

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



2

1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **Н.А. ШИЛО**

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

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

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

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63 ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТиГ ДВО РАН. Тел. 38—58—50
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО "Наука". Сибирская издательская фирма. Тел. 35—72—52

Зав. редакцией **Н.А. Лившиц**
Мл. редактор **М.А. Языкова**
Художественный редактор **Л.В. Матвеева**
Технический редактор **Л.П. Минеева**
Корректоры **С.М. Поудина**, **Л.А. Щербанова**

Сдано в набор 08.12.93. Подписано к печати 04.03.94. Бумага типографская. Формат 70 x 108 1/16. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 15. Тираж 276 экз. Заказ № 812.

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

Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ—АПРЕЛЬ

№ 2, 1994

СОДЕРЖАНИЕ

Сидоров А.А., Еремин Р.А. Сравнительная металлогения Северо-Востока России и Аляски	3
Андреев А.А., Сваричевский А.С. Трансформные разломы северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	11
Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. К стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива	18
Болотникова Т.Н. Новые данные по стратиграфии Чернышевского бурогоугольного месторождения (Южное Приморье)	29
Симаненко Л.Ф., Раткин В.В., Пахомова В.А., Дмитриев В.Е., Афанасьева Т.Б. Самородные минералы группы мышьяка в скарновых рудах Дальнегорского боросиликатного месторождения (юг Дальнего Востока России)	39
Гудий В.Н. Особенности минерального состава и рудоносность докембрийских карбонатных пород Алданского щита	45
Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива	54
Нехорошева Л.В. Девонские мшанки Приамурья	63
Игнатьев В.А. Наледи и мантийные диапиры на Чукотке	75
Голубев В.М. Конспект теории развития Земли и человека	82
Мартынов Ю.А. К проблеме химической классификации базальтовых пород — систематика по глинозему	94
Ивашов П.В. Экспериментальное моделирование процесса химического выветривания минералов	99

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Крымсалова В.Т. О меловых и палеогеновых радиолариях Пенжинского прогиба (Корякское нагорье)	108
--	-----

ХРОНИКА

Предварительные результаты работ китайско-российской экспедиции по проекту 350 Международной программы геологической корреляции	111
---	-----

НЕКРОЛОГИ

Юрий Александрович Косыгин (1911—1994)	114
Леонид Львович Красный (22.IX.1938—31.X.1993)	117
Игорь Ипполитович Берсенева (1916—1993)	119

GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

MARCH—APRIL

№ 2, 1994

CONTENTS

Sidorov A.A., Yeryomin R.A. Comparative metallogeny of Russia's North-East and Alaska	3
Andreev A.A., Svarichevsky A.S. Transform faults of the north-western part of the Pacific mobile belt	11
Pavlyutkin B.I., Petrenko T.I. The stratigraphy of Tertiary coal-bearing deposits of the south-eastern margin, Khanka massif	18
Bolotnikova T.N. New data on the stratigraphy of the Chernyshevsk brown coal deposit (South Primorie)	29
Simanenko L.F., Ratkin V.V., Pakhomova V.A., Dmitriev V.Ye., Afanasieva T.B. Native minerals of arsenic group in the skarn ores of the Dalnegorsk borosilicate deposit (Russia's Far East South)	39
Guliy V.N. The peculiarities of mineral composition and presence of ore in the Precambrian carbonate rocks, Aldan shield	45
Goroshko M.V., Solomatin G.B., Nikolaev V.V. New geologic-geophysical data on the structure and presence of ore in the Arbarastakhsk massif	54
Nekhorosheva L.V. Devonian Bryozoa of Priamurie	63
Ignatiev V.A. Ice bodies and mantle diapirs in Chukotka	75
Golubev V.M. The precis of the theory of evolution of the Earth and man	82
Martynov Yu.A. The problem of chemical classification of basalt rocks — systematization by alumina	94
Ivashov P.V. Experimental modelling of the process of minerals' chemical weathering	99

BRIEF COMMUNICATIONS

Krymsalova V.T. The Cretaceous and Paleogene radiolarians of the Penzhinsk trough (Koryak upland)	108
---	-----

CHRONICLES

Preliminary results of the Chinese-Russian expedition's work on the 350 IPGC Project	111
--	-----

NECROLOGIES

Yuri Aleksandrovitch Kosygin (1911—1994)	114
Leonid L'vovich Krasny (22.IX.1938—31.X.1993)	117
Igor Ippolitovitch Bersenev (1916—1993)	119

УДК 553.078(1—18+798)

А.А. Сидоров, Р.А. Еремин

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ
И АЛЯСКИ**

В однотипных террейнах этих двух регионов на Аляске при существенно меньшей золотонности и оловоносности значительно больше развиты свинцово-цинковые стратиформные и колчеданные (тип Куроко) месторождения. Медно(молибден)-порфировые месторождения распространены в пределах большинства террейнов Аляски и островодужных террейнов Северо-Востока России. В целом террейны Аляски обладают более близким металлогеническим родством с Корякско-Камчатской группой террейнов, нежели с Колымо-Чукотской. Выделены две разновозрастные системы постаккреционных металлогенических поясов. Проанализированы материалы по металлогенической карте 1:4 000 000, составленной коллективами геологов Северо-Востока России и Геологической службы США.

