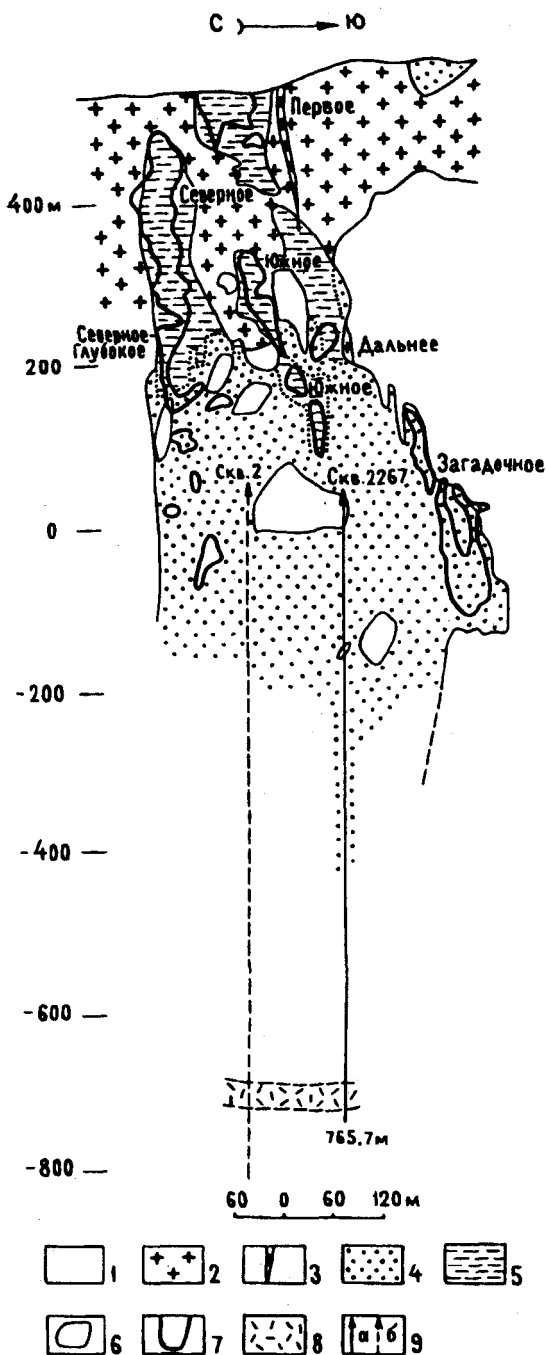
Рис. 1. Вертикальный разрез рудного поля Хинганского месторождения в профиле скважины 2267.

1 — липариты; 2 — гранит-порфиры; 3 — дайки порфиритов; 4 — брекчия по липаритам; 5 — брекчия по гранит-порфирам; 6 — контуры брекчиевых зон; 7 — контуры рудных тел; 8 — грейзен; 9 — скважины (а — свд. 2267, б — проекция свд. 2).

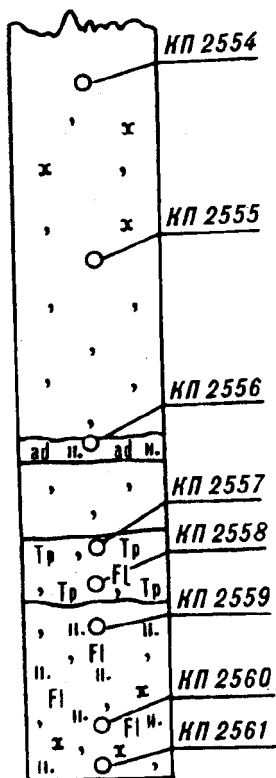
та. Липариты рассечены многочисленными прожилками кварца с зеленым флюоритом, реже с хлоритом и карбонатом. Вдоль прожилков проявлены серицитизация и хлоритизация.

Степень изменения вмещающих пород резко возрастает на самом глубоком вскрытом скважиной интервале (701,0—765,5 м). На рис. 2 показано, что скважина с глубины 713 м перебурена. Первым стволом (см. рис. 2, а) от 713 до 740 м вскрыты сильно серицитизированные породы, рассеченные адуляр-альбит-кварцевыми, флюорит-кварцевыми и кварцевыми прожилками. В интервале 731—733,6 м липариты превращены в белые плотные породы с зеленоватым оттенком, иногда сохраняющие флюидальный облик. Микроскопическое изучение этих пород показало, что они представляют собой топаз-мусковитовые или топаз-кварцевые грейзены, сложенные призматическими, лучистыми и радиально-лучистыми агрегатами топаза в массе лучистого или радиально-лучистого мусковита и мелкозернистого гранобластового кварца (рис. 3). В грейзенах встречаются тонкие просечки молибденита, вкрапленность и мелкие гнезда флюорита, а также карбонатно-кварцевые прожилки.

Второй ствол скважины на глубине от 713 до 765,7 м вскрывает четыре интервала топазсодержащих грейзенов (см. рис. 2, б). Изменения липаритов здесь аналогичны изменениям, характерным для первого ствола (интервал 713—740 м). До глубины 725,4 м они серицитизированы. На интервале 725,4 м породы рассечены кварц-полевошпатовой жилкой мощностью 3 см, в которой полевые шпаты — альбит и адуляр — замещаются кварцем. В зальбандах жилки в сильно окварцованных и серицитизированных липаритах, порфиновые выделения полевых шпатов замещаются агрегатами призматического топаза в сростании с мусковитом и карбонатом.



а



б

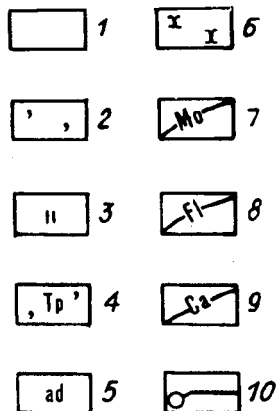
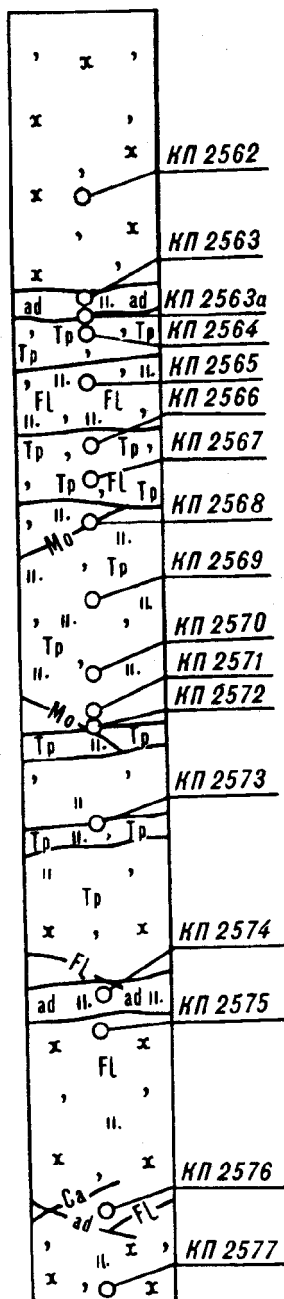


Рис. 2. Строение зоны грейзенизации по скважине 2267 (а — первый ствол, б — второй ствол).

1 — липариты; 2 — серицитизация; 3 — окварцевание; 4 — зоны топазов и гнезда топаза; 5 — альбит-адуляровые прожилки; 6 — хлоритизация; 7 — кварц-молибденитовые прожилки; 8, 9 — прожилки и вкрапленность (8 — флюорита, 9 — карбоната); 10 — места отбора проб.

В интервале 725,4—746,5 м скважиной вскрыты грейзенизированные липариты. До глубины 737 м это породы, в которых топаз и мусковит образуют гнезда или плосчатые агрегаты в интенсивно окварцованной и серицитизированной основной массе, подчеркивающие первичную флюидальность пород. В интервале 737—746,5 м интенсивность грейзенизации снижается — уменьшается количество мусковита (преобладает серицит), а



Рис. 3. Гнезда лучистого топаза в кварц-мусковитовой массе. Прозр. шлиф. Ник-, увел. 50.

топаз встречается лишь в виде редких зерен или тонкопризматических агрегатов в сростании с мусковитом. На глубине 741,5 м в прожилке кварца встречен мелкочешуйчатый молибденит.

В интервале 746,5—765,7 м изменение пород относительно слабее. Наряду с серицитом в них присутствует в небольших количествах хлорит. Иногда липариты рассечены тонкими ветвящимися прожилками полевых шпатов (альбит, адуляр) с примесью зерен кварца, карбоната и флюорита. В зальбандах этих прожилков липариты замещаются альбитом с адуляром и редкой вкрапленностью мелкочешуйчатого хлорита.

Процесс метасоматического преобразования липаритов при грейзенизации отражается балансом вещества (табл. 1), для расчета которого использованы химические анализы контрастных по составу пород — серицит-кварцевых, топаз-серицит-кварцевых, кварц-мусковит-топазовых, а также полевошпатсодержащих (адуляровых и адуляр-альбитовых) прожилков и метасоматитов, формирующихся во внешних частях зоны грейзенизации.

Как видно из табл. 1, образование мусковит-топазовых грейзенов происходит при значительном привносе глинозема и фтора и выносе других породообразующих окислов. При этом щелочи накапливаются в полевошпатсодержащих прожилках и метасоматитах, что соответствует выводам Г.В. Ициксон [4] о характере грейзенизации на Олонойском месторождении. Окислы железа и магния идут на образование хлорита во внешних частях метасоматической колонки, а окись кальция совместно с избытком фтора фиксируется в флюорите, количество которого, судя по минералогическим подсчетам, составляет около 1,5—2,0 % объема грейзенов.

Количественным спектральным анализом штучных проб керна (см. рис. 2) установлено, что породы из рассматриваемого интервала скважины по сравнению с измененными липаритами значительно обогащены рудными элементами (табл. 2). При этом олово, свинец и цинк концентрируются главным образом в кварц-серицитовых и полевошпатовых (адуляр-альбитовых) метасоматитах. Последние (проба 2574) обогащены главными рудными элементами за исключением молибдена, который концентрируется в кварц-серицитовых породах.

Аналогичные данные получены по другой, находящейся в проходке поисково-структурной скважине 2 (см. рис. 1). Как и скважина 2267, она проходится с горизонта + 40 м и расположена от нее в 200 м к северо-вос-

Баланс вещества при формировании грей

Оксиды	Липарит		Серицит-кварцевый метасоматит			Топаз-серицит-кварцевый метасоматит		
	% массы	Атомное количество	% массы	Атомное количество	Баланс, г/100 см ³ породы	% массы	Атомное количество	Баланс, г/100 см ³ породы
SiO ₂	72,65	193,70	77,35	216,30	+ 22,60	83,20	228,80	+ 35,10
TiO ₂	0,18	0,36	0,22	0,45	+ 0,09	0,08	0,16	-0,20
Al ₂ O ₃	12,26	38,52	14,25	47,20	+ 8,68	11,27	36,40	-2,12
Fe ₂ O ₃	2,29	4,58	1,03	2,18	-2,40	0,38	0,77	-3,81
FeO	2,31	5,13	0,71	1,67	-3,46	0,71	1,60	-3,53
MnO	0,15	0,34	0,01	0,02	-0,32	0,01	0,02	-0,32
MgO	0,22	0,86	0,00	0,00	-0,86	0,06	0,24	-0,62
CaO	0,57	1,61	0,33	0,97	-0,64	0,20	0,29	-1,32
Na ₂ O	2,84	14,67	0,08	0,42	-14,25	0,05	0,26	-14,41
K ₂ O	5,60	19,04	3,52	12,70	-6,34	1,21	4,21	-14,83
H ₂ O	0,0		0,0			0,00		
п.п.п.	0,55		2,04			1,55		
P ₂ O ₅	0,07	0,16	0,03	0,07	-0,09	0,03	0,07	-0,09
F	0,25	2,09	0,38	3,3	+ 1,21	2,25	19,5	+ 17,41
Сумма	99,77		99,94			101,0		
O=F ₂	0,11		0,15			0,94		
	99,66		99,79			100,06		
Плотность, г/см ³	2,64		2,73			2,70		

току, в контуре Юбилейного рудного тела. В интервале от -700 до -750 м этой скважиной также вскрыты топазовые грейзены, что дает основание предполагать распространение грейзенов под значительной частью рудного поля месторождения.

Существующие представления о генезисе Хинганского месторождения [1, 3, 5, 9] дополняют данные по термобарогеохимии его руд. Обобщение результатов исследований состава и температуры гомогенизации газожидких включений в минералах (кварц, флюорит, карбонат, касситерит) Хинганского месторождения, выполненных нами, а также Г.Г. Грушкиным [2], М.И. Лучицкой [6], Л.Н. Хетчиковым [10], показывают, что история его формирования связана со сложным постмагматическим процессом. В начальный этап его формирования происходило интенсивное преобразование большого объема пород в тектонически подготовленной зоне рудного поля под воздействием существенно газовых эманаций, обогащенных хлоридами, фторидами, углекислотой и другими компонентами. Развитие кварц-мусковит-топазовых метасоматитов с кардинальным перераспределением — выносом значительной части породообразующих компонентов в зонах брекчий — осуществлялось в условиях высоких температур на всем протяжении по восстанию рудоносной структуры. Температурную обстановку этого подрудного этапа метасоматического изменения пород характеризуют величины от 600 до 450 °С. Следующий этап формирования месторождения, с которым связано отложение оловянных руд из пневматолитово-гидротермальных растворов, протекал в условиях повторного перепада давления с вскипанием рудообразующих растворов при температурах 450—350 °С. Отложение сульфидов, поздних генераций касситерита, флюорита и карбонатов происходило из гидротермальных растворов при температурах от 350 до 200 °С. Формирование месторождения завершалось при циркуляции остывающих (от 200 до 100 °С) гидротермальных растворов, участвующих в преобразовании ранних наименее устойчивых парагенезисов.

Смена агрегатного состояния растворов и последовательное понижение температур в процессе формирования месторождения сопровождалось неоднократными перепадами давления в диапазоне от 1500 до 50 бар, изменением концентрации хлоридно-углекислотных растворов от 45—50 до 5—

зенов Хинганского месторождения

Кварц-мусковит-топазовый грейзен			Адуляровая порода (прожилок)			Адуляр-альбитовый метасоматит		
% массы	Атомное количество	Баланс, г/100 см ³ породы	% массы	Атомное количество	Баланс, г/100 см ³ породы	% массы	Атомное количество	Баланс, г/100 см ³ породы
46,94	149,6	-44,10	60,15	169,90	-23,80	66,50	174,40	-19,30
0,14	0,32	-0,04	0,11	0,21	-0,15	0,14	0,27	-0,09
40,36	151,60	+113,08	18,37	58,70	+20,18	17,23	53,22	+14,70
0,33	0,76	-3,82	2,37	4,83	+0,25	1,08	2,12	-2,46
0,53	1,39	-3,74	0,53	1,21	-3,92	1,78	3,90	-1,23
0,007	0,02	-0,32	0,04	0,08	-0,26	0,02	0,04	+0,06
0,08	0,30	-0,56	0,20	0,77	-0,09	0,00	0,0	-0,86
0,16	0,52	-1,09	1,01	2,94	+1,33	0,33	0,92	-0,69
0,26	1,62	-13,05	0,48	2,51	-12,18	7,25	36,80	+22,13
2,82	11,54	-7,50	11,24	39,10	+20,06	4,88	16,30	-2,74
0,00			0,43			0,00		
2,70			4,56			0,37		
0,04	0,1	-0,06	0,04	0,09	-0,07	0,04	0,09	-0,07
9,00	90,5	+88,41	0,10	0,82	-1,27	0,28	2,3	+0,21
103,36			90,63			99,89		
3,78			0,04			0,11		
99,59			99,59			99,78		
3,08			2,58			2,60		

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитик Л.А. Авдеевнина. "+" — привнос, "-" — вынос

10 % массы (в пересчете на хлорид натрия) и их кислотно-щелочных характеристик. Кислые и слабокислые растворы раннего этапа сменялись близнейтральными на этапе отложения оловянных руд, а затем слабощелочным и щелочными на заключительных этапах формирования месторождения.

Термобарогеохимическая вертикальная зональность месторождения проявляется в следующих направленных изменениях физико-химических параметров растворов. На вертикальном интервале свыше 1300 м (максимальная глубина вскрытия месторождения) по восстанию рудоносной структуры температура гидротермально-пневматолитовых растворов, участвующих в образовании предрудных метасоматитов, направленно понижалась с 550—600 °С до 400—450 °С. Изменение температуры растворов сопровождалось понижением их концентрации с 50 до 30 % массы (в пересчете на хлорид натрия). Для рудного этапа понижение температуры на вертикальном интервале около 500 м составляет примерно 75 °С (с 430—450 до 350—380 °С). Надежных данных об изменении концентрации и агрегатного состояния растворов с глубиной не получено, так как рудоотложение совершалось в условиях крайне нестабильной барической обстановки. Многократные перепады давления оказывали значительное влияние на изменение указанных выше параметров рудообразующих растворов.

Как показано в [2], именно нарушения равновесия (флуктуации), связанные прежде всего с перепадами давления, приводят в вскипанию растворов, которое сопровождается "стремительным" отложением жильных и рудных минералов на всем изученном вертикальном интервале месторождения.

Таким образом, на Хинганском месторождении, как и на большинстве других месторождений Хингано-Олонойского рудного района, присутствуют кварц-мусковит-топазовые грейзены. Однако здесь они получают развитие на значительной глубине (около 1300 м от современной поверхности) и повсеместно обогащены (до 0,01 % массы) оловом и другими металлами.

Содержание рудных элементов в измененных липаритах по скв. 2267 в интервале 720—753 м, г/т

Номер пробы	В	Cu	Pb	Zn	Sn	Ag	Mo	Ni	Co	Cr	V
2555	61	40	457	242	100	> 5	1,6	15	3	—	16
2556	28	18	9	439	100	0,11	1,3	8	—	—	10
2557	28	18	10	100	22	1,2	—	—	—	—	14
2559	25	19	17	74	11	0,4	1,1	10	—	—	8
2563	—	18	36	262	25	0,65	—	—	—	—	7
2563-а	14	50	219	216	40	3,1	34,3	16	4	—	14
2564	81	30	26	76	30	0,22	<1,0	12	—	—	9
2565	72	30	17	58	39	0,18	<1,0	12	3	—	9
2566	33	25	17	139	41	0,98	1,6	15	3	<8	14
2565	31	65	67	71	62	2,1	2,1	22	8	27	44
2568	89	70	269	308	100	5	100	14	4	16	41
2569	19	30	33	171	>100	0,49	3,4	18	6	25	41
2570	55	17	26	214	100	0,3	2,3	12	2	13	24
2571	36	15	42	58	40	5	>100	9	—	—	11
2572	61	20	22	175	56	0,23	22,0	17	7	25	44
2573	27	25	24	231	100	0,31	2,8	8	3	13	24
2574	<10	241	>1000	500	>100	5	—	9	—	<8	21
XX-4	—	11	24	120	4	0,16	3	4	—	—	6

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН количественным спектральным методом, аналитики Азарова Л.И., Сеченская В.И. Прочерк — "не обнаружено". XX-4 — липарит неизменный.