Область сочленения Евразийского и Северо-Американского континентов, представленная геосистемами Северо-Востока России и Аляски, занимает ключевое положение среди специфических тектонических структур и металлогенических поясов, опоясывающих Тихоокеанскую впадину. Именно здесь практически непосредственно соприкасаются азиатская и американская ветви Тихоокеанского рудного пояса. В тектонике и металлогении этих смежных регионов отражены как общие закономерности развития континентального обрамления Тихого океана, имеющие глобальный характер, так и присущие каждому из них отличительные особенности геологической истории и структурно-вещественной эволюции. Потому значительный интерес представляет сравнительный металлогенический анализ этих территорий, одним из важных моментов которого является пространственно-временная корреляция их металлогенических структур.

С позиций современных концепций тектоники плит сложно построенные складчатые системы Северо-Востока России и Аляски рассматриваются как производные процессов субдукции, аккреции и коллизии блоков (террейнов) различной тектонической природы. Использование концепции коллажа тектоностратиграфических террейнов в качестве тектонической основы металлогенических построений и рудно-формационного анализа позволяет во многом по-новому осветить направленность металлогенического развития этих территорий, исходя из закономерного положения определенных генетических классов и формационных типов рудных месторождений в геодинамическом цикле Уилсона. Представляется возможным также проследить эволюцию рудных формаций и их рядов на фоне разнообразных структурных стилей формирования континентальной коры и в связи с различными осадочными, метаморфическими и магматическими комплексами-индикаторами геодинамических обстановок.

Кроме систематики месторождений по принципу их связи с различными тектоностратиграфическими террейнами, определяющей их различия по составу, происхождению и тектонической позиции, все эти рудные образования могут быть классифицированы также по времени аккреции террейнов. В соответствии с тремя основными этапами образования коры в зоне перехода континент—океан выделяются три группы месторождений: 1) доаккреционные, формировавшиеся раньше других в геологической истории каж-

дого тектоностратиграфического террейна и являющиеся, следовательно, изначально ("базовыми") образованиями по отношению к последующей металлогении; 2) синаккреционные, сформировавшиеся в процессе коллизионных столкновений террейнов (плит), сопровождавшихся магматическими и метаморфическими явлениями и интенсивными тектоническими деформациями; 3) постаккреционные, являющиеся наиболее поздними в геологической истории и сформировавшиеся в режиме субэаральных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (магматических дуг), наложенных на различные террейны. По этому же принципу выделяются и металлогенические пояса, объединяющие близкие по возрасту и генетически связанные месторождения с учетом тектонических обстановок их образования. Рисунок региональной металлогенической зональности в каждом случае является следствием сложного переплетения во времени и пространстве процессов до-, син- и постаккреционного рудообразования, включая синхронное развитие в разных зонах оруденения разных этапов аккреции. Иначе говоря, распределение металлогенических поясов в значительной мере отражает мозаику террейнов.

В современной структуре Северо-Востока России и Аляски наиболее ярко и масштабно выражены меловые и кайнозойские постаккреционные металлогенические пояса. В свою очередь эти пояса часто почти полностью перекрывают ареалы развития месторождений до- и синаккреционного (коллизионного) этапов, связанных с подстилающими их террейнами, и тем самым охватывают практически все генетическое и вещественное разнообразие рудных формаций, определяющих металлогенический профиль регионов. Таким образом, на примере этих поясов может быть наглядно прослежена унаследованность развития постаккреционного оруденения по отношению к до- и синаккреционному, в связи с чем представляется правомерным акцентировать внимание именно на окраинно-континентальных металлогенических поясах.

Возможность неоднократной регенерации вещества рудных месторождений и его концентрации в иных, нежели материнские, структурно-вещественных комплексах, происходящих под влиянием плутонических, метаморфических и гидротермальных процессов в ходе сложных геодинамических перестроек, является одним из важных металлогенических следствий террейнового анализа. Наиболее плодотворным, на наш взгляд, подходом к изучению закономерностей металлогенической эволюции представляется концепция базовых рудных формаций [1, 3], хорошо согласующаяся с методологией и понятийной базой плейттектоники. С позиций этой новой металлогенической концепции совокупность всех типов месторождений (рудных формаций) в различных металлогенических поясах может быть сведена к ограниченному числу рядов, количество которых и их генетическое и вещественное разнообразие определяются количеством и спецификой базовых формаций. В роли базовых формаций выступают многокомпонентные большеобъемные осадочные, гидротермально-осадочные, метаморфические и магматические месторождения (порфировые, массивные и вкрапленные сульфидные, железисто-кварцитовые и др.), а также любые геологические формации с аномальными концентрациями рудогенных элементов. Важно подчеркнуть при этом, что по сути дела каждая базовая формация типоморфна для вполне определенных геодинамических обстановок: островодужных, океанических, окраинно-морских, кратонных и других типов террейнов, окраинно-континентальных магматических дуг и т.д.

Базовые рудные формации представляют основу и нередко начало иерархических рудно-формационных рядов, выстраивающихся от сложных комплексных к простым дифференцированным (жильным) месторождениям вплоть до монометалльных, являющихся обычно завершающими членами нормального рудно-формационного ряда. Это одно из главных положений концепции базовых формаций. Тенденция эволюции процесса рудообразования от сложных многокомпонентных минералообразующих систем ко все более простым выдерживается, как правило, на протяжении нескольких

металлогенических эпох, но может проявляться и в течение только какого-либо одного этапа формирования аккреционного коллажа.