По времени формирования грейзены предшествовали оловянному оруденению. На это указывают молибденит-кварцевые прожилки, секущие как грейзены, так и сопровождающие их кварц-серицитовые и полевошпатовые метасоматиты. В пределах же оловорудных тел они сами рассечены касситерит-кварцевыми прожилками или находятся в брекчии, сцементированной касситерит-кварцевой рудой.

Глубинное расположение грейзенов, на наш взгляд, объясняет существующую на Хинганском месторождении вертикальную зональность метасоматитов. Именно здесь под воздействием богатых фтором гидротермально-пневматолитовых растворов формируется зона кислотного выщелачивания с выносом значительной части породообразующих окислов. Отлагаясь по восстановлению по мере снижения кислотности растворов и температуры в локальной трубообразной структуре, эти окислы в свою очередь формировали тела кварц-адуляровых, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Оловорудные формации юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 6. — С. 75—85.
2. Грушкин Г.Г., Хельвас И.Г. Физико-химические условия образования месторождения Хинган // Зап. ВМО. — 1974. — Вып. 2. — С. 219—240.
3. Грушкин Г.Г., Хельвас И.Г., Никулин Н.Н. Изменения вмещающих пород оловорудного месторождения Хинган // Там же. — 1986. — Вып. 4. — С. 438—448.
4. Ицксон Г.В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения. — М.: Госгеолтехиздат, 1956.
5. Ицксон Г.В., Рундквист Д.В., Павлова И.Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. — Л., 1959. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия; Т. 27).
6. Луцицкая М.И. Физико-химические условия формирования касситерит-кварц-флюоритовой минеральной ассоциации (на примере Хинганского месторождения): Автореф. канд. дис. — М., 1988.
7. Сняжков Е.Я. Зоны брекчий Хинганского оловорудного месторождения и некоторые вопросы их генезиса // Геология и геофизика. — 1975. — № 6. — С. 95—101.
8. Сняжков Е.Я. Оловоносность Хингано-Олонойского района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988. — С. 34—56.

9. Федчин Ф.Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. — М.: Наука, — 1964.
10. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Раткин В.В. и др. Флюидный режим формирования Хинганского оловорудного месторождения (по данным изучения включений в минералах) // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 5. — С. 75—85.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
28 февраля 1994 г.

P.G. Korostelev, S.B. Demashov, A.M. Kokorin, D.K. Kokorina, and Ye.Ya. Sinyakov
TOPAZ GREYSENS OF THE KHINGAN DEPOSIT

Studies of deep-seated (more than 1000 m from the surface), beds of the Khingan deposit, classified to cassiterite-sulfide formation, have shown that the composition of ore, along with metasomatic alteration and thermobarogeochemical conditions of ore origin change with depth. Sericite-chlorite-quartz altered rocks, predominant at the upper levels, grade into sericite-quartz and then quartz-muscovite-topaz. Sulfides (galena, sphalerite, chalcopyrite, and arsenopyrite) decrease in tin-bearing units down dip breccia zones and molybdenite appears.

At the initial stage, the origin of the deposit (metasomatic alteration) was affected by substantially gaseous emanations (highly acidic and of high concentration — 45—50 % mass recalculated as sodium chloride) at 600 to 450 °C. Sunsequent deposition of tin ore, sulfide minerals, and later quartz and carbonates occurred under the conditions of temperature decrease from 450 to 100 °C and solution concentration up to 5—10 % of mass within the pressure range of 1500 to 50 bar. Zoning is shown as an increase of the temperature (15—20 °C) and solution concentration (5—7 % of mass) per 100 m with the depth. Repeated sharp pressure changes during the formation of the deposit affected greatly the solutions aggregate state and their acidic-alkalic conditions.

According to mineralogy and the conditions of origin of ore, the Khingan deposit is classified as a deposit of a cassiterite-quartz formation.

УДК 549.222:546.181.1:552.11

С.С. Зимин, А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский,
А.Н. Соляник, В.О. Худоложкин

О РОЛИ ФОСФОРА В МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВАХ И ПРИРОДЕ АПАТИТОНОСНЫХ БАЗИТОВ

Рассматриваются особенности состава и происхождения апатитоносных базитов (толеитовых и известково-щелочных), образующих гигантский Транссибирский пояс протерозойско-раннепалеозойского возраста. Показано, что при кристаллизации их, по мере увеличения в расплавах фосфорного ангидрида, источником которого предполагаются фосфиды верхней мантии, имели место не только процессы ликвации, но и обеднение клинопироксенов волластонитовым компонентом вплоть до образования гиперстена и пород типа вебстеритов, габбро-норитов с апатитом, а также комплексных апатитовых руд.

Известно, что соединения фосфора, особенно P_2O_5 , вызывают ликвацию магматических расплавов [19—21, 32], понижают температуру кристаллизации и смещают эвтектику в сторону более основного компонента [19—21]. Помимо этого, влияние фосфорного ангидрида сказывается и на изменении состава и минеральных видов силикатов и алюмосиликатов апатитоносных базитов щелочно-земельного и известково-щелочного рядов, сведения о чем приводятся ниже.

Исследователями Сибири [1—3, 9, 11, 12, 15, 18, 22, 27, 33] и Дальнего Востока [8, 13, 14, 23, 24, 31] к настоящему времени выявлено и детально изучено большое количество массивов апатитоносных пород различной формационной принадлежности. Одни из них (Ессей, Ыраас и др.), развитые в основном на Сибирской платформе [2, 6, 10], относятся к формации щелочно-ультрасосновных образований, а другие входят в многочисленную группу интрузивов, состав которых варьирует от толеитовых до известково-щелочных пород, и образуют две формации: габбро-монцодиоритовую [11] и габбро-сиенитовую [8]. Апатитоносные массивы их образуют гигантский

Содержания СаО и Р₂О₅, а также градиент изменения волластонитового компонента (в пироксене) в массивах различных базитов

Массив	Компонент			
	СаО	Р ₂ О ₅ ср	Р ₂ О ₅ макс	$\frac{W_0}{A_n}$
Лантарский	10,2	0,09	—	0,075
Лучанский-1	10,3	0,07	—	0,05
Мамонтовский	9,8	0,25	—	—
Чайский	8,9	0,20	—	0,062
Талханский	9,5	—	—	—
Лучанский-2	11,1	1,6	4,0	0,15
Геранские тела	8,32	1,55	6,2*	0,203
Осередок	13,2	1,6	3,8*	0,106
Кизирский	11,6	0,25	5,7*	0,133
Ошурковский	9,88	3,69	—	—
Телегинский	11,4	2,5	—	—
Кохтагский	12,8	0,75	—	—

Примечание. * — количество апатита, объемные %; содержания СаО и Р₂О₅ в мас. %.

Транссибирский пояс, протягивающийся с востока на запад через хребты Джугджур и Становой в Прибайкалье и далее к хребтам Восточный Саян и Кузнецкий Алатау. Возраст пояса на востоке позднепротерозойский [24, 31]. Апатитоносные базиты здесь залегают в кристаллических сланцах раннего и позднего архея [8, 14], а также в разломах краевых зон геранских анортозитов [31]. В западной части возраст апатитоносных массивов моложе — раннепалеозойский [1, 22]. Массивы здесь располагаются как в геосинклинальных прогибах, так и в выступах протерозойского фундамента, на который были наложены подвижные структуры [18, 22]. Таким образом, возникновение Транссибирского пояса апатитоносных базитов связано с позднепротерозойской — раннепалеозойской активизацией докембрийских структур, которая ранее началась на востоке Азиатского континента. Породам его свойственны многие черты металлогении (apatит, ильменит, магнетит), весьма характерные для щелочно-ультраосновных комплексов активизированных щитов и платформ [2, 6, 10]. Расплавы их, судя по времени формирования геологических структур, генерировались на более глубоких уровнях верхней мантии, чем магмы изверженных пород предшествовавших им геосинклинально-складчатых областей. На это указывают и данные М.И. Грудинина о значительной восстановленности газов в плагиоклазах ($K_p = 0,75$) из пород Витимконского апатитоносного массива по сравнению с газами из гипербазитов ($K_p = 0,37$) в Прибайкалье [17].

Весьма специфичен и состав массивов апатитоносных базитов. Из таблицы видно, что в большинстве своем они относятся к образованиям, несколько более богатым СаО, чем, например, породы анортозитовых и никеленосных интрузивов, что связано с широким участием в их составе пироксенитов, а также габброидов, обогащенных до 70 % моноклинным пироксеном [11, 26, 27].

Другой важной особенностью рассматриваемых массивов является присутствие в них широкого спектра пород и контрастное сложение [11, 26, 27], при котором рядом могут находиться пластовые тела как меланократовые, так и лейкократовые. Ультраосновные разности представлены чаще пироксенитами с оливином и плагиоклазом, но нередки и мономинеральные пироксениты. К ним и приурочены более богатые пластовые руды из апатита, ильменита и титаномагнетита. Базиты варьируют по составу от меланократовых оливиновых или существенно клинопироксеновых габбро до габбро-норитов, габбро-анортозитов и анортозитов. Гамма этих пород составляет слоистые, нередко конфокальные массивы [11], в которых более лейкок-

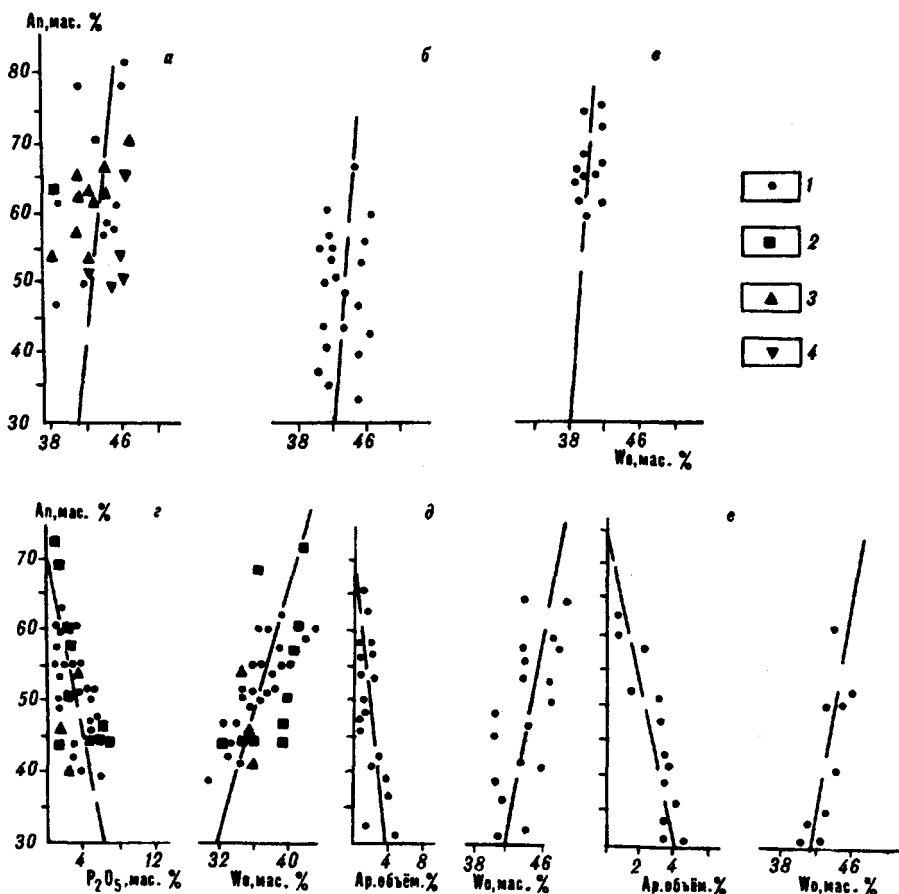


Рис. 1. Диаграммы корреляции состава сосуществующих плагиоклаза и клинопироксена по An и Wo в массивах неапатитоносных (а — в) и апатитоносных (г — е) базитов с указанием содержания P_2O_5 или апатита в изученных породах.

а — лантарские анортозиты; б, в — никеленосные породы Лучанского-1 (на Становике) (б) и Чайского (Прибайкалье) (в) интрузивов; г — тела краевых зон геранских анортозитов; д, е — Лучанский-2 (на Становике) (д) и Кизирский (Восточный Саян) (е) массивы. 1 — габбро-нориты, 2 — пироксениты, 3 — анортозиты, 4 — основные пегматиты.

ратовые разности могут находиться как в верхней, так и в нижней частях послыйного разреза интрузива. Это же можно сказать и о распределении по разрезу меланократовых и лейкократовых пород: слои мощностью от сантиметров до многих десятков и первых сотен метров чередуются по всему разрезу и границы между ними как постепенные, так и резкие. Апатит, ильменит и титаномагнетит, как правило, приурочены к меланократовым пачкам и горизонтам базитов. Эти минералы образуют, большей частью, вкрапленные позднемагматические руды, реже богатые апатитом типа нельсонитов.

Особенности состава и строения апатитоносных массивов, отмеченные выше, имеют яркие черты, свидетельствующие о ликвационных процессах [21, 29, 32]. Имея это в виду, рассмотрим ниже данные о составе парагенезисов минералов и некоторые аспекты роли фосфора в магматических расплавах, которые ранее исследователями не отмечались.

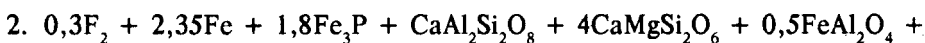
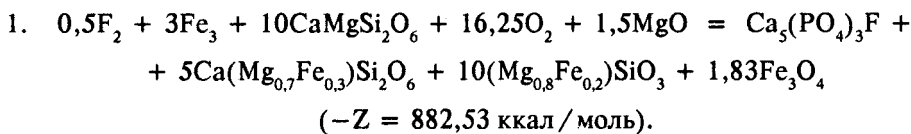
На рис. 1 (а — в) приведены тренды изменения содержаний An в плагиоклазе и Wo в сосуществующем с ним клинопироксене при кристаллизации пород, не содержащих апатита (лантарские анортозиты, Лучанский-1 [35] и Чайский [17] тела никеленосных базитов). Показаны также (рис. 1, г—е) аналогичные тренды для апатитоносных массивов (интрузивы краевых зон геранских анортозитов, Лучанский-2, залегающий рядом с Лучанским-1, в верховье р. Брянта, Кизирский в Восточном Саяне).

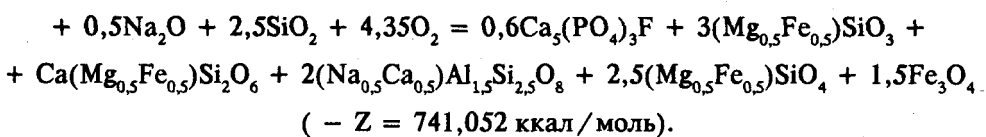
Приведены тренды сопряженного с ними изменения в породе количества P_2O_5 или апатита.

Из диаграмм видно, что тренды апатитоносных базитов, по сравнению с неапатитоносными, являются более пологими и характеризуются большими изменениями W_o в клинопироксене, что было установлено ранее [14], но в другой форме и без объяснения причины данной особенности. Это следует и из таблицы, в которой для тех и других приведен градиент изменения волластонитового компонента на единицу Ap в плагиоклазе и соответствующие этому количества P_2O_5 или апатита в породах.

Из таблицы и рис. 1 видно, что при кристаллизации апатитоносных образований имеет место более быстрое (в 2—4 раза) уменьшение количества W_o в клинопироксенах по сравнению с неапатитоносными и следует оно параллельно возрастанию в породах содержания P_2O_5 или апатита. Такое поведение трендов свидетельствует о том, что по мере кристаллизации базитов фосфор связывал в расплавах все больше CaO на образование апатита, и на клинопироксены этого компонента оставалось меньше. Подобное поведение фосфора было бы необъяснимо, если бы он поступал в систему в виде апатита. Однако эти соотношения возможны при поступлении фосфора в расплав в форме, например, фосфидов железа или титана [4, 30]. Здесь мы подходим к вопросу об источнике фосфора в апатитоносных базитах, являющихся производными верхней мантии [7, 9]. Не исключено, что для связанных с ними апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд исходными фосфорсодержащими соединениями могли быть фосфиды железа и титана, как уже отмечалось нами ранее [7].

Известно, что ассоциация перечисленных выше минералов в апатитоносных базитах возникает после кристаллизации оливина, плагиоклаза и клинопироксена [13, 14, 23, 27] и придает породам и рудам цементную структуру. Остальные минералы типа роговой обманки и биотита кристаллизуются позже. В связи с этим возникает вопрос: почему клинопироксен, кристаллизуясь раньше апатита, оказывается заметно обедненным $CaSiO_3$ по сравнению с моноклинным пироксеном неапатитоносных базитов. Ответ на него, скорее всего, состоит в следующем. Известно, что мерой химического сродства [16] катионов к кислороду в минералах является абсолютная величина свободной энергии [16, 21]. При температуре, например, 1300 К она значительно больше [36] в структуре апатита ($-1255,6$ ккал/моль), чем в структурах клинопироксена ($-564,1$) и анорита ($-714,7$ ккал/моль). Из этого следует, что анион фосфора, будучи еще в расплаве, более прочно удерживает при себе кальций, чем кремнекислотный анион, в результате чего на клинопироксен и плагиоклаз приходится меньше названного компонента, несмотря на то, что они кристаллизуются раньше апатита. Высказанное предположение согласуется с теорией строения жидкостей, согласно которой в расплавах содержатся различные по величине группы частиц (рои или сиботаксисы), в которых сохраняется порядок, близкий к имеющемуся в твердом теле [5, 34]; и чем больше в расплаве будет фосфора, тем меньше CaO придется на долю силикатов и алюмосиликатов. Высокая агрессивность фосфорного ангидрида по отношению к кальцийсодержащим силикатам и алюмосиликатам может привести к разложению, например, части клинопироксена и основного плагиоклаза с образованием при этом гиперстена и андезина и соответствующих им пород. Ниже показано, что реакции образования последних в окислительной обстановке при участии фосфоридов железа термодинамически возможны при 1300 К.





Приведенные выше данные позволяют в значительной мере по-новому оценить роль фосфора в магматических расплавах. Они показывают, что если фосфор поступает в расплав за счет плавления не апатитов, а фосфидов, то он более активно взаимодействует с исходными для расплава силикатами и алюмосиликатами путем организации сиботаксисов с кальцием на стадии кристаллизации расплавленного вещества, независимо от того, было ли оно перегрето перед этим. В случае же плавления апатита такое поведение фосфора можно ожидать только после сильного перегрева расплавов с последующим формированием в них новых сиботаксисов фосфора с кальцием в стадии охлаждения, но подобные условия в массовом масштабе при становлении интрузивов маловероятны.

Следует отметить, что в частично закристаллизованном интрузиве сиботаксисы фосфора с кальцием под влиянием сжатия могут быть выжаты в верхние горизонты и закристаллизованы, например, среди мономинеральных пироксенитов с высоким содержанием Wo в клинопироксене, которое не свойственно позднемагматическим вкрапленным рудам апатита, но может встречаться и действительно наблюдается в эпигенетических рудах, что нужно иметь в виду при изучении апатитоносных массивов. Указанием на эпигенетический характер руд в таких случаях будет служить также отсутствие в них гиперстена.

На фосфидную природу комплексных апатитовых руд, помимо устойчивого парагенезиса из трех минералов, указывает и положительная корреляция фосфора с железом и титаном в апатитоносных базитах, которая нами отмечалась ранее [7] и отражена на рис. 2 для пород Лучанского-2 (а), Сехтагского (б) Станового хребта и Волковского (в) на Урале интрузивов, а также для вулканогенных комплексов Сибирской платформы (г, д) и Сихотэ-Алиня (е).

По существу диаграмм можно отметить следующее. Строгой корреляции титана и фосфора для интрузивов не наблюдается. Выделяются линейные поля точек составов, которые очень редко выходят за контур, ограниченный линиями фосфидов. Причины рассеяния их разные. Одна из них состоит в том, что исходными для образования апатита, магнетита и ильменита являются, видимо, смеси самородных железа и титана с большим количеством фосфидов металлов, на что указывает концентрация точек состава именно внутри контура, ограниченного линиями, соответствующими этим соединениям. К другим причинам относятся дифференциальные движения компонентов расплава, которые неизбежны при становлении интрузивов, а также явления ликвации и ошибки аналитических определений в общем невысоких содержаниях фосфора и титана в породах. Эти причины, в конечном счете, искажают соотношения между элементами, характерными для соединений типа фосфидов титана и железа, которые могли быть исходными для образования комплексных руд апатита.

Из экспериментов Р. Фишера по ликвации базитового расплава с фосфором [32] известно, что в верхнем слое затвердевшего расплава содержание общего железа составило 9,9 % (в расчете на магнетит — 13,8 %), а P_2O_5 — 4,8 %. В нижнем же слое общего железа оказалось 20,2 % (в расчете на магнетит — 28,2 %), а P_2O_5 — 9,9 %. В исходной шихте было магнетита и гематита 25 %, а P_2O_5 — 10,5 %. По слоям наметилась тенденция к положительной корреляции железа и фосфора: чем больше одного, тем больше другого компонента. Из этих данных видно, что положительная корреляция между титаном, фосфором и железом может определяться не только исходными соединениями, но и явлениями ликвации, на что ранее в литературе не обращалось внимания.

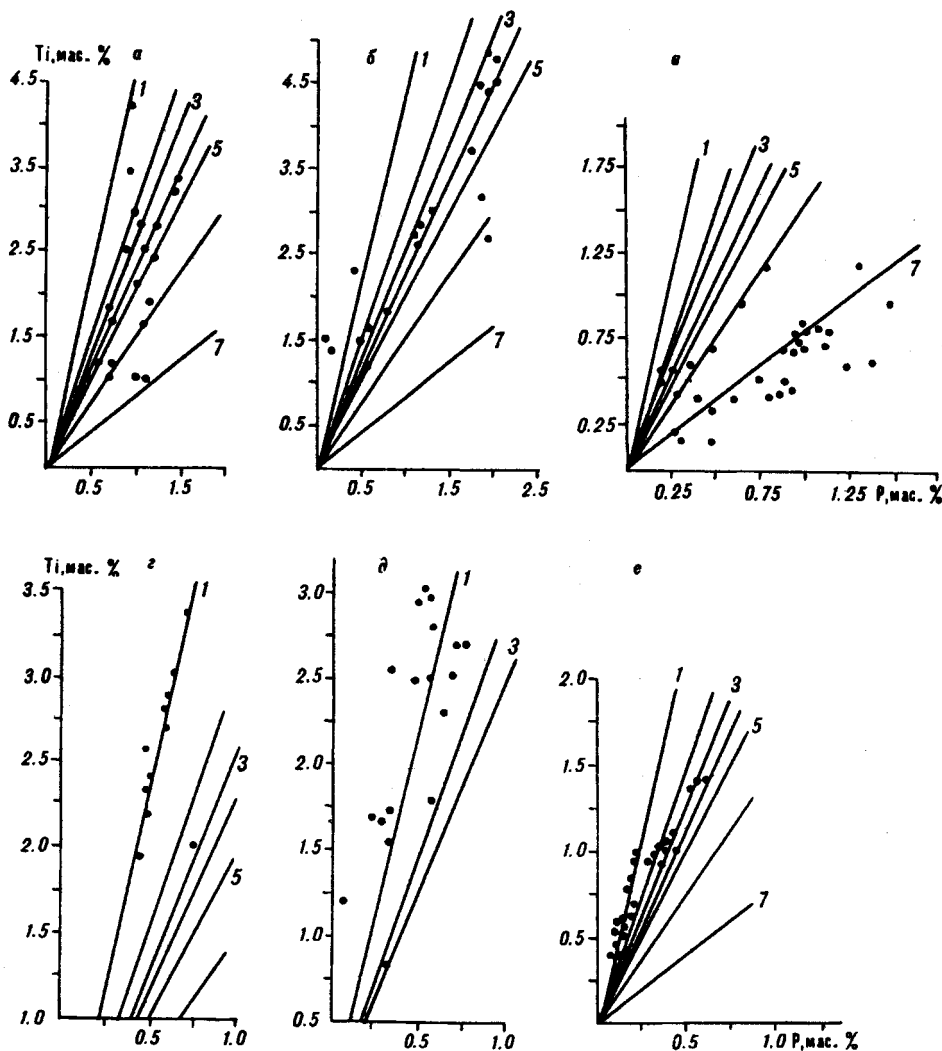


Рис. 2. Диаграммы корреляции Ti-P в апатитонесных базальтах (а — в) и в вулканических комплексах (з—е).

Интрузивы: а — Лучанский-2; б — Сехтагский (хр. Джупджур); в — Волковский (Урал); з, д — вулканы котоготской (з) и дельганской (д) свит (Т₁) Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы; е — эффузивы кизинской серии (Р₈-N) Сихотэ-Алиня. Радиальные линии — линии стехиометрического состава фосфидов: 1 — Ti₃P; 2 — Ti₂P; 3 — Ti₅P₃; 4 — Ti₃P₂; 5 — Ti₄P₃; 6 — TiP; 7 — TiP₂.

Несмотря на отмеченные выше искажающие факторы, намечается возможность ориентировочно определить вероятный состав исходного фосфида по максимальной концентрации точек состава вдоль той или иной линии этих соединений. Так, для массива Лучанский-2 ими могли послужить Ti₃P₂ или Ti₄P₃, поскольку их линии пересекают поле точек почти по его оси. Для Сехтагского интрузива возможен исходный фосфид типа Ti₃P₂, хотя данных для этого недостаточно. В случае Волковского массива на Урале исходным мог оказаться TiP₂.

Более четко вероятный состав исходных фосфидов вырисовывается для вулканогенных комплексов, поскольку расплавы их быстро “замерзают”. В результате в них не успевают существенно проявиться явления ликвации и лучше сохраняются первичные соотношения между компонентами, свойственные фосфидам верхней мантии, которые в ней можно предполагать. Это хорошо видно на рис. 2, а для котоготской свиты нижнего триаса (трахибазальты, пикриты, базальты, трахиандезитобазальты) Маймеча-Котуйской

провинции [2, 6, 10], точки состава Ti—P которой налагаются на линию Ti₃P. Близкая картина, хотя и менее четкая, намечается для следующей за ней по возрасту дельканской свиты нижнего триаса (трахибазальты, пикриты, щелочно-ультраосновные эффузивы, в том числе меланефелиниты, трахиты) (см. рис. 2, б). Некоторый разброс точек в данном случае указывает, видимо, на то, что ликвация расплавов здесь проявилась более сильно благодаря их высокой щелочности, которая, как известно [32], способствует проявлению этого процесса. Аналогичный источник фосфора, судя по расположению точек Ti—P на диаграмме (см. рис. 2, в), намечается и для пород [28] кизинской серии палеогена — неогена Сихотэ-Алиня (базальты, андезиты, дациты).

Таким образом, присутствие P₂O₅ в магматических расплавах обуславливает не только ликвацию и снижение температуры их кристаллизации, но и влияет на состав силикатных и алюмосиликатных минералов апатитоносных базитов. Чем больше фосфора в расплаве, тем более кислыми кристаллизуются плагиоклазы, а моноклинные пироксены — бедными Wo.

Влияние P₂O₅, наряду с SiO₂, сказывается и на появлении в апатитоносных массивах гиперстенсодержащих пород типа вебстеритов, габбро-норитов с оливином или без этого минерала. В связи со сказанным намечается также вывод о том, что эпигенетические руды апатита должны отличаться и отличаются от сингенетических высоким содержанием Wo в клинопироксене.

Источником апатита (в части фосфора), магнетита, ильменита в базитах и их рудах являются, по-видимому, смеси самородных металлов (Ti, Fe) и их фосфидов, присутствие которых можно предполагать по концентрации точек состава на диаграмме Ti—P в пределах поля существования этих соединений или же на их трендах. На это указывает также связь рассмотренных пород с разломами, проникающими в более глубинные уровни верхней мантии по сравнению с дислокациями литосферы, которым обязано появление в земной коре магматических комплексов геосинклиналей, заложенных на коре океанического типа. Иными словами, формации апатитоносных базитов связаны с режимом магматизма, переходным от геосинклинального к платформенному. Для последнего, как известно, характерны не только апатиты и алмазы, но и высокое содержание восстановленных газов (углеводороды) в щелочных породах [25].

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты юго-западного Забайкалья. — Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1972.
2. Богадица В.П., Брагина В.И., Герт А.А. и др. Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка. — Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1983.
3. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1966.
4. Вол А.Е., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. Т. III. — М.: Наука, 1976.
5. Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. II. — М.: Металлургия, 1966.
6. Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации // Петрология и генетические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — М.: Наука, 1965. — С. 80—94.
7. Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Соляник А.Н. Фосфидная модель формирования апатитоносных магматических комплексов и апатитовых руд // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 267, № 5. — С. 1192—1195.
8. Карсаков Л.П., Ленников А.М., Натарева З.С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива // Там же. — 1977. — Т. 232, № 2. — С. 436—440.
9. Козарко А.Н. Проблема генезиса апаитовых магм. — М.: Наука, 1977.
10. Кравченко С.М., Богдасаров Ю.А. Геохимия, минералогия и генезис апатитоносных базитов. — М.: Наука, 1987.

11. *Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А.* Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. — С. 5—95.
12. *Кузнецов А.Н.* Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (юго-западное Забайкалье). — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
13. *Ленников А.М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. — М.: Наука, 1968.
14. *Ленников А.М.* Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. — М.: Наука, 1979.
15. *Леснов Ф.П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972.
16. *Летников Ф.А.* Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. — М.: Недра, 1965.
17. *Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М.* Флюидный режим формирования мантийных пород. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
18. *Лисицын В.И., Пятюк О.И., Александровский Ю.С.* Дифференцированные габброиды восточной части Хамсаринской зоны (северо-восточная Тува) // Базит-ультрабазитовые комплексы Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. — С. 96—117.
19. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979.
20. *Маракушев А.А., Безман Н.И., Бокиа С.С., Чесноков В.И.* К проблеме генезиса мономинеральных магм // Очерки физико-химической петрологии. — М.: Наука, 1978. — С. 82—92.
21. *Маракушев А.А., Иванов И.А., Римкевич В.С.* Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. МГУ. Геология. — 1979. — № 1. — С. 3—22.
22. *Минин Л.Д.* Дифференцированные габброидные интрузии южной части Центрально-Мартагинской зоны // Магматические формации Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. — С. 89—109.
23. *Октябрьский Р.А., Зимин С.С., Гайденко С.В.* Апатитоносные пироксенит-габбро-норитовые интрузивы Центрального Становика // Минеральные фации кристаллических пород / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 3—24.
24. *Октябрьский Р.А., Зимин С.С., Соляник А.Н., Гайденко С.В., Оскарев В.В.* Апатитоносные базитовые интрузивы Центрального Становика и Южного Джугджур // Фосфаты Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 32—43.
25. *Петерсилье И.А.* О происхождении углеводородных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива // Геохимия. — 1962. — № 1. — С. 15—29.
26. *Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. и др.* Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов юго-западного Забайкалья // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. — С. 3—24.
27. *Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М. и др.* Дифференцированные габбровые интрузивы каледонид Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
28. *Прусевич А.А.* Базальтоиды в опорном разрезе кизинской серии южнее поселка Нельма (Сихотэ-Алинь) // Базитовые комплексы Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. — С. 113—126.
29. *Римкевич В.С.* Роль ликвации в образовании ритмичной магматической полосчатости // Геология, магматизм и оруденение Приамурья / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1985. — С. 51—60.
30. *Самсонов Г.В., Веницкий И.М.* Тугоплавкие соединения. — М.: Металлургия, 1976.
31. *Соляник А.Н.* Апатитоносные габбро-сиенитовые интрузивы и генезис апатит-ильменит-титаномagnetитовых рудопроявлений хребта Джугджур // Геология рудн. месторождений. — 1982. — Т. 24. — С. 8—17.
32. *Фишер Р.* Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрологии и рудообразования. — М.: Изд-во иностранной литературы, 1954. — С. 411—459.
33. *Шабалин Л.И.* Дифференцированный габброидный массив Хаактыг-Ой (Восточный Саян) // Магматические формации Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. — С. 80—89.
34. *Шелудяков Л.И.* Состав, структура и вязкость гомогенных силикатных и алюмосиликатных расплавов. — Алма-Ата: Наука, 1980.
35. *Щека С.А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунитотроктолитовых интрузий Станового хребта. — М.: Наука, 1969.
36. *Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and higher temperatures // Geol. Surv. Bull. — 1978. — N 1452.

ABOUT PHOSPHOROUS ROLE IN MAGMATIC MELTS
AND THE NATURE OF APATITE-BEARING BASITES

Composition peculiarities and origin of the apatite-bearing basites (tholeiitic and calc-alkali), forming giant Proterozoic — Earlier Paleozoic Transsiberian belt, are regarded in this paper. Also performed, that accordingly with melts crystallization there were an increasing of phosphorous anhydride quantity and liquid immiscibility. Simultaneously, had occurred the decreasing of wolastonite component in clinopyroxene up to hypersthene crystallization and forming of websterites, gabbro-norites enriched by apatite and composite apatite ores.

УДК 551.243

А.О. Морин

ВОЗРАСТ, КИНЕМАТИКА
И АМПЛИТУДА ПРИБРЕЖНОГО РАЗЛОМА
(Западное Приохотье)

Исследовался Прибрежный разлом, протягивающийся в северо-восточном направлении и разделяющий архейские образования зоны Становика—Джугджур и юрско-меловой Удской вулканогенный пояс. Разлом, в современном состоянии левый сдвиговзброс, маркируется зоной смятия, рассланцевания, катаклаза, милонитизации и метасоматической переработки пород; к нему приурочен ряд интрузивных тел мезозойского возраста и линейных геофизических аномалий. В зоне разлома выделены различные типы вторичных структур, проявленных в породах разного возраста и генезиса и сохраняющих близкую ориентировку на всем простирании разлома: приразломные складки, системы кулисных сколов, пояса трещиноватости, штрихи скольжения, гидротермальные жилы и дайки. Их интерпретация в сопоставлении с геологическими данными позволила выделить следующие постпалеозойские смещения по Прибрежному разлому: а — взбросовое (неоком, амплитуда около 2000 м), сопряженное с формированием региональной системы складок северо-восточного простирания; б — правое сбрососдвиговое (сеноман-турон, амплитуда не превышает первых сотен метров), сопровождавшееся внедрением даек и гидротермальных жил; в — левосдвиговое, на начальной стадии сдвиговзбросовое (конец позднего мела, амплитуда 1000—1200 м).

Главный разлом Западного Приохотья, разделяющий архейские образования зоны Становика—Джугджур и юрско-меловой* Удской вулканогенный пояс, частично залегающий на палеозойском складчатом фундаменте, впервые выделил под названием "Прибрежный" Л.И. Красный, рассматривая его как краевой раскол по восточной окраине Алданского щита [7, 8]. Позднее он выделялся в системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса М.С. Нагибиной [13] как Северо-Удский, а фрагменты его как Мурино-Онконский (Гончаров, 1978 г.), Нижне-Удыхинский (Сигов, 1981 г.), Джугджурский (Чернявский, 1965 г.), Восточно-Прибрежный (Змиевский, 1989 г.) и система разломов хр. Прибрежный (Гольденберг, 1971 г.). Протягивается Прибрежный разлом (рис. 1) в виде цепи частных разрывов выдержанного северо-восточного простирания от низовьев р. Удыхын к устью р. Лантарь и далее до пос. Аян на расстоянии около 500 км, трасируется линейными понижениями в рельефе и выделяется на космогеологических картах почти на всем своем протяжении как единый линейament [6]. Севернее р. Мутэ от него ответвляется Восточно-Джугджурский (по Ю.П. Змиевскому, 1989 г. — Прибрежный) разлом, отделяющий докембрийский фундамент от палеозойских образований Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба [2], иногда объединяемый с Прибрежным в единый

*Подробные сведения о геологии района можно найти в работах [3, 7, 8, 10, 11, 13, 14].

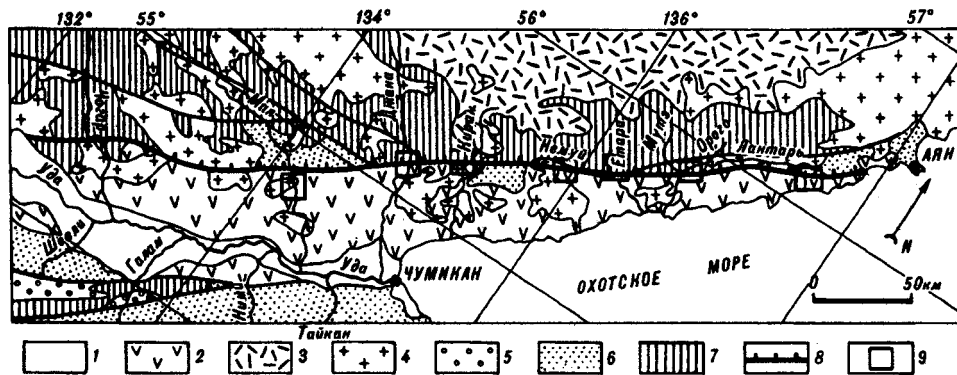


Рис. 1. Схема расположения Прибрежного разлома.