Определенная подчиненность состава каждой жильной (штокверковой, прожилково-вкрапленной) рудной формации составу возглавляющей ряд базовой формации (в минералого-геохимических макро- и микропарегнезисах базовой формации как бы "запрограммировано" зарождение всего рудно-формационного ряда) в значительной мере снимает вопрос о геологической конвергентности многих типов месторождений, не решаемый в рамках общепризнанных систематик. Конвергентность сохраняется, по существу, только на уровне физико-химических процессов отложения руд.

Таковы основные теоретические предпосылки к сравнительному анализу металлогении и закономерности размещения рудных месторождений Северо-Востока России и Аляски. В статье использованы материалы, полученные авторами и их американскими коллегами в результате исследований по международному проекту "Сравнительная металлогения Дальнего Востока России, Аляски и Канадских Кордильер". Первым этапом этих работ явилось составление металлогенической карты Северо-Востока России и Аляски в масштабе 1:4 000 000 на основе террейновой концепции. В собственно металлогенической части легенды месторождения систематизированы по классификационно-признаковым (описательным) моделям, в разработке которых нашли отражение, главным образом, исследования по моделям рудных месторождений, выполненные в последнее десятилетие геологическими службами США и Канады. Если отвлечься от несущественных расхождений терминологического характера, такие модели, или типы минеральных месторождений, близки по объему понятию "рудная формация", широко используемому отечественными геологами. Обобщение и анализ огромного фактического материала, полученного в процессе работы над картой, позволяют по-новому осветить геологическую историю и металлогению северного сегмента Тихоокеанского тектонического пояса. Что касается применения формационного метода при анализе рудных образований, и прежде всего их рядов, то важность этого аспекта металлогенических исследований с его очевидным позитивным опытом в отношении прогнозирования оруденения американскими геологами если не воспринимается не полностью, то во всяком случае явно недооценивается. Одна из целей настоящей статьи — дать интерпретацию имеющихся металлогенических данных под этим углом зрения.

Сравнительные рудно-формационные характеристики террейнов Северо-Востока России и Аляски приведены в таблицах 1 и 2. На схеме (см. рисунок) показаны постаккреционные металлогенические пояса и размещение базовых рудных формаций.

Сравнение базовых формаций (и их рядов) Северо-Востока России и Аляски затруднено из-за слабой изученности металлоносных зон сульфидизации, помеченных на схеме в качестве базовых формаций — sd (нерасчлененная сульфидная), $q - sd_1$ (кварц-сульфидная вольфрам-оловянная). Вместе с тем эти базовые формации наиболее распространены и с ними связана основная масса жильно-кварцевых месторождений золота, олова, вольфрама и других металлов. Образование кварцевых жил и прожилков начиналось еще в доаккреционный период одновременно с гидротермально-осадочной деятельностью, продолжалось в коллизионные, аккреционные и постаккреционные этапы развития террейнов. Из-за высокой конвергентности кварцевых жил время их образования обычно определить трудно. Тем более, что нередко они интенсивно образуются во все этапы развития террейнов. Металлоносность или неметаллоносность этих кварцевых жил тесно связана с проявлениями базовых рудных формаций, трактуемых ранее в качестве околорудных (околожильных) образований или зон рассеянной минерализации.

Коренные источники гигантских россыпей на Северо-Востоке России связаны главным образом с очень простым кварц-сульфидным (золото-кварц-сульфидным) рудно-формационным рядом, базовая формация которо-

**Рудно-формационная характеристика тектоностратиграфических террейнов
Северо-Востока России**

Рудно-формационные ряды	Типы террейнов, возраст рудообразования, геодинамическая обстановка	Рудные формации ряда	Примеры рудных районов и месторождений
<p>а) Платино-металльный акцессорный б) хромитовый</p>	<p>Зон субдукции с преобладанием океанических пород, офиолитовые, островодужные (до- и постаккреционные этапы)</p>	<p>Платинометалльная, хромитовая вольфрам-ртутная, золоторедкометалльная (теллуридная)</p>	<p>Пекульнейский р-н, Тамватней (W, Hg)</p>
<p>Кварц-сульфидный вкрапленных руд (нерасчлененный)</p>	<p>Турбидитных бассейнов пассивных континентальных окраин (коллизийные и аккреционные этапы)</p>	<p>Золото-кварц-сульфидная вкрапленных руд, золото-кварцевая, касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, вольфрамит-касситерит-кварцевая, урановая, сурьмяная</p>	<p>Дегдекан, Токичан, Штурмовское, Утинское (Au); Пыркакай (Sn); Иультин (W, Sn); Бутыгычаг (U, Sn)</p>
<p>Золотосульфидный вкрапленных руд</p>	<p>Турбидитных бассейнов пассивных континентальных окраин (аккреционный и постаккреционный этапы)</p>	<p>Золотосульфидная вкрапленных руд, золото-кварцевая, золоторедкометалльная, золотосеребряная, золотополиметаллическая, сурьмяно-ртутная</p>	<p>Майское, Наталкинское, Нежданинское, Школьное (Au); Сопка Рудная (Au, Ag); Пальянское, Пламенное (Hg, Sb)</p>
<p>а) Серебросульфидный (допорфировый) б) оловосеребропорфировый</p>	<p>Турбидитных бассейнов пассивных континентальных окраин (аккреционный и постаккреционный этапы)</p>	<p>Серебросульфидная, оловопорфировая, касситерит-силикатно-сульфидная, золотосеребряная (существенно серебряная), золоторедкометаллическая</p>	<p>Омсукчанский р-н, Дукат (Ag); Подгорное (Au, Co); Хета (Sn, Ag); Валькумей (Sn)</p>
<p>Медно-порфировый (медно-молибден-порфировый)</p>	<p>Островных дуг, континентальных рифтов, офиолитовые, пассивных континентальных окраин</p>	<p>Медно (молибден)-порфировая, золоторедкометаллическая, полиметаллическая, золотосеребряная, золототеллуридная, ртутная</p>	<p>Баимский р-н, Песчанка (Cu, Mo); Весеннее (Au, Ag); Чимчемель (Hg); Кони-Мургалский р-н</p>
<p>Свинцово-цинковый стратиформный</p>	<p>Пассивных и перемещенных континентальных окраин</p>	<p>Свинцово-цинковая, шеллит-сульфидно-кварцевая, золотосеребряная, золотосульфидно-кварцевая</p>	<p>Омулевский р-н, Битум-Сдвиг (Pb, Zn)</p>
<p>Железистых кварцитов</p>	<p>Кратонные</p>	<p>Железистые кварциты, кварц-магнетитовая, кварц-гематитовая, золотосульфидно-кварцевая, золотосеребряная</p>	<p>Южно-Омолонский р-н, Верхне-Омолонское (Fe); Кубака (Au, Ag)</p>