1 — кайнозойские отложения долины р. Уда; 2 — юрско-меловые образования Удского вулканогенного пояса; 3 — Преддзуджурский вулканогенный прогиб; 4 — мезозойские гранитоиды; 5 — наложенные раннемезозойские впадины; 6 — палеозойские образования; 7 — докембрийский фундамент; 8 — главные разломы (Прибрежный разлом с указанием направления падения); 9 — участки структурных исследований.

разлом [3] и известный в ряде публикаций как Джугджурский [2]. В бассейне р. Джана к Прибрежному разлому примыкает серия субширотных разрывов Южно-Якутской (Южно-Алданской, Становой) системы [18], разделяющих блоки ниже- и верхнеархейских пород.

К Прибрежному разлому приурочены ряд интрузивных тел мелового возраста, линейные магнитные аномалии и гравитационная ступень с опущенным юго-восточным крылом. Практически все исследователи описывают присутствие вдоль сместителя зоны смятия, катаклаза, милонитизации, рассланцевания или брекчирования шириной от 100 до 1000 м и более. Данные об ориентировке сместителя приводят Ф.С. Фролов (Аз. пд. 310—340, уг. пд. 55—70), В.Н. Гончаров (СЗ падение, уг. 80) и Ю.П. Змиевский (СЗ падение с углом 40—80). Сведения о смещениях по разлому, даже принимая во внимание соотношение их с различными участками, более разноречивы. Так, В.И. Чернявский (1977 г., бассейны рек Немуй, Мутэ), В.Н. Гончаров (1978 г., бассейн р. Джана) и В.Ф. Зубков (1959 г., верховья р. Киран) вслед за Л.И. Красным [8] отнесли его к взбросу с надвиганием докембрийских толщ на меловые; С.М. Брагинский (1967 г., р. Чогар), Ф.С. Фролов (1983 г.) и Б.Л. Годзевич (1971 г., междуречье Чогар—Мая) — к крутопадающему сбросу; Г.М. Левитин и В.И. Чернявский [10] — сдвигосбросу; Ю.П. Змиевский (1989 г., бассейны рек Немуй, Мутэ, Орога) — к сбросу с признаками лево- и правосторонних смещений, а В.И. Гольденберг (1963 г., р. Лантарь) — взрзу с вертикальным до 600 м и возможным левосторонним смещением до 1 км. Таким образом, неопределенность в понимании кинематики этого важнейшего регионального разлома заставила провести ее специальное изучение, опираясь, главным образом, на анализ вторичных структур зоны разлома.

Кинематическая интерпретация

Наблюдения над сместителем. Автором Прибрежный разлом изучался в пересечениях по рекам Лантарь, Орога, Мутэ, Етара, Немуй, Киран, Джана (см. рис. 1). Непосредственно сместитель удалось наблюдать в коренных обнажениях левого борта р. Етара, где он представлен единой зоной раздробленных и перетертых пород мощностью около 0,7 м, падающей к северо-западу под углом около 60° согласно с полосчатостью в катаклазированных гнейсированных позднеархейских гранитоидах висячего крыла и слоистостью в песчано-алевролитовой пачке лежащего крыла; последняя имеет “сбросовой” подворот к плоскости сместителя и включает маломощные зоны рассланцевания и будинажа. В левом борту р. Мутэ можно видеть, что сместитель маркируется зоной рассланцованных полосчатых blasto-

милонитов мощностью в коренном выходе более 8 м, погружающейся в северо-западном направлении под углом 55° . Близкое залегание имеют гнейсы висячего и метасоматически измененные андезитовые туфы лежащего крыла. Подобное субсогласное залегание толщ в крыльях разлома отмечалось также по рекам Орого и Джана. Во всех случаях сместитель расположен в северо-западных крыльях открытых антиклиналей региональной системы складок северо-восточного простирания, проявленной также в примыкающих к вулканогенному поясу участках Монголо-Охотской и Становой областей [12].

Вторичные структуры зоны Прибрежного разлома. В зоне Прибрежного разлома выделены сопутствующие структуры различных типов, проявленные в породах разного возраста и генезиса и сохраняющие близкую ориентировку на всех исследованных участках: приразломные складки, системы кулисных сколов, пояса трещиноватости, штрихи скольжения, гидротермальные жилы и дайки. Их кинематический анализ проводился по разработанной автором компьютерной программе "KINEMATICS", в которой обобщены и формализованы методики [4, 5, 16, 19].

Приразломные складки. Среди складчатых деформаций выделяются три системы складок. К первой относятся складки и S-образные перегибы с шарниром, субпараллельным простиранию сместителя. Складки этой системы симметричные, обычно открытые и часто проявлены в виде пологой гофрировки слоев в зоне контакта, особенно в песчано-алевритовых и туфогенно-осадочных юрско-меловых толщах, и сформированы при взбросовом смещении по разлому (рис. 2, А). Ко второй системе относятся кулисные подобные брахиморфные складки с падением крыльев $20-50^\circ$, ориентированные под углом $15-45^\circ$ к простиранию разлома. Геометрические размеры их сильно варьируют от плоскостности с амплитудой первые сантиметры и шириной до 10 см до складок с амплитудой до 300 м и шириной первые километры (на правом берегу р. Орого). Преимущественное погружение шарниров западное под углами $5-30^\circ$, вергентность неустойчива. Эта система складок позволяет реконструировать широкий спектр левых сбросо-сдвиговых смещений по разлому (см. рис. 2, В). К третьей относятся аксо-клинальные складки с амплитудой и шириной не более 1-3 м и шарнирами, ориентированными параллельно падению сместителя, фиксирующие левосдвиговое, с незначительной сбросовой или взбросовой компонентой смещение (см. рис. 2, Г).

Гидротермальные жилы и дайки. На всех исследованных участках зоны разлома в различной степени проявлены гидротермальные карбонатные, карбонат-цеолитовые жилы мощностью до 10-15 см, сложной морфологии, часто ветвящиеся, магматические дайки обычно среднего состава и метасоматическая проработка трещин с выполнением их главным образом гидроокислами железа и марганца. В ряде случаев жильные тела образуют устойчиво ориентированные совокупности, внедряющиеся при правом сбросо-сдвиговом смещении, при этом оперяющие сколы, входящие в состав сопутствующего пояса трещин, ожелезнены (см. рис. 2, Б). Дайки сложены андезитами и андезитобазальтами с характерными крупными (до 3 см) вкрапленниками авгита; Ю.П. Змиевский (1989 г.) рассматривает их как подводящие каналы толщ, аналогичных мотаринской свите.

Системы и пояса трещин зоны разлома. Среди многочисленных систем трещин в зоне Прибрежного разлома достаточно сложно выделить системы, генетически связанные со смещениями по разлому. В качестве критерия связи приняты геометрические соответствия между ориентировками разлома, системы трещин, штрихов (зеркал) скольжения по плоскостям трещин этой системы и принадлежность ее к устойчиво проявленным поясам. Таким образом выделены следующие группы:

I. Система трещин, простирание которой всегда совпадает с простиранием разлома, имеющая повсеместное северо-западное падение под углами от 35 до 60° . Эта система трещин обычно входит в разноориентированные пояса трещин, представляя точку их пересечения, и рассматривается

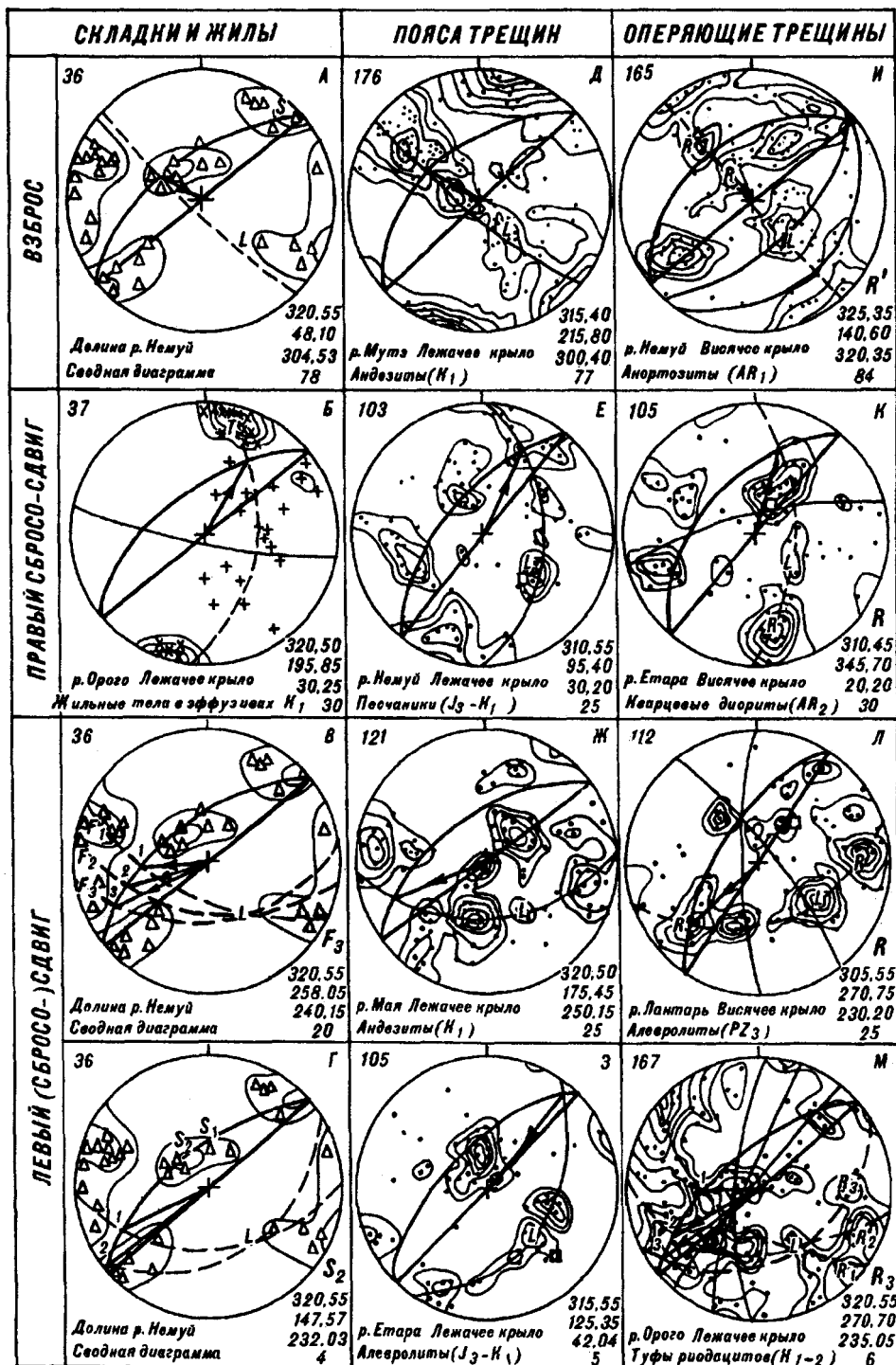


Рис. 2. Кинематическая интерпретация вторичных структур зоны Прибрежного разлома (сетка Вульфа, нижняя полушфера).

1 — полюса трещин; 2 — полюса карбонатных и карбонат-цеолитовых жил; 3 — полюса метасоматически переработанных трещин, выполненных гидроксидами железа и марганца; 4 — полюса даек; 5 — шарниры приразломных складок; 6 — полюс слоистости; 7 — плоскость сместителя с указанием направления смещения висячего крыла; 8 — плоскости жил, поясов и систем трещин; 9 — линии дополнительных геометрических построений; 10 — обозначение полюсов (L — сместителя, R(R') — склонов Риделя, T — жильных тел) и шарниров складок (S — волочения вдоль сместителя, F — кулисных); 11 — цифровые данные (левый верхний угол — число замеров, правый нижний (сверху вниз) — ориентировка сместителя, ориентировка интерпретируемой структуры, направление линии смещения, наклон вектора смещения в плоскости сместителя).

как система L^* , параллельная сместителю и дающая возможность определить его положение (см. рис. 2, $D-M$).

II. Системы наклонных трещин с простирием, приблизительно совпадающим с простирием сместителя, но противоположным падением и входящие в пояс, ось которого субгоризонтальна и параллельна простирию разлома. Поскольку в целом разлом имеет взбросовый характер, то данный пояс, очевидно, сформирован при взбросовых смещениях (см. рис. 2, D). Системы трещин рассматриваются как сколы Риделя R и R' и соответствуют формированию собственно поверхности сместителя в вулканогенном чехле при взбросообразовании (см. рис. 2, I).

III. Система крутопадающих к северу трещин, в единичных случаях с пологой правосторонней штриховкой, включенная в пояс, линия пересечения (экваториальной плоскости) которого со сместителем совпадает со смещением при внедрении гидротермальных и жильных тел (см. рис. 2, E). Она интерпретируется как синтетические сколы Риделя при правосторонних сбрососдвиговых движениях (см. рис. 2, K). В ряде случаев отмечаются пояса (с субгоризонтальной осью северо-западного простириания — рис. 2, $Ж$), фиксирующие аналогичное смещение, но не проходящие через полюс L , что, возможно, свидетельствует о движениях по уже образованному сместителю [19].

IV. Системы трещин, отклоняющиеся против часовой стрелки от простириания разлома на угол $20-40^\circ$, падающие в западном и северо-западном направлении под углом $50-85^\circ$ и часто несущие широкий спектр наклонных штрихов скольжения, погружающихся к юго-западу или субгоризонтальных. Значительная часть штрихов скольжения, особенно в бассейне р. Лантарь, представляют штриховку на аккреционных кальцитовых зеркалах скольжения с левым (сбросо-)сдвиговым смещением. Данные системы трещин рассматриваются как соответствующие синтетическим сколам Риделя или системы вторичных трещин, в любом случае отвечающие широкой гамме левосторонних смещений, от сдвигосбросового до сдвигового (см. рис. 2, L, M). Если интерпретация их как сколов Риделя верна, то их значительное отклонение от сместителя свидетельствует о том, что сдвиговые смещения проходили в условиях дополнительного сжатия. Системы входят в пояса трещин, имеющие значительные вариации в ориентировке, оси которых обычно полого погружаются в север-северо-западном направлении и также отражающие широкий спектр сбрососдвиговых (см. рис. 2, $Ж$) и сдвиговых (см. рис. 2, $З$) смещений. Во многих случаях наблюдаются пояса, оси которых близки к полюсу сместителя L , т.е. соответствующие субгоризонтальным сдвиговым смещениям (см. рис. 2, $E, И$). Поскольку в зоне разлома известны только левые кулисные складки, видимо, эти пояса также сформировались при левосдвиговой активизации разлома.

Возраст и амплитуда смещений

Сопоставление геологических данных и результатов интерпретации вторичных структур Прибрежного разлома дает возможность оценить возраст и амплитуду смещений по нему. Достаточно уверенно можно говорить о том, что само расположение разлома, как границы геоблоков, и его ориентировка унаследованы с домезозойского этапа развития, поскольку на породы фундамента в зоне разлома наложен интенсивный динамометаморфизм, а вулканогенные образования им практически не затронуты, причем такие высокодинамометаморфизованные образования, как милониты, конформны и докембрийским, и юрско-меловым толщам. Кроме того, разлом представляет структурное ограничение не только меловых вулканогенных, но и палеозойских образований Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба [2, 3].

Положение сместителя Прибрежного разлома как субпослойного срыва в крыльях антиклиналей региональной системы складок свидетельствует об

* Литерные обозначения приняты в соответствии с [4].

их генетической связи, а поскольку степень сжатия складок увеличивается к Сибирской платформе [12], можно полагать, что причина взбросообразования заключается в ее юго-восточном смещении. Возраст складчатости северо-восточного простирания, совпадающей с генеральным простиранием Удского вулканогенного пояса, охватывающей нижнемеловые эффузивы и сопровождающейся внедрением трещинных гранитоидных батолитов Удского комплекса, в том числе приуроченных к разлому, — валанжин, так как их с размывом перекрывает молассоидная мериконская (боконская) свита, датируемая неокомом [3, 10, 14] (точнее, поздний валанжин — готерив (Брагинский, 1967 г.)). Кроме того, соответствующий пояс трещин развит только в нижнемеловых и более древних породах. Поэтому возраст взбросовых смещений по Прибрежному разлому датируется валанжином; более осторожная оценка — неоком. Амплитуда взброса заведомо превышает суммарную мощность меловых эффузивов, составляющую, по минимальным оценкам, 1500—1700 м. С учетом более поздних сбросовых смещений, составляющих, как будет показано ниже, порядка 200—300 м, можно оценить амплитуду взброса в 1800—2000 м.

Правосторонние сбрососдвиговые смещения сопровождаются внедрением дайковых тел, которые коррелируются с мотаринской свитой, флористически датированной началом позднего мела — сеноманом, возможно туроном [9]; поэтому возраст смещений также принимается сеноман-туронским. Амплитуда их, поскольку правосторонних пластичных деформаций не установлено, видимо, невелика и вряд ли превышает первые сотни метров.

Особенностью левосторонних смещений является значительный разброс в направлении смещения: от сдвиго-сбросов до чистых левых сдвигов. При этом кулисные складки фиксируют смещения с преобладанием сбросовой компоненты, в то время как аксоноклинали, формирующиеся при волочении слоев вдоль уже сформированного сместителя [4], отражают левосторонние смещения с весьма незначительной сбросовой или взбросовой компонентой. При этом кулисные складки, соответствующие сдвиго-сбросовым смещениям, расположены под 45° к сместителю (F_1 , см. рис. 2, B), а кулисные складки, соответствующие сдвиговым смещениям с малой сбросовой компонентой, под углом 20° (F_3 , там же), что свидетельствует о нарастании величины пластичной деформации в процессе смещения. Таким образом, можно заключить, что в ходе левостороннего сдвигания одновременно с увеличением пластичной составляющей деформации происходила переориентация смещения по разлому от сдвиго-сбросов и сбрососдвигов к чистым сдвигам.