го представлена зонами пиритизации (пирротинизации) с брекчиевидным пятнистым и прожилковидным окварцеванием. Эти доаккреционные образования в террейнах турбидитных бассейнов пассивных окраин континентальных блоков и окраинных морей в большинстве случаев не представляют промышленного интереса, несмотря на крупные размеры зон рассеянной золотоносности. Источники россыпей в виде многочисленных золото-кварцевых жил и прожилков сформировались в коллизийный, аккреционный и постаккреционный этапы развития террейнов. В ряде случаев с ними связаны также промышленные месторождения золота. Аналогичным образом формировались россыпные источники олова и вольфрама.

Крупные месторождения золота (Наталка, Нежданинское, Майское), развиваясь унаследованно с доаккреционного этапа развития террейнов, как промышленные жильно-прожилково-вкрапленные рудные скопления сформировались в период коллизий и аккреций (Наталка) и, особенно, в начальный период становления постаккреционного Северо-Восточно-Азиатского

Рудно-формационная характеристика тектоностратиграфических террейнов Аляски

Рудно-формационные ряды	Типы террейнов, возраст рудообразования, геодинамическая обстановка	Рудные формации ряда	Примеры месторождений
1	2	3	4
Хромит-медно-никелевый	<p>Островодужные; поздний триас, океанический рифт</p> <p>Зон субдукции с преобладанием океанических пород, островодужные; пермь — ранний мел; океанический рифт, островная дуга</p> <p>Аккреционного клина с преобладанием турбидитов; палеоген, океанический рифт</p> <p>Аккреционного клина и зон субдукции, аккреционного клина с преобладанием турбидитов, островодужные; поздний триас, поздний мел — палеоген; океанический рифт, островная дуга (доаккреционный этап)</p> <p>Островодужные, средний мел, коллизионно-деформационная (аккреционный этап)</p>	<p>Медно-никелевая</p> <p>Хромитовая, хромит-платинометаллическая</p> <p>Сереброцинково-медная (кипрский тип)</p> <p>Цинково-медная колчеданная (тип Бесси)</p> <p>Медистых базальтов, медно-рудная типа Кеннекотт</p> <p>Серебромедная (жильная)</p>	<p>Фиш Лейк, Спирит Маунтин</p> <p>Йикрок Маунтин, Эвен, Мишечук Маунтин, Карибу Маунтин, Игл С—3, Ред Маунтин, Хэлибут Бэй, Клэйм Пойнт</p> <p>Тримен, Стандарт Коппер, Найт Айленд, Пандора</p> <p>Коппер Буллион, Элламар, Денали Шеллебергер Пасс</p> <p>Р-н Кеннекотт, Вестовер, Нельсон, Эриксон</p>
Медно-свинцово-цинковый стратиформный	<p>Пассивных и перемещенных континентальных окраин, островодужные; девон — карбон, поздний палеозой, ранняя юра; подводная окраинно-континентальная дуга, островная дуга (доаккреционный этап)</p> <p>Пассивных континентальных окраин, островодужные; поздний девон — миссисипский, поздний палеозой, ранняя юра — средний мел; окраинно-континентальная магматическая дуга, островная дуга (доаккреционный этап)</p>	<p>Медно-свинцово-цинковая колчеданная (тип Куроко)</p> <p>Свинцово-цинковая эксталяционно-осадочная (тип Ред Дог)</p> <p>Цинково-свинцово-медная стратифицированная (тип Кипуши)</p> <p>Свинцово-цинковая стратифицированная (тип долины Миссисипи)</p> <p>Медно-молибден-порфировая</p> <p>Медно (золото, серебро)-скарновая</p> <p>Скарновая магнетитовая</p> <p>Скарновая халькопирит-магнетитовая</p> <p>Золотомагнетит-сульфидно-скарновая</p>	<p>Нагет Крик, Николаи</p> <p>Смукер, Арктик, Сан, Джерри Крик, Шип Крик, Андерсон Маунтин, Ред Маунтин, Мьяока, МакГиннес Глэшер, р-н Дельта, Джонсон, Проспект</p> <p>Ред Дог, Лик, Дренчуотер</p> <p>Руби Урик, Омар</p> <p>Риф Ридж</p> <p>Виктор, Венус, Эвелин Ли, Джерое Крик, Орэн Хилл, Рэйнбоу Маунтин</p> <p>Чисточайна, Орэндж Хилл, Рэйни Крик, Мидас, Кривис Крик</p> <p>Магнетит Айленд</p> <p>Каспа Крик</p> <p>Небесна, Рэмблор</p>