Отметим, что в левосторонние кулисные и аксоноклинальные складки вовлечены все известные в районе образования и что для плоскостей трещин зоны разлома характерно обилие широкого спектра левосторонних штрихов и зеркал скольжения, отражающих, по мнению многих исследователей, наиболее поздние подвижки. Кроме того, левые сдвиги северо-восточного простирания широко проявлены в позднем мелу-кайнозое по всей восточной окраине Азии, В.П. Уткин связывает их с юго-западным смещением Евразии или (и) Тихоокеанской плиты к северо-востоку [1]. С другой стороны, магматическая активность в регионе к концу мела угасла, а сам Прибрежный разлом не проявлен в современной морфоструктуре, формирующейся с палеогена [15]. Все эти данные позволяют датировать левосторонние сдвиговые, на начальном этапе сбрососдвиговые движения концом позднего мела. Учитывая их переориентацию, можно предполагать, что они охватили достаточно длительный временной интервал и проходили в несколько этапов.

Наиболее важными при оценке амплитуды представляются данные В.И. Гольденберга (1963 г.), который указывает, что восточнее р. Лантарь, в нижнем течение р. Мерикон, разлом северо-восточного простирания, входящий в зону Прибрежного разлома, смещает более древний субмеридиональный разрыв на расстоянии около 1 км. Однако доказательств его первоначального единства не приведено, а ревизия аэрофотоснимка показала, что это смещение практически не дешифрируется. Поэтому была проведена дополнительная оценка амплитуды по ряду косвенных данных. Видимо,

сразу можно исключить оценки, основанные на известной зависимости амплитуды сдвига от его длины [17], устанавливающей, что амплитуда составляет 10—30 % длины сдвига. Тогда при длине Прибрежного разлома около 500 км амплитуда должна составить по меньшей мере 50 км, а вертикальная сбросовая компонента, при среднем наклонении вектора смещения в 20° , — более 15 км. Однако предположение о подобном опускании блока Становика—Джугджура в конце мезозоя совершенно неприемлемо. Оценить амплитуду смещения можно также по степени сжатости приразломных складок. Так, по правобережью р. Орога в непрерывных коренных выходах на интервале 4 км прослежена серия кулисных складок с углами падения крыльев до $20—30^\circ$. Палинспастическая реконструкция показала, что сокращение вкрест их не превысило 600 м, что соответствует горизонтальной составляющей левостороннего смещения в 430 м, причем это нижняя оценка, соответствующая начальному, сбрососдвиговому этапу.

Другой подход к оценке амплитуды состоит в анализе пластичного разворота приразломных складок в ходе сдвига. Известно, что ширина зоны надразломных дислокаций, включающей кулисные складки, грубо равна мощности деформируемого, в данном случае вулканогенного чехла [17]. То есть, по несколько завышенной оценке, длину кулисных складок можно определить в 2—2,5 км, что согласуется и с более ранними полевыми данными [12]. Если принять, что минимальное отклонение шарнира кулисной складки от плоскости сдвига в 15° (см. рис. 2, В) полностью обусловлено пассивной пластичной переориентацией, верхний предел горизонтального смещения составит 3000—4000 м. Таким образом, данные В.И. Гольденберга укладываются в интервал возможных смещений и могут быть приняты. Суммируя изложенные результаты, можно оценить амплитуду левостороннего сбрососдвигового смещения в 500—600 м при сдвиговой составляющей 400—500 м и сбросовой — 150—200 м, а сменяющего его левостороннего сдвига в 500—600 м.

Заключение

Прибрежный разлом представляет собой структурную границу архейских образований Становика—Джугджура с палеозойскими толщами Аяно-Шевлинского прогиба и юрско-меловыми вулканитами Удского пояса, заложившуюся в докембрии и маркирующуюся зоной смятия, расланцевания, катаклаза, милонитизации или метасоматической переработки пород. В целом разлом является левым сдвиговзбросом, падающим в северо-западном направлении, и сформирован в несколько этапов. Сопоставление геологических данных и результатов интерпретации вторичных приразломных структур позволило выделить следующие постпалеозойские этапы развития Прибрежного разлома:

образование взброса как собственно плоскости сместителя, ограничивающего Удской вулканогенный пояс, сопряженное с формированием региональной системы складок северо-восточного простирания и обусловленное юго-восточным смещением Сибирской платформы. Возраст взбросовых смещений, при которых сформировались также приразломные складки, пояса трещин и кулисные сколы, — валакжин, амплитуда их оценена в 1800—2000 м;

правое сбрососдвиговое смещение в условиях растяжения, сопровождающееся образованием кулисных сколов и поясов трещин и внедрением гидротермальных жил и даек. Возраст смещений определен сеноманом—туроном, амплитуда, вероятно, не превышает первых сотен метров;

левосдвиговые смещения, на первой стадии сдвиговзбросовые, сопровождающиеся сколами с обильными левосторонними штрихами и зеркалами скольжения, формированием серий поясов трещиноватости и кулисных складок, которые фиксируют переход ко второй стадии левосдвигового перемещения с разрастанием разлома по простиранию, развитием аксоноклинальных складок, поясов трещин и кулисных сколов. Возраст смещений датируется концом позднего мела, а суммарная амплитуда оценена в 1000—

1200 м и приблизительно одинакова для обеих стадий. Причина смещений, возможно, связана с крупномасштабными встречными движениями Евразийской и Тихоокеанской плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вулканические пояса Востока Азии*. — М.: Наука, 1984.
2. *Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области*. М-6 1:2 500 000 (Объяснительная записка). — Хабаровск, 1991.
3. *Геология СССР*. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание. Т. XIX, кн. 1 / Ред. Л.И. Красный. — М.: Недра, 1966.
4. *Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. — Киев: Наук. думка, 1988.
5. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями / ИПИ. — Иркутск, 1961.
6. *Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР* / Ред. А.Д. Щеглов. М-6 1:5 000 000 / Мингео СССР. — М., 1980.
7. *Красный Л.И.* Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — Л., 1960. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер.; Вып. 39).
8. *Красный Л.И.* Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. — М.: Госгеотехиздат, 1960. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер.; Вып. 60).
9. *Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1987. (Тр. ГИН; Вып. 421).
10. *Левитан Г.М., Чернявский В.И.* Тектоника северо-восточной части Удского прогиба // Геотектоника. — 1968. — № 2. — С. 103—115.
11. *Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока)* / В.А. Попеко, И.Л. Войнова, Д.Ф. Семенов и др. — М.: Наука, 1980.
12. *Морин А.О.* Складчатые деформации толщ Удского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 3. — С. 103—110.
13. *Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — М., 1963. (Тр. ГИН; Вып. 79).
14. *Нагибина М.С.* Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса / ВИНТИ, 1969.
15. *Онухов Ф.С.* Неотектоника Северного и Северо-Западного Приохотья: Автореф. канд. дис. / ИТИГ ДВНЦ АН СССР. — Хабаровск, 1975.
16. *Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. — 1984. — № 1. — С. 60—72.
17. *Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига* / Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991.
18. *Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии* / Л.М. Парфенов, Н.В. Бердников, И.П. Войнова и др. — М.: Наука, 1979.
19. *Шерман С.И., Плешанов С.П.* Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. — Иркутск, 1980. — С. 8—20.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
4 апреля 1994 г.

А.О. Morin THE AGE, KINEMATICS AND AMPLITUDE OF THE PRIBREZHNY FAULT (West Priokhotie)

The Pribrezhny fault, stretching to the north-east and separating Archean assemblages of the Stanovik-Dzhugdzhur zone and the Uda Jurassic-Cretaceous volcanogenic belt, was studied. The fault, presently a sinistral strike-slip — upthrow fault, is marked by a zone of folding, schist formation, cataclasis, milonitization and metasomatic reworking of the rocks, and a number of intrusive bodies of Mesozoic age and linear geophysical anomalies are confined to it. In the fault zone there are distinguished different types of secondary structures, which are manifest in the rocks of various age and genesis, and retain a close orientation over the whole fault: near-fault folds, systems of echelon shears, jointing belts, sliding striation, hydrothermal veins and dikes. Their interpretation in correlation with geological date allowed distinguishing the following post-Paleozoic displacements along the Pribrezhny fault: a) upthrow displacement (Neocomian, amplitude about 2000 m), conjugated with the formation of a regional system of NE-trending folds; b) dextral normal fault — strike-slip displacement (Cenomanian-Turonian, amplitude not exceeding the first hundreds of meters), accompanied by dike and hydrothermal vein emplacement; c) sinistral strike-slip displacement, at the initial stage — strike-slip — normal fault displacement (end of Late Cretaceous, amplitude 1000—1200 m).

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Рассмотрены результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ), выполненных в западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы, сделан анализ искажений амплитудных кривых, построены геоэлектрический разрез и одномерная модель первого приближения, выявлена связь геоэлектрического разреза с тектоническим строением изучаемой территории.

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) были выполнены в разные годы — на десяти пунктах с использованием аналоговой станции МТЛ-71, а на трех из них дополнительно были сделаны глубинные зондирования (ГМТЗ) с использованием станции МЭВС. Профиль начинается на Ханкайском массиве севернее г. Лесозаводск, пересекает Алчанскую и Самурскую структурно-формационные зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы и заканчивается на юго-восточной периферии Вяземской зоны возле г. Вяземский (рис. 1). Длина профиля составляет около 240 км. Пункты зондирований расположены неравномерно, что связано с техногенными условиями (наличие электромагнитных и др. помех).

1. Геолого-геофизическая характеристика района

Сводный стратиграфический разрез района [1], включающий образования от нижнего протерозоя до современных, по мощности превышает 40 км. В соответствии со схемой районирования выделяется ряд структурно-формационных зон, отличающихся типами разрезов (см. рис. 1).

В строении Ханкайского массива различают несколько структурных этажей. Нижний образован гнейсами, метаморфическими сланцами и мраморами нижнего и среднего протерозоя. Сюда же входят доверхнепротерозойские основные эффузивы и габброиды. Мощность свит, слагающих этаж, достигает 10 км. Средний структурный этаж отделен от предыдущего угловым несогласием. Этот этаж объединяет верхнепротерозойские и нижнекембрийские свиты общей мощностью около 5 км. Верхний структурный этаж сложен средне- и, возможно, верхнекембрийскими молассовыми толщами общей мощностью 3—4 км. От нижележащего этажа он отделен стратиграфическим и местами структурным несогласием. Для массива характерны купольные и линейно-складчатые структуры.

Средне-позднепалеозойский складчатый комплекс сложен силурийскими, девонскими, каменноугольными и пермскими образованиями. Он участвует в строении Центрально-Сихотэ-Алинской, Самурской и Даубихинской структурно-фациальных зон. Две первые трактуются как антиклинории, а последняя представляет собой краевой прогиб.

Позднепалеозойско-мезозойский складчатый комплекс развит в основном в Вяземской и Алчанской зонах, складчатые структуры его, как правило, линейные, преимущественно северо-восточного простирания.

На территории устанавливаются четыре эпохи активизации, по-разному проявившиеся в различных структурах: среднепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская, мезозойская и палеоген-неогеновая.

Среднепалеозойская активизация отчетливо установлена только на Ханкайском массиве, в результате ее здесь формировались батолитоподобные интрузии, существенно изменившие план ранее существовавших древних структур. Процессы позднепалеозойско-раннемезозойской активизации в Даубихинской зоне выразились в возобновлении седиментации в узком прогибе и заполнении его морскими карбонатно-терригенными позднепермскими и триасовыми отложениями, а в Алчанской зоне также и угленосными осадками.

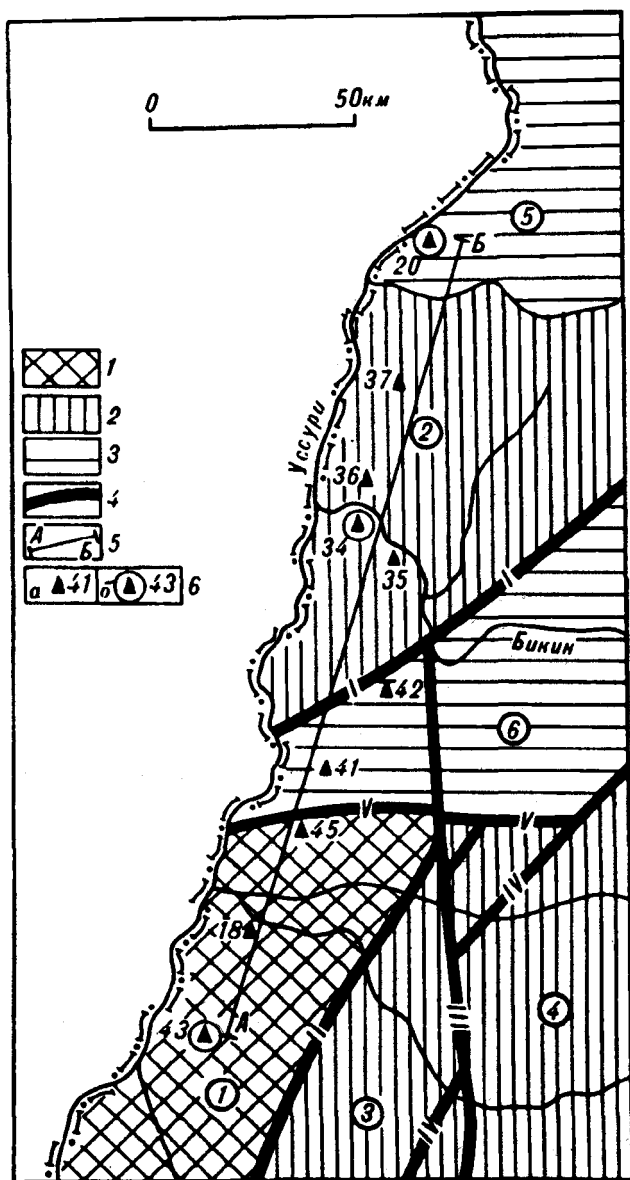


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования (согласно [1]).

1-3 — возраст структурно-формационных зон: 1 — протерозойско-раннепалеозойские, 2 — средне-позднепалеозойские, 3 — позднепалеозойско-мезозойские, 4 — разломы, 5 — профиль исследований, 6 — пункты зондирования и их номера (а — МТЗ, б — ГМТЗ). Зоны (цифры в кругах): 1 — Ханкайская, 2 — Самурская, 3 — Даубихинская, 4 — Центрально-Сихотэ-Алинская, 5 — Вяземская, 6 — Алчанская. Разломы: I — Алчанский, II — Западный Сихотэ-Алинский, III — Меридиональный, IV — Даубихинский, V — Дальнереченский.

Для вулканогенных образований, возникших в результате палеозойских, мезозойских и кайнозойских процессов активизации, характерны брахиформные пологие складки с углами падения крыльев до $5-10^\circ$. Только вблизи нарушений наклон слоев достигает 30° и более. Мезозойские и кайнозойские вулканогенные толщи, выполняющие впадины, залегают горизонтально или с наклоном в $1-5^\circ$ в прибортовых частях. Как правило, крутые углы падения характерны для складок наиболее древних впадин. Максимальные глубины впадин различны: 150 м — в Лесозаводской; 300—500 м — в Вяземской, Шмаковской; 750—900 м — в Гоголевской. Наибольшие глубины в 1600—2000 м установлены в Нижне-Бикинской и Хорской.

Огромную роль в строении рассматриваемой территории играют дизъюнктивные нарушения. Большинство разломов относится к категории долгоживущих, унаследованных от более древних эпох.

Самостоятельными структурами являются глубинные разломы или структурные швы, разграничивающие отдельные зоны или пересекающие их на большом протяжении. К ним относятся Даубихинский (Арсеньевский),

Западный Сихотэ-Алинский и Алчанский. Кроме того, имеется ряд крупных региональных разломов.

По Даубихинскому (Арсеньевскому) разлому сочленяются структуры Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория и Даубихинского (Арсеньевского) прогиба. Разлом хорошо выражен в рельефе и представлен серией сближенных нарушений, в которых наблюдаются зоны милонитизации, расщепления и дробления шириной до 2 км. Плоскости этих нарушений наклонены преимущественно на юго-восток под углами от 25 до 80°. Разлом считается левосторонним взбрососдвигом с горизонтальным перемещением до 10 км и вертикальным 3—4 км.

Западный Сихотэ-Алинский разлом является границей между Арсеньевским прогибом и Ханкайским массивом. На значительном протяжении разлом залечен пермскими и меловыми гранитоидами или перекрыт эффузивами. Амплитуда вертикального смещения по разлому колеблется от 300 до 1200 м. В гравитационном поле он отражен линейно вытянутыми отрицательными аномалиями силы тяжести, приуроченными к интрузиям.

Алчанский разлом, отделяющий Алчанский прогиб от Самурского антиклинория, на значительном протяжении перекрыт верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями.

Меридиональный разлом определяется как левосторонний сдвиг с горизонтальным смещением 35—37 км. Ширина зоны брекчированных, трещиноватых, развальцованных и милонитизированных пород от сотен метров до 3 км. Сдвиговые перемещения происходили в позднемеловую эпоху, после накопления эффузивов и внедрения гранитов. В геофизических полях сдвиг не отражается.

Дальнереченский разлом расположен на севере Ханкайского массива и представлен зоной сближенных разрывов общей шириной до 20 км. Разлом на значительном протяжении скрыт под молодыми отложениями.

Геофизическая изученность территории определяется площадными гравиметрическими и магнитометрическими, на отдельных участках электрозведочными (ВЭЗ, ВП, ЕП и др.) исследованиями, а также профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Магнитотеллурических исследований в данном районе не проводилось, кроме зондирований, выполненных нами [4—6].

Ханкайский массив характеризуется общим повышенным по отношению к соседним районам полем силы тяжести с отдельными максимумами и минимумами различной конфигурации, что создает мозаичную структуру. Наиболее обширные положительные аномалии расположены на выходах древних кристаллических пород в районах городов Дальнереченск и Лесозаводск. Южнее этих пунктов отмечаются поля более или менее изометричной формы. В целом же намечается общая северо-восточная ориентация крупных аномальных полей и постепенное понижение значений аномального поля к востоку.

Гравитационное поле Даубихинской зоны показывает, что на участке водораздела рек Малиновка и Бол. Уссурка и в Алчанской зоне можно предполагать наличие приподнятых блоков фундамента. Высокие значения силы тяжести на водоразделе рек Малиновка и Бол. Уссурка, возможно, связаны с широко распространенными здесь субвулканическими интрузиями. По гравиметрическим данным этот блок отчетливо отделен от соседних разломами.

Гравитационное поле Центрально-Сихотэ-Алинской зоны, особенно в западной части, похоже на поле Даубихинской зоны. Лишь к востоку наблюдается постепенный переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным. Отсутствие четкой линейной ориентировки гравитационных аномалий не увязывается с линейно вытянутыми геологическими структурами.

Магнитное поле относительно простое. Ханкайский массив характеризуется в целом положительным магнитным полем, на востоке намечается постепенное уменьшение значений магнитных аномалий. Пониженные поля совпадают с областью преимущественного развития мезозойских толщ. От-

дельные положительные аномалии в Даубихинской и Центрально-Сихотэ-Алинской зонах совпадают с выходами ультраосновных и основных интрузий. Крупные разрывные структуры отражаются в магнитном поле.

Геoeлектрический разрез района в основном является высокоомным, отмечаются хорошо проводящий слой в низах земной коры и второй в верхней мантии.

2. Описание и анализ кривых зондирования

На рис. 2 показаны амплитудные $\rho_{\text{макс}}$, $\rho_{\text{мин}}$, $\rho_{\text{эф}}$ и соответствующие им фазовые кривые МТЗ и ГМТЗ, а также полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов. Амплитудные кривые были построены в масштабе значений десятичного логарифма как по оси сопротивлений, так и по оси периодов. Это позволяет сохранить линейность кривых в обоих направлениях, а также является более удобной формой представления физических величин при машинной обработке. Подобное изображение результатов зондирования очень широко распространено в зарубежных изданиях, что облегчает сопоставление кривых без их дополнительной трансформации. Фазовые кривые построены в значениях десятичного логарифма по оси периодов и в градусах по оси фаз. Кривые зондирования были получены путем обработки результатов полевых исследований по программе спектрального анализа с вращением наблюдаемого электромагнитного поля и поиском главных направлений, в которых импеданс имеет максимальное и минимальное значения. Для построения кривых брались данные, когерентность которых составляла не менее 0,6. Кривые МТЗ получены в диапазоне периодов 12—1000с, а кривые ГМТЗ — 800—10000с.

Рассмотрим поведение кривых вдоль профиля с юго-запада на северо-восток, начиная с ГМТЗ № 43 и заканчивая ГМТЗ № 20.

Амплитудные кривые представлены ниспадающими левыми ветвями, переходящими в широкий минимум в диапазоне периодов $\lg T = 2,2 - 2,8$. Правая часть кривых на большинстве пунктов зондирования отмечается ниспадающей ветвью. В пунктах № 18, 45 и 41 форма амплитудных кривых, особенно максимальных, несколько отличается от остальных, что выражено в появлении дополнительных минимумов или смещении основного минимума в более высокочастотную область. На периоде 100с уровень амплитудных кривых по оси сопротивлений как у максимальных, так и у минимальных кривых меняется примерно на два порядка, примерно от 1000 Ом · м (МТЗ № 45 и № 42) до 10 Ом · м (МТЗ № 41) — у максимальных кривых и от 100 Ом · м (МТЗ № 35 и № 34) до 1 Ом · м (МТЗ № 43) — у минимальных.

Сложная форма полярных диаграмм основного и дополнительного импедансов (см. рис. 2), а также значения параметра асимметрии $A = |(Z_{xx} + Z_{yy}) / (Z_{xy} - Z_{yx})|$, превышающие 0,2, показывают, что все зондирования были выполнены в условиях трехмерных неоднородностей среды [15].

Основной особенностью поведения амплитудных кривых вдоль профиля А—Б (см. рис. 1) при рассмотрении с юга на север является резкое увеличение угла наклона их правых ниспадающих ветвей, начиная с МТЗ № 42. Это может говорить о наличии в геoeлектрическом разрезе двух различных блоков, граница между которыми проходит в районе пунктов зондирования № 45, 41, 42.

В пунктах, где были выполнены одновременно МТЗ и ГМТЗ, отмечается несовпадение их по уровню сопротивлений, что, вероятно, вызвано влиянием поверхностных геoeлектрических неоднородностей, так как эти зондирования выполнялись с различной длиной электрических диполей. Поэтому для получения единой кривой зондирования в каждом из этих случаев проведено их совмещение путем параллельного перемещения одной из кривых по оси сопротивлений. Наличие диапазона совпадающих периодов и (или) близкие углы наклона совмещаемых частей позволяют сделать такое совмещение. Методика построения полных кривых для всех совмещенных зондирований показана на рис. 3. Рассматривая полученные полные амплитудные кривые, можно выделить следующие особенности. Кривые пред-

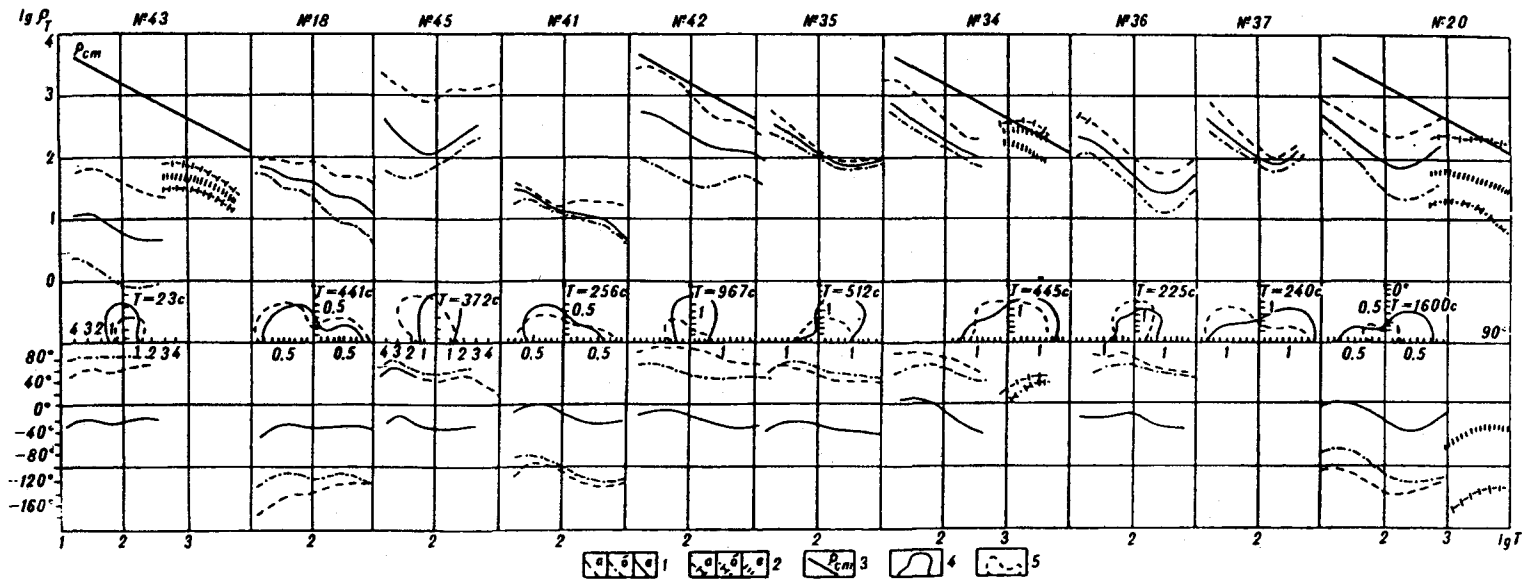


Рис. 2. Амплитудные и фазовые кривые МТЗ и ГМТЗ, импедансные полярные диаграммы.

1 — амплитудные и фазовые кривые МТЗ (а — максимальные, б — минимальные, в — эффективные); 2 — амплитудные и фазовые кривые ГМТЗ (а — максимальные, б — минимальные, в — эффективные); 3 — стандартная кривая МТЗ; 4 — полярная диаграмма основного импеданса; 5 — полярная диаграмма дополнительного импеданса.

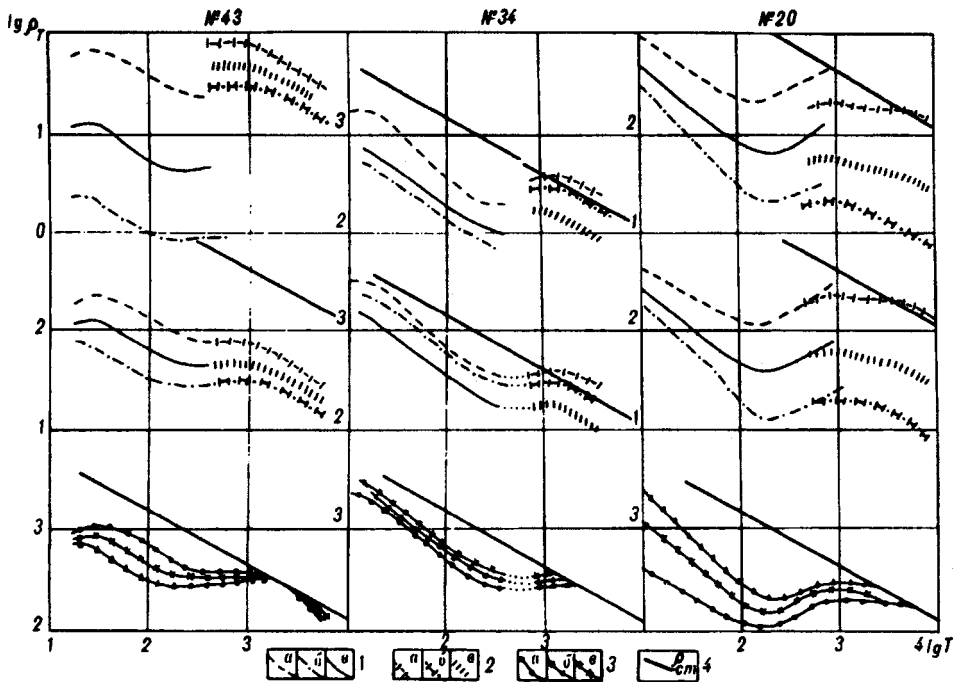


Рис. 3. Совмещение и нормирование амплитудных кривых ГМТЗ.

1 — амплитудные кривые МТЗ (а — максимальные, б — минимальные, в — эффективные); 2 — амплитудные кривые ГМТЗ (а — максимальные, б — минимальные, в — эффективные); 3 — совмещенные нормированные кривые МТЗ и ГМТЗ (а — максимальные, б — минимальные, в — эффективные); 4 — стандартная кривая МТЗ.

ставлены правыми ниспадающими ветвями, образующими минимум и правую слабосходящую ветвь, переходящую в ниспадающую, угол падения которой совпадает с углом падения “нормальной кривой” [15]. У ГМТЗ № 20 в правой части кривой отмечается второй слабовыраженный минимум на периодах $\lg T = 3,1 - 3,3$. Первый минимум отмечается у совмещенной кривой зондирования № 43 на периодах $\lg t = 2,2 - 2,6$. У зондирования № 34 на периодах $\lg T = 2,4 - 2,8$, а у зондирования № 20 на периодах $\lg T = 2,0 - 2,4$. Наиболее высокий уровень по оси сопротивлений имеет кривая зондирования № 43, расположенного на Ханкайском массиве, — минимум лежит на уровне $\lg T = 2,5$, а период, при котором кривая выходит на “нормальную”, равен соответственно $\lg T = 3,3$. Максимальная амплитудная кривая зондирования № 34, расположенного в пределах Алчанской вулканической зоны, — минимум — на уровне $\lg T = 2,4$, а период, при котором кривая выходит на “нормальную”, равен соответственно $\lg T = 3,4$. Самый низкий уровень максимальной кривой отмечается в пункте № 20. Он равен $\lg T = 2,05$, а выход на “нормальную кривую” происходит при периоде $\lg T = 3,6 - 3,7$.

Таким образом можно сделать следующие выводы:

- зондирования проводились в сложных геоэлектрических условиях;
- в геоэлектрическом разрезе отмечается наличие от одного до двух слоев пониженного сопротивления;
- геоэлектрический разрез является неоднородным вдоль профиля, что отражено в изменении формы амплитудных кривых.

3. Интерпретация материалов зондирований

Интерпретация зондирований заключалась в построении геоэлектрического разреза и одномерной модели вдоль профиля исследования. Для построения геоэлектрического разреза был выполнен пересчет максимальных амплитудных кривых МТЗ $\rho(T)$, приведенных к уровню амплитудных кривых ГМТЗ, которые в свою очередь были совмещены с “нормальной кривой” (см.

рис. 3), в кривые $\rho(H)$ с помощью трансформации Ниблетта [13]. Результат нормирования амплитудных кривых по уровню сопротивлений показан на рис. 4.

Нормирование кривых МТЗ к уровню кривых ГМТЗ проводилось исходя из тектонического районирования изучаемой территории и формы нормируемых кривых. К кривой ГМТЗ № 43 нормировались кривые пунктов № 18, 45, 41, к уровню кривой ГМТЗ № 34 нормировались кривые пунктов № 42, 35—37. В первом случае кривые МТЗ относятся к Ханкайскому массиву. Нормирование проводилось путем совмещения амплитудной кривой МТЗ с нормированной амплитудной кривой ГМТЗ периода $\lg T = 2,5$, т.е. периода, на котором отмечается центр минимума у всех кривых этой области. На рис. 4 видно хорошее совпадение нормируемых максимальных кривых, для минимальных и эффективных кривых этого не наблюдается, что может говорить об их сильном искажении.

Нормирование амплитудных кривых МТЗ к уровню амплитудной кривой ГМТЗ № 34 проводилось путем совмещения их на периоде $\lg T = 2,5$ для кривых МТЗ № 42 и 35 и путем наилучшего совмещением левых крутопадающих ветвей для МТЗ № 36 и 37, так как на этих кривых отмечается смещение минимума в сторону более высоких частот, вследствие чего нормирование на периоде $\lg T = 2,5$ не может явиться корректным. Вероятно, нормирование кривых МТЗ № 36 и 37 в этом случае не является достаточно точным. Рассматривая северную часть профиля, можно видеть, что проводящий горизонт, выделяемый на периоде $\lg T = 2,5$ и являющийся опорным в южной части профиля, проявляется на более высоких частотах и, возможно, начинает приближаться к поверхности. Подтверждением этого может служить амплитудная кривая ГМТЗ № 20. Здесь можно видеть совершенно другой тип геоэлектрического разреза — появился второй проводящий горизонт на периодах свыше 1000с, а первый проводящий горизонт сместился в еще более высокочастотную область, чем у кривых МТЗ № 36 и 37.

Прежде, чем переходить к рассмотрению геоэлектрического разреза (рис. 5) и модели (рис. 6), приведем сравнение двух разрезов $\rho(T)$ — для нормированных и ненормированных максимальных амплитудных кривых (рис. 7). На рис. 7, а видно, что геоэлектрический разрез, построенный по ненормированным амплитудным кривым, представлен в основном вертикальными границами, лишь на севере профиля в его верхней части отмечается наличие субгоризонтальных границ. Подобное распределение сопротивления плохо согласуется с результатами сейсморазведки, показывающими, что земная кора и верхняя мантия содержат значительное количество горизонтальных границ. Вероятно, такое распределение сопротивления вызвано значительным колебанием уровня кривых от точки к точке. На рис. 7, где показан геоэлектрический разрез, построенный по нормированным амплитудным кривым, наблюдается совершенно другая картина распределения сопротивлений — наряду с несколькими оставшимися вертикальными границами в нижней и верхней частях разреза его верхняя часть представлена хорошо выраженными субгоризонтальными границами.

Таким образом можно сделать следующие выводы:

уровень амплитудных кривых изменяется в связи с влиянием поверхностных геоэлектрических неоднородностей;

максимальные кривые ρ_T являются наименее искаженными;

нормирование амплитудных кривых МТЗ к уровню “нормальной кривой” или к уровню кривой ГМТЗ, совмещенной в свою очередь с “нормальной кривой”, позволяет уменьшить влияние поверхностных геоэлектрических неоднородностей.

4. Результаты интерпретации

Рассмотрим на рис. 5 геоэлектрический разрез $\rho(H)$, построенный вдоль профиля А—В (см. рис. 1). Разрез начинается с глубины 22 км, что говорит об ограниченности частотного диапазона зондирования в его высокочастотной части для изучения строения земной коры. При минимальном периоде

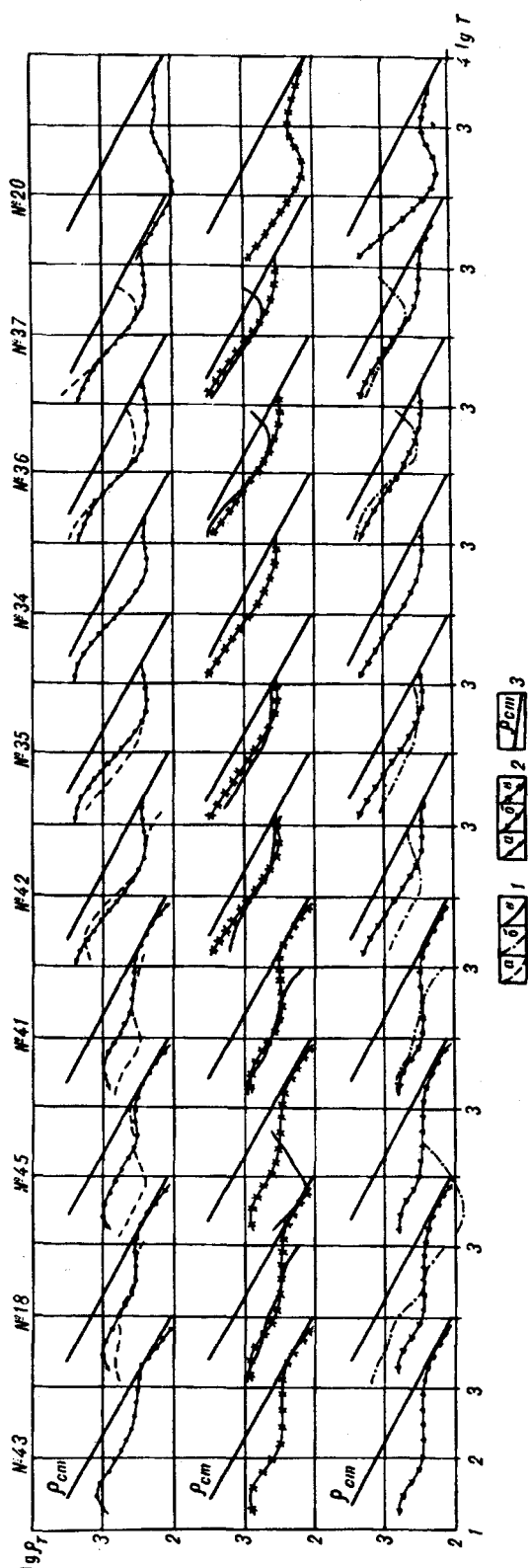


Рис. 4. Нормирование амплитудных кривых МТЗ к уровню совмещенных нормированных кривых ГМТЗ.

1 — совмещенные нормированные амплитудные кривые ГМТЗ (а — максимальные, б — минимальные, е — эффективные); 2 — нормированные амплитудные кривые МТЗ (а — максимальные, б — минимальные, е — эффективные); 3 — стандартная кривая МТЗ.