1	2	3	4
<p>Сульфидный нерасчлененный</p>	<p>Перемещенных континентальных окраин; поздний палеозой, подводная окраинно-континентальная дуга (доаккреционный этап)</p> <p>Перемещенных континентальных окраин, островодужные, аккреционного клина и зон субдукции, зон субдукции с преобладанием океанических пород; мел — палеоген; коллизионно-деформационная (аккреционный этап)</p> <p>Пассивных и перемещенных континентальных окраин, островодужные, зон субдукции с преобладанием океанических пород, офиолитовые; поздний мел — неоген; окраинно-континентальная магматическая дуга (постаккреционный этап)</p>	<p>Скарново-полиметаллическая (иногда с касситеритом)</p> <p>Золото(серебро)-сульфидно-кварцевая, золото(серебро)-полиметаллическая (часто ремобилизованная)</p> <p>Золотортутно-сурьмяная</p> <p>Колчеданная (тип Куроко)?</p> <p>Цинково-свинцовая стратифицированная (тип долины Миссисипи)?</p> <p>Гематит-магнетитовая (массивно-вкрапленная)</p> <p>Золотосульфидная вкрапленная?</p> <p>Барит-полиметаллическая</p> <p>Золотокварцевая, золотосульфидно-кварцевая</p> <p>Касситерит-кварцевая, оловоскарновая и грейзеновая, касситерит-силикатно-сульфидная, касситерит-сульфидная (олово-серебряная)</p> <p>Оловосереброполиметаллическая, серброполиметаллическая</p> <p>Молибден-порфировая и скарновая</p> <p>Уран (редкоземельно)-порфировая</p> <p>Золотосурьмяная</p> <p>Медно-молибден-порфировая</p> <p>Золотосеребромедно-порфировая</p>	<p>Романцов Маунтина, Маунт Игикпак, Эсотук Глэшер, Глэшер Форк, Чисточайна</p> <p>Чисточайна, Джонсон, Проспект, Романцов Маунтина, Галена Крик, Поркьюпайн Лейк, Маунт Игикпак, Фрост, Энн Сукакпак Маунтин</p> <p>Район Нома</p> <p>Р-н Нома (Биг Хура, Рок Крик, Дэниел Крик и др.), р-н Ченделер, Перди, Лаки Хилл, Уиллоу Крик, Арнольд, Проспект, Шелей Маунтин, Аляска Оракл, Лаки Страйк, Кроун Пойнт, Монарх, Минерал Кинг, Голд Кинг, Гранит, Клифф, Кеаи Аляска и др.</p> <p>Лост-Ривер, Еар Маунтин, Кугарок, Кейл Маунтин, Поттейто, Маунтин, Охайо Крик, Кетчем Доум, Слейтат, Миши Крик, Цирк, Толстой, Боулдер Крик</p> <p>Вин-Вон, Серпентин Хот Спрингс, Индепенденс, Омилак и др. Уинди-Крик</p> <p>Игл Крик, Уилер Крик, Клиар Крик, Зэйн Хиллс, Рой Крик, Сишу Крик, Бедрок Крик, Вольф Маунтин</p> <p>Скрэффорд, Блу Лед, Тиббс Крик, Грей Лед, Слейт Крик, Стоутуз Маунтинз</p> <p>Москито, Азарко, Таурус Блаф, Трежер Крик, Пиббл Коппер, Пирамид, Мэллард Дюк Бэй, Кийк Ривер, Би Крик, Уорнер Бэй, Кэвисгэг, Рекс и др.</p> <p>Ним, Нимбус, Сильвер Кинг, Голден Зоун, Фог Лейк и др.</p>
<p>Медно-порфиновый (медно-молибден-порфиновый)</p>			

1	2	3	4
	<p>Островодужные, пассивных и перемещенных континентальных окраин, зон субдукции с преобладанием океанических пород, офиолитовые, океанической коры, турбидитовых бассейнов; поздний мел — плейстоцен; окраинно-континентальная магматическая дуга (постаккреционный этап)</p>	<p>Молибден-порфирировая Золото (редкометалльно)-порфирировая Золотомедно(висмут)-скарновая Скарново-магнетитовая Скарновая(медно)-полиметаллическая Вольфрам(золото, серебро)-скарновая Золотосульфидно-кварцевая Золотосереброполиметаллическая Серебросвинцово-цинковая Золотосеребряная (в том числе золотосеребропорфирировая?) Золотосеребротеллуровая? Ртутно (золото, мышьяк)-сурьмяная Сурьмяно-ртутная, ртутная</p>	<p>Мис Молли, Мак Леод Форт Нокс, Чикен Маунтинз Никсон-Форк, Медфра Медфра Тин Крик, Рэт Форк, Боусер Крик, Глэшер Форк Степович Лоуд, Салча Ривер, Бонанца Крик Истер Доум, Клиэрн Саммит Хот Спрингс, Доум, Иллинойс Крик, Рэди Кэш, Спрус Крик, Квигли Ридж, Банджо Бивер Крик и др. Демократ, Канос Бэй, Аквилла, Аполло-Ситка, Шумагин и др. Кай Голден Хорн, Сноу Галч-Донлин, Кэгэти, Лейк и др. Ред Девил, Синнабар Крик, Де Курси</p>

металлогенического пояса. Большинство оловянных и оловосеребряных месторождений, также развиваясь унаследованно, связаны с постаккреционными и, реже, аккреционными гранитоидами. На Чукотке аккреционное и постаккреционное гранитообразование протекало непрерывно.