зондирования 12 с, согласно формуле эффективной глубины проникновения электромагнитного поля $h = \sqrt{0,127 \cdot \rho \times T}$ [15], интегральное сопротивление пород земной коры составляет около 300 Ом · м, т.е. для изучения земной коры, мощность которой для этого района не превышает 40 км [2], зондирования необходимо проводить с частотой свыше 0,025 Гц и до частоты не менее 40 Гц. Верхний частотный диапазон получается исходя из минимальной глубины проникновения поля, равной 1 км. Однако изучение верхней части земной коры в данном регионе должно осуществляться на частоте свыше 40 Гц, так как из петрофизических данных и результатов электроразведки хорошо известно, что горные породы верхней части земной коры имеют сопротивления, на два порядка превышающие используемое здесь интегральное сопротивление.

Геoeлектрический разрез имеет сложное строение, отмечаются области как повышенного, так и пониженного сопротивления. Можно также выделить субвертикальные и субгоризонтальные границы.

Одну субгоризонтальную границу можно установить по минимальному изменению градиента сопротивления в пределах глубин 60—80 км. На модели (см. рис. 6) это слой пониженного сопротивления, который погружается в сторону Ханкайского массива с севера на юг. От пункта № 20, на севере, с глубины 30—40 км слой погружается в сторону пункта № 42 до глубины примерно

90 км, а затем происходит его резкое воздымание к пункту № 41 до глубины примерно 50 км и дальнейшее погружение до 80 км под пунктом № 43.

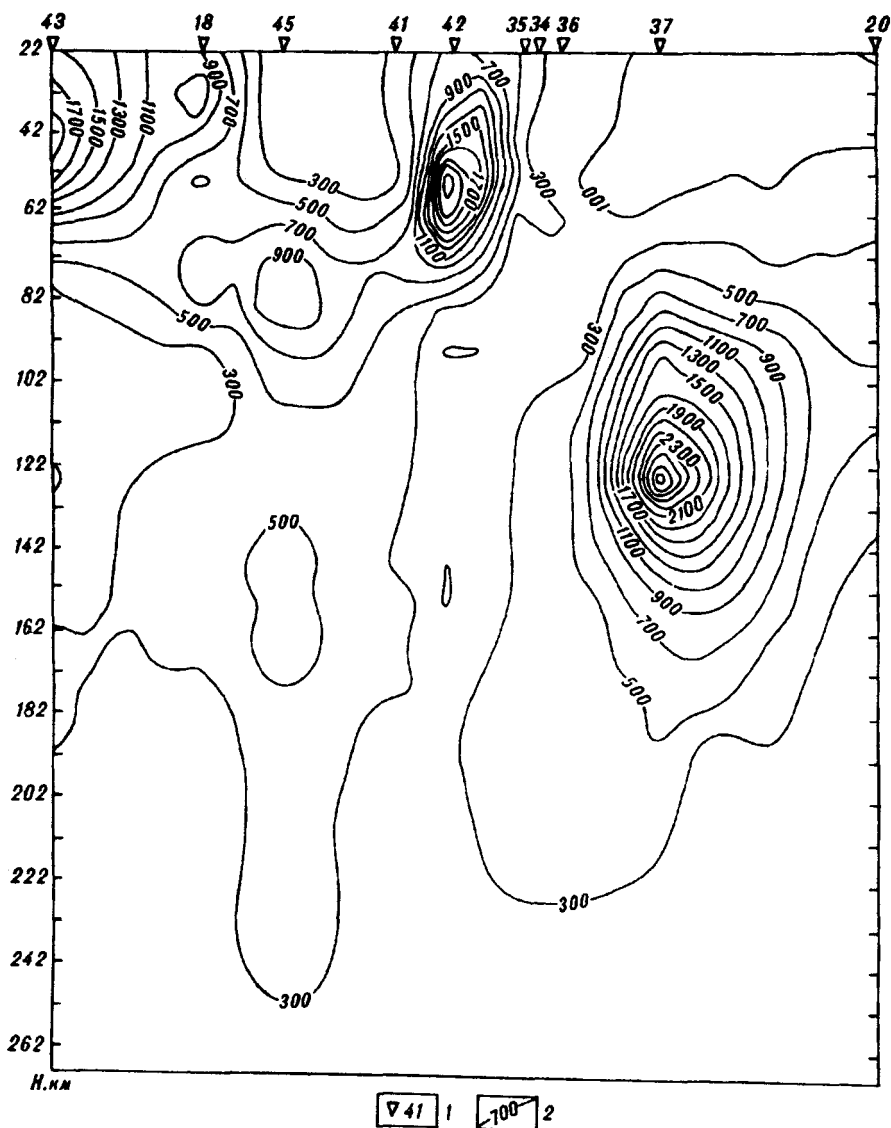


Рис. 5. Разрез $\rho_{\text{макс}}(H)$, нормированных вдоль профиля А—Б (см. рис. 1).
 1 — пункты МТЗ и их номера; 2 — изолинии сопротивления в Ом · м.

Подобное поведение слоя в районе пунктов № 41 и 42 связано, вероятно, с наличием границы между двумя крупными блоками земной коры и верхней мантии, которая, возможно, проходит по Алчанскому разлому.

Полученные результаты подтверждают данные [5], где отмечается погружение кровли проводящего слоя под Ханкайский массив. В [12] показаны результаты МТЗ, выполненных в южной части Ханкайского массива в районе г. Спасск-Дальний, где установлены три проводящих слоя на глубинах 15, 30 и 140 км. Первый и второй слой отсутствуют на Ханкайском массиве, а третий слой совпадает с зоной пониженного сопротивления под пунктами № 43 и 18 на глубинах 90—130 км. Этот слой выделяется во многих работах в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы [4, 7, 8, 10, 11] и, вероятно, имеет широкое распространение. Очень часто его связывают с астеносферой, так как глубины их залегания близки. Однако отсутствие достоверных сейсмических данных о наличии и положении астеносферы не позволяет сделать однозначный вывод в пользу этого утверждения.

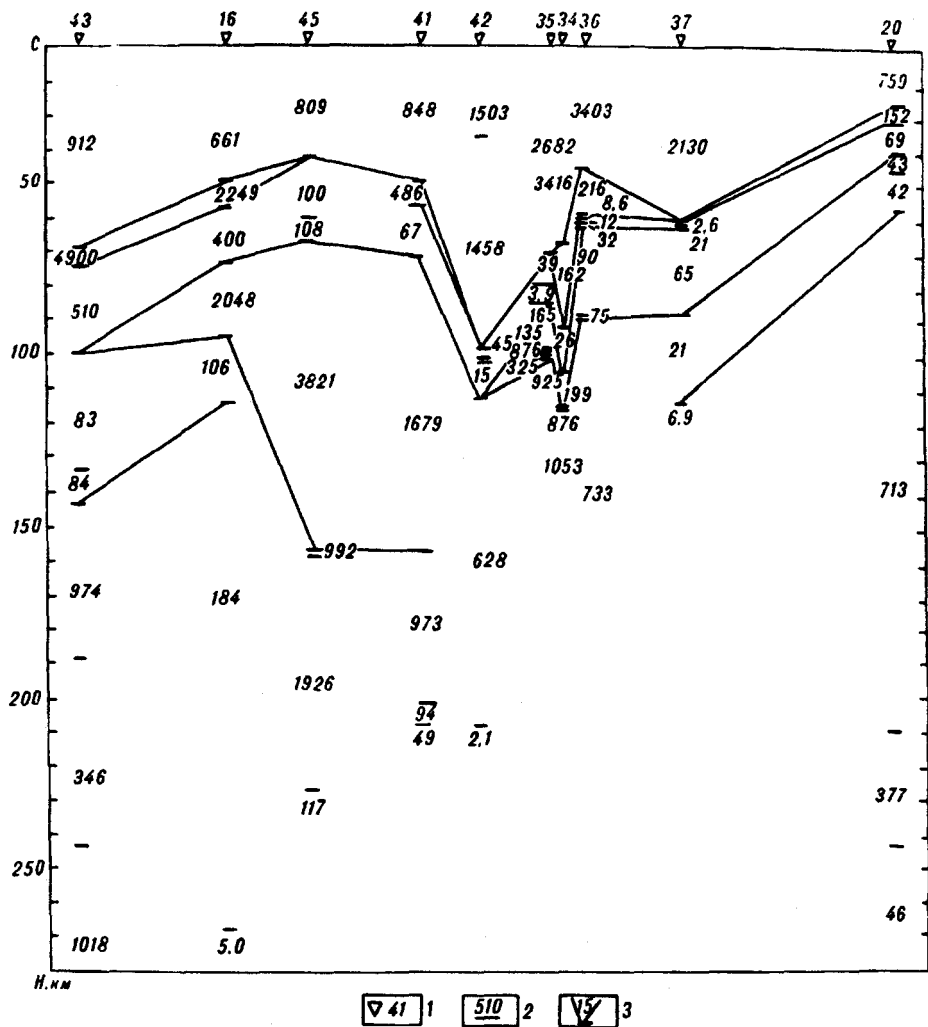


Рис. 6. Геоэлектрическая модель первого приближения для нормированных кривых ρ_{\max} по профилю А—В (см. рис. 1).
 1 — пункты МТЗ и их номера; 2 — границы слоев и значение величины их сопротивления в Ом · м; 3 — предполагаемые границы слоев различного сопротивления.

дения. Различия между полученными результатами и приведенными в [12] могут быть связаны с различием глубинного строения северной и южной частей Ханкайского массива, граница между которыми проходит по глубинному разлому Белому, расположенному южнее г. Спасск-Дальний. Это различие заключается в том, что по сейсмическим данным Северный блок имеет более мощную кору, чем Южный [2].

Глубина залегания проводящего слоя в северной части профиля хорошо согласуется с результатами магнитотеллурических зондирований, выполненных в Средне-Амурской впадине [6], где глубина до центра максимальной проводимости составляла 30—35 км.

Субвертикальные границы отмечаются как в верхней части разреза, так и в нижней. В верхней части разреза эти вертикальные границы хорошо прослеживаются до глубины горизонтального слоя и связаны, скорее всего, с особенностями строения земной коры района исследований. Кроме того, вероятно, можно выделить слабонаклонную границу, падающую с севера на юг. Она определяется под пунктами № 35, 34, 36 и погружается в верхнюю мантию до глубины 200—220 км. Эта граница хорошо согласуется с геологическими данными, указывающими на то, что в этом районе проходит

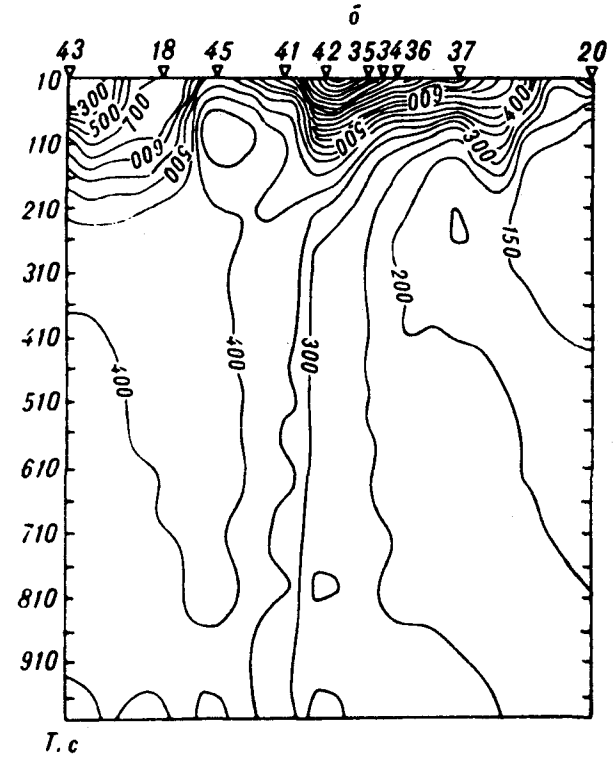
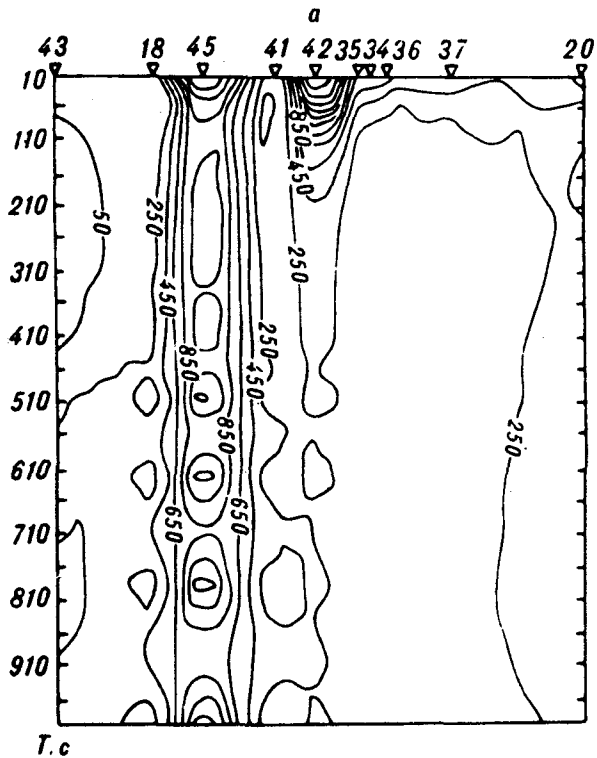


Рис. 7. Разрез $\rho(T)$ вдоль профиля А-В (см. рис. 1).
 а - разрез $\rho_{\max}(T)$; б - разрез $\rho_{\max}(T)$, нормированных. 1 - пункты МТЗ и их номера, 2 - изолинии сопротивления в Ом · м.

часть разлома Тань-Лу, являющегося крупнейшей системой левосторонних сдвигов северо-восточного простирания Восточной Азии [14].

На рис. 5 отмечаются также области высокого сопротивления под пунктами № 43, 18 и 42 в верхней части разреза и под пунктом № 37, в его нижней части. Высокие сопротивления под пунктами № 43 и 18 связаны скорее всего с фундаментом Ханкайского массива, сложенного высокими породами [9], а под пунктами № 42 и 37 — вызваны тектоническими процессами. На рис. 6 выделить какие-либо границы в низах разреза не представляется возможным в связи с ограниченностью частотного диапазона исследований.

Выводы

В условиях сложнопостроенных сред, являющихся трехмерными неоднородностями, при проведении магнитотеллурических исследований получаемые кривые зондирования сильно искажены, что выражается в различии уровней максимальной и минимальной кривой, в различном положении минимумов и (или) максимумов этих кривых относительно друг друга, различии их формы. Выбор наименее искаженной кривой и последующий правильный подход к ее интерпретации помогает существенно уменьшить погрешность последней. Одним из таких методов может служить нормирование амплитудных кривых к уровню "стандартной кривой" при условии, что зондирование было выполнено до периодов 3600—4000 с, когда происходит выход амплитудной кривой на "стандартный разрез" [4]. В случае ограниченности частотного диапазона на рядовом зондировании возможно использовать для нормирования кривую ГМТЗ, нормированную к "стандартной кривой" и расположенную в той же структурной зоне, что и рядовые МТЗ. Анализ кривых показал, что в данной геолого-геофизической ситуации лучше использовать для интерпретации максимальную кривую МТЗ, а не эффективную, как это рекомендуется в работе [3], так как в эффективной кривой заложены очень большие искажения, которые несет минимальная кривая.

В результате интерпретации был выделен слой пониженного сопротивления в низах земной коры и верхней мантии на глубине 30—80 км, имеющий тенденцию погружения ступенями с севера на юг под Ханкайский массив. Кроме этого, отмечается субвертикальная граница, верхняя часть которой расположена в пределах Алчанской зоны и имеет слабый наклон в сторону Ханкайского массива. Граница прослеживается до глубин 200—220 км и, возможно, является продолжением разлома Тань-Лу. Выявлена хорошая корреляция геоэлектрического разреза с тектоническим строением района: Ханкайский массив фиксируется более высокими сопротивлениями относительно прилегающей к нему Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Так называемой "электрической астеносферы" [13] установить не удалось из-за недостатка информации, однако под Ханкайским массивом на глубине 90—130 км отмечена зона пониженного сопротивления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист 1-(52), (53). — Пограничный/Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ. — Л., 1980.
2. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). — М.: Наука, 1976.
3. Дмитриев В.И., Бердичевский М.Н., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 4. — М.: Изд-во МГУ, 1976.
4. Каплун В.Б. Результаты глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 2. — С. 111—115.
5. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирования в пределах центральной части Сихотэ-Алиния (Приморье) // Там же. — 1993. — № 2. — С. 88—96.
6. Каплун В.Б., Григорича Т.В. Результаты магнитотеллурических зондирования в Средне-Амурской впадине // Там же. — 1989. — № 6. — С. 109—111.
7. Копылков В.Р., Шауб Ю.Б. Некоторые результаты магнитотеллурических зондирования в Приморье // Геология и геофизика. — 1973. — № 1. — С. 110—115.

8. Копылков В.Р., Старжинский С.С., Баринов Н.Н. Результаты магнитотеллурических исследований в Приморье // Электромагнитные зондирования. Ч. 2. — М.: Изд-во МГУ, 1976. — С. 140—143.
9. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г. Объемное геолого-геофизическое картирование / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1984.
10. Порай-Кошиц А.М., Ноздрина А.А., Хализов А.Л., Шимелевич М.И. Об интерпретации данных магнитовариационного профилирования в Приморском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 124—126.
11. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. — М.: Недра, 1985.
12. Старжинский С.С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 3. — С. 88—90.
13. Туезов И.К. Астеносфера Охотского моря и его обрамления // Там же. — 1987. — № 5. — С. 13—24.
14. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
15. Электроразведка. Справочник геофизика. В двух книгах / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга первая. — М.: Недра, 1989.

*ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
1 апреля 1994 г.*

V.B. Kaplun

**THE RESULTS OF MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS WITHIN
THE WESTERN PART OF THE SIKHOTE-ALIN FOLD SYSTEM**

The results of the magnetotelluric soundings have been considered, (MTS), carried out within the western part of the Sikhote-Alin fold system on the profile, located along its strike. The analysis of the amplitude curve distortions has been made. The geoelectrical section and the one-dimensional model with the first approximation have been constructed. The relation of the geoelectrical section to the tectonic structure of the area under study has been revealed.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

И.А. Резанов

КАПИТАЛЬНАЯ СВОДКА
ПО ГЕОЛОГИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Подробно рецензируется монография Б.И. Васильева "Основы региональной геологии Тихого океана", дается положительная ее оценка как первого обобщающего исследования Тихоокеанской мегавпадины на геологической основе.

Передо мною два тома монографии Б.И. Васильева "Основы региональной геологии Тихого океана", вышедшей во Владивостоке в 1992 г. В первой книге этого многопланового исследования рассматривается строение собственно мегавпадины (ее внутренней части). Вторая книга освещает строение внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, обрамляющего мегавпадину.

Особенностью рецензируемой монографии является то, что она опирается исключительно на геологические материалы, оставляя в стороне широко известные геофизические данные, допускающие различное толкование. Исследование геологического строения дна океанов осуществляется сейчас в основном двумя методами — глубоководным бурением и драгированием. Б.И. Васильев суммировал в своих книгах результаты исследования океанического дна и тем, и другим методом. В особенности следует отметить значительные успехи, достигнутые Б.И. Васильевым и его коллегами в изучении геологического дна относительно простым и дешевым методом драгирования.

Систематизируя результаты драгирования, выполненные лично им и другими исследователями, равно как и материалы глубоководного бурения, Б.И. Васильев перешел к составлению геологических карт океанического дна. Такие карты с его участием составлены для Японского, Охотского и Берингова морей. В настоящее время под руководством Б.И. Васильева заканчивается составление геологической карты в масштабе 1:10 000 000 всей акватории Тихоокеанской мегавпадины. Подчеркнем, что геологические карты дна Тихого океана Б.И. Васильев и его коллеги составляют, опираясь на те же принципы, по которым составляются геологические карты континентов. То есть в основу положен возраст пород и их состав. Таким образом, геологическое освещение континентов и океанических пространств оказывается однотипным и сопоставимым.

Вот эти-то новые обобщенные картографические материалы о геологическом строении дна Тихого океана и обрамляющих его морей и послужили тем фундаментом, на котором построены обе книги. Разумеется, широко использовались и геологические данные по островам и обрамляющим впадину континентам.

В краткой рецензии нет возможности остановиться на том огромном фактическом материале, который приведен при характеристике геологического строения той или иной океанической котловины или расположенной в ее пределах подводной возвышенности. В книгах дана геологическая характеристика практически всех положительных и отрицательных структур на дне мегавпадины. Ограничимся кратко общей характеристикой строения

Тихоокеанской мегавпадины как она вырисовывается на основании проведенного Б.И. Васильевым исследования. В разрезе земной коры Тихого океана выделено три геолого-структурных этажа. К первому этажу относятся метаморфические породы, установленные в желобе Муссау, в зонах разломов Кларин, Элтанн, в Курило-Камчатском желобе, на вале Зенкевича, а также в виде ксенолитов в лавах вулканических островов. В большинстве случаев это апогарцбургитовые серпентиниты, а также амфиболовые и эпидот-амфиболовые кристаллосланцы, эпидотовые амфиболиты, пироксен-плаггиоклазовые метаморфиты и хлорит-талльковские породы. Этот комплекс представляет собой нижнюю часть земной коры меланократового типа, сформировавшуюся в пределах Тихоокеанского талассократона в результате длительного многостадийного развития. Подчеркивается присутствие в этом структурном ярусе пород кислого состава и делается вывод, что отдельные блоки фундамента сложены кислыми магматическими и метаморфическими породами. Автор книг склоняется к палеозойскому и даже докембрийскому возрасту фундамента, его поднятию и размыву на 5—7 км перед отложением следующего структурного этажа.

Второй структурный этаж отделен от первого несогласием. В его составе выделяются два подэтажа, генетически между собой связанные. Нижний подэтаж образован комплексом расслоенных интрузий (в основном габброиды). Верхний подэтаж слагают пиллоу-лавы базальтов, туфы, брекчии и туфогенно-осадочные породы. Возраст этой талассотрапповой формации оценивается как триас — юра. Вулканогенные породы верхнего этажа формировались в основном в мелководных, местами в субаэральных условиях, т.е. лавы изливались на поверхность мелководного морского дна или суши. В конце юры началось опускание свода, существовавшего на месте Тихоокеанской мегавпадины.

Третий геолого-структурный этаж является гетерогенным и гетерохронным. В него входят осадочные и вулканические породы, сформировавшиеся после образования второго этажа и отделенные от него несогласием. Время его формирования — от юры и доныне. Анализ мощностей и фаций осадочных отложений Тихого океана свидетельствует о значительных опусканиях дна океана, проявившихся с поздней юры. Наиболее ранние опускания произошли в западной приэкваториальной части мегавпадины (до 6 км).

Вторая книга Б.И. Васильева освещает строение внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса и касается проблемы происхождения Тихого океана. Автор освещает геологическое строение окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское и др.), островных дуг и глубоководных желобов. Сравнительный анализ показывает, что все островные дуги и глубоководные желоба Тихоокеанской зоны очень сходны между собой и образовались в результате одних и тех же неотектонических процессов. Вместе с тем, существуют и различия, что позволяет выделить среди островных дуг три типа: 1) Курильский; 2) Марианский; 3) Новогейбридский. Первый тип — это островные дуги, принадлежащие полициклически развивающимся геосинклинально-складчатым системам, заложенным на древней континентальной земной коре. Второй тип — дуги, развивающиеся на меланократовом фундаменте, сходном с фундаментом Тихоокеанского блока. Третий тип островных дуг и глубоководных желобов относится уже не к Тихоокеанскому, а к Индо-Австралийскому мегаблоку. Все глубоководные желоба очень молодые. Они сформировались в позднем кайнозое. Автор отмечает, что нет ни одного доказательства в пользу того, что глубоководные желоба возникли вследствие субдукции.

Окраинные моря Б.И. Васильев классифицирует следующим образом. К первому типу, наиболее многочисленному, относятся котловины всех морей северо-западной части Тихоокеанской зоны перехода, исключая Филиппинское. Все эти котловины заложены на разновозрастном, начиная с архея, гетерогенном основании.

Котловина Филиппинского моря (второй тип) сформировалась на месте поднятия, сложенного древней корой мафического состава. Котловины морей Австрало-Меланезийского сектора сформировались в разное время. В

отличие от котловин первого типа, на фоне преобладающих опусканий здесь имели место и кратковременные поднятия, синхронные с таковыми в Австралии и Новой Зеландии.

Последний раздел монографии Б.И. Васильева посвящен проблеме происхождения Тихого океана. Рассмотрев существующие гипотезы (первичности океанов, океанизации, расширяющейся и пульсирующей Земли, тектоники плит), автор излагает собственную гипотезу. По Б.И. Васильеву, Тихоокеанская кольцевая мегаструктура первого порядка возникла в результате отделения Луны от Земли. Благодаря отрыву коры и верхней мантии Тихоокеанская впадина превратилась в "тепловую отдушину" Земли. Здесь постоянно существовал и существует активный тектонический режим, сходный с геосинклинальным, так и не завершившийся образованием сиалической коры. В то же время Тихоокеанская мегавпадина ведет себя как жесткий массив. Это противоречие Б.И. Васильев объясняет тем, что жесткость этой мегаструктуры обусловлена не наличием мощной консолидированной коры (как на континентальных платформах), а, наоборот, очень небольшой мощностью этой коры и близповерхностным расположением подстилающего ультрамафического субстрата, играющего роль жесткого массива. Образование мегавпадины повлекло за собой и образование обрамляющего ее подвижного пояса. Причина — тектонические процессы, протекающие на границе двух разнородных сред.

Оценивая монографию Б.И. Васильева в целом, подчеркнем, что это первое обобщающее исследование Тихоокеанской мегавпадины, выполненное на основе важнейшего геологического документа — геологической карты дна. Это обстоятельство позволило наметить главные черты геологической истории мегавпадины и рассмотреть природу основных ее структурных элементов. Высказываемая Б.И. Васильевым гипотеза образования Тихоокеанской мегавпадины вызывает ряд критических замечаний.

Главное все же в том, что с выходом монографии Б.И. Васильева начинается новый "геологический" этап в расшифровке истории Тихоокеанской котловины, когда в основу исследования кладется геологическая карта. Теперь освещать историю крупных акваторий становится возможным с тех же позиций, с каких в течение последних двухсот лет освещалась история континентов.

*Институт истории естествознания и техники
Москва*

*Поступила в редакцию
30 марта 1994 г.*

I.A. Rezanov

THE SUMMARY OF THE GEOLOGY OF THE PACIFIC BASIN

A detailed review of B.I. Vasiliev's monograph "The fundamentals of the Pacific geology" is done, a positive estimation of it as the first generalizing study of the Pacific megabasin based on geological data is provided.

УДК 551.763(571.63)

В.А. Михайлов

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ НОВЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ В МЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Дискутируется вопрос о строении меловых отложений Приморского края, приводятся контрдоводы высказываниям оппонента (В.П. Коновалов "О невалидности мономаховской и каменной свит в меловых образованиях Приморского края"), подчеркивается широкое распространение олистостромовых образований и необходимость пересмотра стратиграфии нижнего мела Восточного Приморья.

© В.А. Михайлов, 1994

Нет нужды говорить о том, насколько плодотворна научная дискуссия при получении новых материалов, уточняющих либо опровергающих сложившиеся представления. В то же время, ничего кроме вреда не может принести игнорирование нового фактического материала, отрицание новых представлений. К сожалению, именно с этим мы сталкиваемся в статье В.П. Коновалова "О невалидности мономаховской и каменной свит в меловых образованиях Приморского края" [3].

В 80-е годы в Дальнегорском районе Приморского края были проведены крупномасштабные геологические исследования, одним из результатов которых явилось представление о широком развитии берриас-валанжинской олистостромы [4, 6, 14 и др.], ранее неправомерно относимой к тетюхинской свите позднего триаса. В связи с резким (более чем на 1/3) изменением стратиграфического объема и состава берриас-валанжинских отложений района по сравнению с объемом и составом таухинской свиты, предусмотренными III Стратиграфическим совещанием [12], было предложено "отложения таухинского горизонта Дальнегорской подзоны выделять в качестве мономаховской свиты" [5. С. 36]. Тем самым были подвергнуты ревизии основополагающие взгляды на историю развития Восточного Приморья и заложена стратиграфическая база для выделения конседиментационных тектонических покровов и анализа чешуйчато-надвиговых и аккреционных структур Востока Азии [1, 11, 14—16]. Более того, при дальнейших исследованиях в палеозойских, как считалось [2], отложениях, подстилающих таухинскую свиту в ее стратотипическом разрезе, наряду с карбон-пермскими фораминиферами и радиоляриями выделены юрские, а в алевро-аргиллитовом матриксе — раннемеловые радиолярии [17]. Это позволяет предполагать региональное распространение олистостромовых образований в нижнем мелу Восточного Приморья и обуславливает необходимость пересмотра стратиграфии последнего в полном объеме.

В этой связи представляются неправомерными утверждения В.П. Коновалова: "...Суть-то остается та же самая... в целом же объем таухинской и мономаховской свит один и тот же... изменение терминологии процесса формирования нижней подсвиты (?! — В.М.) при сохранении полностью объема всей свиты не может служить основанием для выделения нового стратона" [3. С. 172]. В том-то и дело, что суть — разная, объем — не соответствует, в чем можно легко убедиться, внимательно ознакомившись с упомянутыми выше работами. Только находясь под гипнозом традиционных взглядов о нормальной стратиграфической последовательности и автохтонном положении картируемых геологических тел, можно отвергать новые материалы и взгляды. Только горячим желанием "не поступиться принципами" можно объяснить и тот факт, что в решении IV Стратиграфического совещания (материалы которого находятся в печати) так и не нашло отражения широкое развитие олистостромовых образований в Восточном Приморье, более того, они даже не упомянуты в составе таухинской свиты, что, конечно, в значительной мере обедняет проделанную работу.

Что касается каменной свиты верхнего мела, то с ней в обсуждаемой статье автор разделался еще проще. Он не счел необходимым обратиться к работе, где, соответственно с требованиями Стратиграфического кодекса, обосновывается выделение нового стратиграфического подразделения, детально рассматривается его стратиграфический объем и состав [7], а, сославшись на другую работу [8], где каменная свита лишь упоминается с отсылкой читателя к первой из этих работ, делает вывод о невалидности и этого стратиграфического подразделения. В этой связи какое-либо серьезное обсуждение данного вопроса становится невозможным. Между тем, как показано [7, 9, 10], выделение каменной свиты имеет принципиальное значение для выяснения эволюции вулканических процессов позднего мела, разработки основ стратиграфии вулканогенных толщ, характеризующихся резкой фациальной изменчивостью. Более того, знаменуя собой начало этапа кальдерообразования [9, 13], вулканогенные отложения этого уровня приобретают и особое металлогеническое значение как индикатор основной фазы рудообразования Восточного Приморья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) / ДВО РАН. — Владивосток, 1992.
2. Коновалов В.П. Берриасовые и валанжинские отложения Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ. — 1971. — № 7. — С. 12—18.
3. Коновалов В.П. О невалидности мономаховской и каменской свит в меловых образованиях Приморского края // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 171—173.
4. Красилов В.А., Парняков В.П. Рудоносная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 227, № 3. — С. 669—671.
5. Михайлов В.А. Новые данные о составе и строении берриас-валанжинских отложений Прибрежной зоны // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1986. — С. 36—47.
6. Михайлов В.А., Врублевский А.А., Юшманов Ю.П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны Приморья // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 1. — С. 83—91.
7. Михайлов В.А., Рыбалко В.И., Неволина С.И., Феохтистов Ю.М. Новое в хронологии вулканических процессов Восточного Сихотэ-Алиня // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 116—133.
8. Михайлов В.А., Феохтистов Ю.М., Смирнов М.М. Краткий очерк геологического строения Дальнегорского рудного района / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1987.
9. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.
10. Михайлов В.А. Стратиграфия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Вулканогенный мел Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 14—35.
11. Парняков В.П., Маркевич В.С. О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 1. — С. 47—52.
12. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. — Магадан, 1982.
13. Рыбалко В.И., Михайлов В.А. Основные этапы формирования структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Вулканические структуры (проблемы образования и связанная с ними металлогения): Тез. докл. Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Ч. 2. — Ташкент, 1986. — С. 35—37.
14. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 99—107.
15. Юшманов Ю.П., Геребило В.И., Журавлев В.И. и др. Конседиментационные тектонические покровы и закономерности локализации полиметаллического оруденения в Дальнегорском районе // Геологические условия локализации эндогенного оруденения / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 149—158.
16. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. докт. дис. — М., 1993.
17. Ketkin I.V., Rudenko V.S., Kojima S. Early Cretaceous Radiolarians from the Chernaya River Area, Southern Sikhote-Alin // Bull. Nagoya Univ. Furukawa Museum. — 1992. — N 8. — P. 27—35.

Приморгеолком
Владивосток

Поступила в редакцию
27 апреля 1994 г.

V.A. Mikhailov

THE PROBLEM OF DISTINGUISHING NEW STRATIGRAPHIC UNITS IN THE CRETACEOUS ASSEMBLAGES, PRIMORIE TERRITORY

The problem of the structure of the Primorie Cretaceous deposits is discussed, counter arguments against the opponent's statements are given (V.P. Konovalov "The invalidity of the Monomakhovsk and Kamensk suites in the Primorie Cretaceous assemblages"). A wide distribution of olistostrome assemblages and the need for revising the stratigraphy of the East Primorie Lower Cretaceous are emphasized.

НЕКРОЛОГ

НИКОЛАЙ ИВАНОВИЧ ЛАВРИК

(10.01.1929—28.06.1994)



28 июня 1994 года после тяжелой болезни скончался Николай Иванович Лаврик, заслуженный геолог РСФСР, лауреат Государственной премии СССР, крупный организатор геологической отрасли на Дальнем Востоке, известный геолог-рудник, ученый, прекрасный человек, член редколлегии нашего журнала.

Николай Иванович — коренной дальневосточник, родился в с. Гоголевка Красноармейского района Приморского края, в 1952 г. закончил Дальневосточный политехнический институт в г. Владивостоке. Геологии Приморья были отданы многие годы работы, большие творческие и организаторские способности, здесь Николай Иванович прошел путь от прораба-геолога до начальника (генерального директора) Приморского геологического управления (ПГО “Приморгеология”), которое он возглавлял более 12 лет (с 1969 по 1981 г.). Наряду с большой организаторской работой здесь были личные творческие успехи — первооткрыватель Тернистого оловянного месторождения, сделано серьезное научное обобщение “Особенности формирования

оловорудных месторождений Арму-Большеуссурйского рудного района“, защищенное в качестве кандидатской диссертации в 1979 г., опубликовано более 20 научных статей, участие в монографиях.

Второй важный период научно-производственной деятельности Н.И. Лаврика, где пригодился талант организатора, умение взаимоотношения с людьми и коллективами, — работа за границей. С 1963 по 1966 г. Николай Иванович являлся руководителем работы советских геологов в Демократической республике Вьетнам, где кроме этой деятельности он был консультантом начальника Главгеологии при Совете Министров ДРВ. С 1981 по 1985 г. Н.И. Лаврик работал в Монгольской Народной Республике в качестве уполномоченного Министерства геологии и горнорудной промышленности МНР. В Монголии он координировал, направлял и контролировал все научные и производственные коллективы советских геологов и участвовавших в этих исследованиях монгольских коллег.

По возвращении на родину начинается третий период трудовой деятельности Н.И. Лаврика — его работа в г. Хабаровске. Он назначается генеральным директором одного из крупнейших в стране территориальных геологических производственных объединений ПГО “Дальгеология“. На этом посту он находился 4 года и покинул его по состоянию здоровья в 1988 г. В том же году он переходит на работу в институты Дальневосточного отделения Академии наук СССР (РАН), сначала в Амурском КНИИ, а затем с 1989 по 1994 г. в Институте тектоники и геофизики на должности старшего научного сотрудника. Переход Н.И. Лаврика к чисто научной работе пробудил в нем приток новых творческих сил. Работал он с радостью, самозабвением. Его большой опыт, накопленные знания, личное обаяние привлекали к нему разных по складу характера и стилю работы людей. Особенно внимательно, с большим тактом он относился к работе молодых ученых. К нему шли за советом, помощью и просто для общения с приятным душевным человеком. В Институте тектоники и геофизики Н.И. Лаврик подготовил ряд публикаций и научных докладов, в том числе изданных в зарубежных журналах (Японии, Китае). Он вошел в состав редколлегии журнала “Тихоокеанская геология“ и активно участвовал в ее работе. В последние годы Николай Иванович приступил к разработке нового научного направления — “Геолого-геофизические критерии формирования и размещения крупных уникальных рудных месторождений“. Высказанные им идеи по этой проблеме приняты на вооружение его коллегам.

Ушел из жизни скромный в общении, прекрасный, красивый человек, внесший большой вклад в развитие геологии Дальнего Востока, изучение и разработку богатств его недр. Светлая память о Николае Ивановиче Лаврике останется в наших сердцах.

Редколлегия

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1994. № 5. 1-160