На Аляске сходные условия образования отмечаются в террейнах пассивных и перемещенных континентальных окраин (район Нома и др.). В большинстве других террейнов условия рудообразования были иными и в значительной мере соответствовали условиям корякских и северо-камчатских террейнов. Вместе с тем постаккреционная металлогения Аляски близка к постаккреционному Северо-Восточно-Азиатскому металлогеническому поясу, который в связи с этим мог бы быть продолжен на американском континенте. Однако это сходство почти не связано с особенностями доаккреционного рудообразования и является результатом конвергенции гидротермальных образований, формирующихся в различной геологической обстановке и в связи с различными источниками рудного вещества.

Что касается террейнов океанической коры, островных дуг и континентальных рифтов, то их базовые формации и рудно-формационные ряды подобны (см. табл. 1, 2), а некоторые несоответствия (значительная распространенность колчеданных и медно-порфирировых месторождений на Аляске) объясняются большей степенью изученности террейнов этого типа на Аляске. Вместе с тем распространенность в рифтовых структурах Северо-Востока России крупных оловосеребряных и оловянных (оловопорфирировых) месторождений объясняется не только более мощной континентальной корой, но и высоко реовенированным стилем развития гидротермальных процессов [2].

Таким образом, Северо-Восток России по сравнению с Аляской более золото- и оловоносен, что обусловлено прежде всего образованием многочисленных месторождений на крупных террейнах турбидитных бассейнов пассивных континентальных окраин в коллизионные, аккреционные и пост-

аккреционные этапы их развития. В однотипных террейнах Аляски при меньшей золотосности развиты свинцово-цинковые стратиформные и колчеданные (типа Куроко) месторождения. Медно-молибден-порфировые месторождения широко распространены на большинстве террейнов Аляски и в пределах островодужных террейнов Северо-Востока России. В целом террейны Аляски обладают несомненно более близким металлогеническим родством с Корякско-Камчатской группой террейнов, нежели с Колымо-Чукотской группой.

Вместе с тем постааккреционная металлогения существенно затушевывает отмеченные сходства и различия в связи с конвергентностью небазовых рудных формаций.

Исходя из наших представлений об унаследованности фанерозойской металлогении от трех линий рудообразования в раннем докембрии [3], можно предположить, что сульфидные (вкрапленных руд) базовые рудные формации в фанерозойских толщах развивались преимущественно в связи с метаморфизмом докембрийских железистых кварцитов, олово-уран-полиметаллические руды — в связи с регенерацией (реювенацией) месторождений уран-многометалльной линии; прочие ряды — в связи с мантийной медно-никелевой и хромитовой линией или как результат различных сочетаний названных трех линий раннедокембрийского рудообразования.

Если наши представления верны, то на колымских и чукотских террейнах Северо-Востока России в отличие от подавляющего большинства террейнов Аляски в раннем докембрии преобладали формации железистых кварцитов в сочетании с уран-многометалльными рудными формациями, связанными с докембрийским гранитообразованием. Аналогичные или близкие условия докембрийского рудообразования, судя по распространенности сульфидных и олово-уран-полиметаллических рядов рудных формаций (см. рисунок), были характерны только для некоторых западных террейнов Аляски. Для террейнов Корякии и основной части Аляски преобладающими являются рудно-формационные ряды мантийной линии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. — Магадан, 1987.
2. Сидоров А.А. О незавершенных рядах рудных формаций на Северо-Востоке СССР // Докл. РАН. — 1991. — Т. 319, № 6. — С. 1405—1408.
3. Сидоров А.А. Эволюционно-исторические аспекты рудообразования // Вестн. РАН. — 1992. — № 8. — С. 91—103.
4. Erjomin A.A., Nokleberg W., Sidorov A.A. et al. Metallogenesis of Mainland Alaska and Russian Northeast // U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Open-file Report 93—339. — 1993. — P. 222.

СВКНИИ ДВО РАН
Магадан

Поступила в редакцию
13 сентября 1993 г.

УДК 551.243.8(265):551.242.22

А.А. Андреев, А.С. Сваричевский

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

На основе магнитометрических данных и батиметрии обосновывается картина трансформных разломов в Тихом океане к северо-западу от возвышенности Шатского. Обобщение данных показывает, что как в окраинных морях, так и в рассматриваемой части Тихого океана основные направления разломов следуют направлениям планетарной регматической сети. Такая глобальная сеть мегатрещиноватости создает предпосылки для возможного непрерывного продолжения разломов через окраинно-островодужные системы. Однако эта возможность реализуется лишь для отдельных разломов.

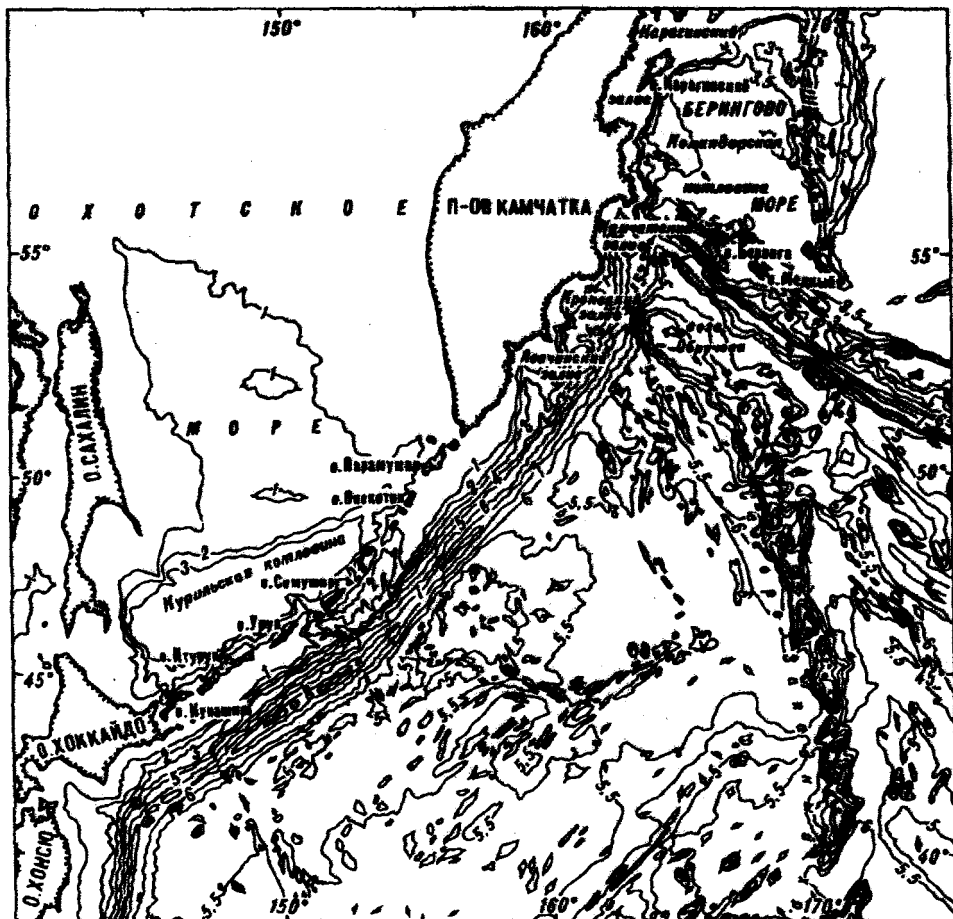


Рис. 1. Батиметрическая карта. Сечение рельефа 1 км.

Изучение тектоники Тихого океана и Азиатского континента долгое время шло независимо, и лишь в последнее десятилетие с переходом наук о Земле по-настоящему на глобальный уровень привлекает внимание их взаимоотношение [11]. Проведенные исследования позволяют говорить о ярко выраженной тектонической обособленности (автономности эволюции) земной коры по разные стороны от окраинно-океанических островных дуг: с внутренней стороны дуг наблюдается мозаика коллизионных покровно-складчатых систем и континентальных блоков (в разной степени переработанных), с другой стороны, в океане — другой стиль тектоники и тектонический план отражается в рисунке магнитных аномалий и трансформных разломов. При этом в океане гораздо уже признаковое пространство для выделения тектонических элементов всех рангов. В относительно лучшем положении находятся разломы.

В данной работе представлена статическая модель разломов в северо-западной части Тихого океана и показано их возможное соотношение с разломами земной коры, находящимися по другую сторону от Курило-Камчатской островной системы.

В рассматриваемой северо-западной части Тихого океана между Курило-Камчатским желобом и Северо-Западным (Императорским) хребтом (рис. 1), к северо-западу от возвышенности Шатского, развита мезозойская (получившая название Японской) последовательность линейных магнитных аномалий. При этом из-за недостатка фактических (в первую очередь магнитометрических) данных существует известное многообразие ретроспективных построений, главным образом в рамках тектоники плит [18—20 и др.]. Ниже, пользуясь ставшей привычной терминологией тектоники плит,

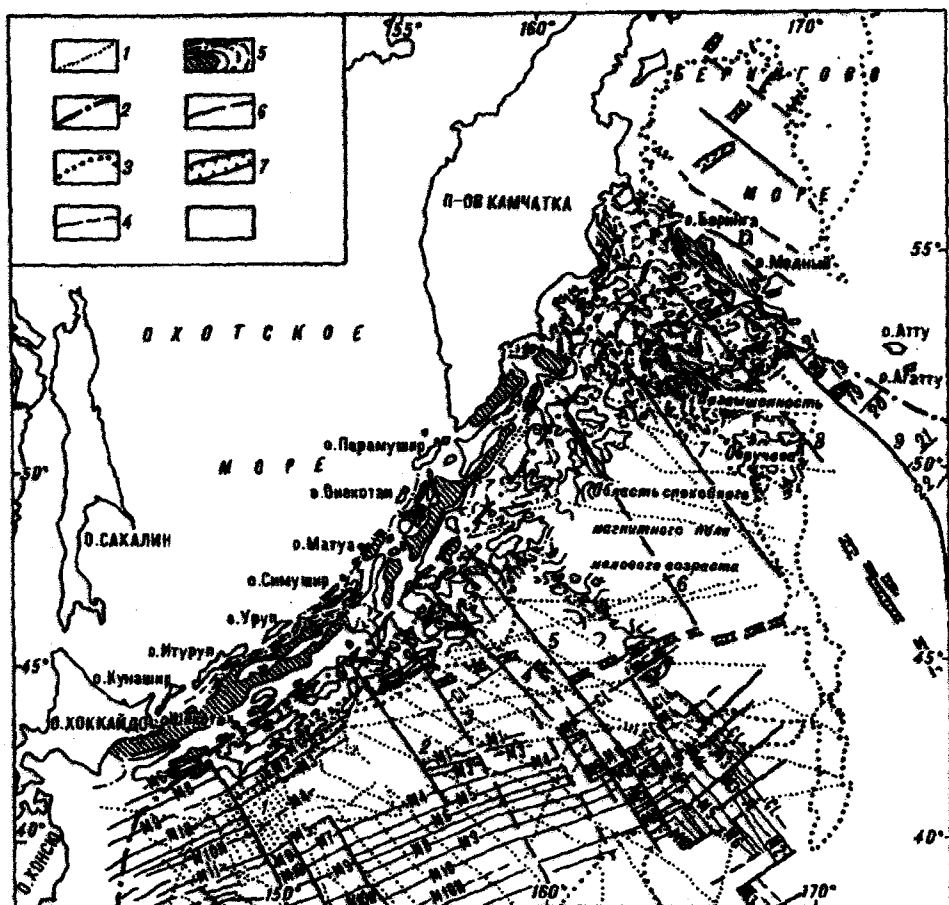


Рис. 2. Главные разломы северо-западной части Тихого океана.

1 — галсы НИС ДВО РАМ, использованные в работе; 2 — ось глубоководного желоба; 3 — изобата 5000 м в океане (3000 м в Беринговом море); 4 — оси линейных магнитных аномалий и их идентификация; 5 — изодинамы магнитного поля (положительные — сплошные, отрицательные — штриховые, нулевая изодинамика — штрихпунктирная линия); 6 — трансформные разломы (1 — Тускарора, 2 — Черных Братьев, 3 — Распуа, 4 — Матуа, 5 — Онсекотан, 6 — Авачинский, 7 — Крузенштерна, 8 — Камчатский, 9 — Сталмат); 7 — грабены; 8 — область спокойного магнитного поля мелового возраста.

мы уделяем главное внимание статической модели строения, не входя в полемику о ретроспективных построениях.

Для получения более полной картины магнитных аномалий и ориентировки трансформных разломов вместе с опубликованными данными [6, 7, 18—20] в данной работе использованы материалы, полученные в рейсах НИС "Пегас" (30-й рейс, 1985 г.), НИС "Морской геофизик" (28-й рейс, 1985 г., 31-й рейс, 1988 г.), НИС "Академик Александр Несмеянов" (14-й рейс, 1988 г.), НИС "Профессор Гагаринский" (5-й рейс, 1989 г.), а также отдельные галсы геомагнитных измерений на гидрографических судах, выполненные до 1985 г.

Новые результаты геомагнитных измерений дали возможность более определенно показать юго-восточную границу зоны спокойного магнитного поля мелового возраста, обрезаемой с северо-западной стороны Курило-Камчатским желобом.

В пределах рассматриваемой части акватории Тихого океана наиболее уверенно выделяются трансформные разломы северо-западного направления, простирающиеся вплоть до Курило-Камчатского желоба. Все кратко характеризуемые ниже разломы указаны цифрами на рис. 2. Наиболее важные их особенности следующие.

Разлом Тускарора сопровождается заметным каналом в рельефе дна; выделяется по смещению одноименных магнитных аномалий на океаничес-

ком склоне Курильского желоба и на смежном к желобу краевом океаническом валу Хоккайдо. Подробное описание разлома содержится в [2].

Разлом Черных братьев сопровождается уступом в рельефе дна и отмечается по различному характеру магнитного поля по разные стороны от линии разлома. Вблизи возвышенности Шатского имеющаяся сеть магнитных измерений не улавливает смещения отдельных аномалий вдоль линии, трассирующей его юго-восточное продолжение.

Разлом Расшуа выделяется уверенно по смещению аномалии СL (113 млн лет), а также аномалий М1, М2, М3. Юго-восточное продолжение разлома в смещениях аномалий не выражается или такое смещение незначительно.

Разлом Матуа отчетливо выделяется по смещению вдоль него аномалии СL и различному характеру аномального магнитного поля по разные стороны разлома. Вдоль разлома наблюдается правостороннее смещение звеньев так называемого разлома Хоккайдо — структуры, выраженной в рельефе впадиной глубиной не менее 500 м [14]. Одновременно с магнитометрией в экспедициях ИМГиГ ДВО АН СССР эта структура была изучена во многих сечениях сейсмическим методом НСП. Это позволило установить, что система впадин в рельефе (разлом Хоккайдо) — поверхностное выражение грабенов, выполненных осадками мощностью 600 м.

Разлом Онекотан в пределах зоны некоррелированного аномального магнитного поля на валу Хоккайдо выделен на основании различных рисунка и интенсивности поля по разные стороны разлома. Смещение линейных аномалий менее определено.

Авачинский разлом сопровождается положительной аномалией магнитного поля. Эта аномалия столь значительна, что была выделена еще по аэромагнитным данным. Гидромагнитные измерения позволяют продолжить положительную магнитную аномалию, а вместе с ней и разлом юго-восточнее Курильского желоба на расстоянии 1000 км. На п-ове Камчатка, на продолжении Авачинского разлома находится самая известная Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций.

Разлом Крузенштерна — в рельефе дна линия разлома выделяется ложбиной, северо-восточный борт которой выше. На отдельных отрезках разлом трассируется лишь уступом в рельефе (без ложбины). Вблизи Императорского хребта уступ в рельефе, сопровождающий разлом, в 1988 г. прослежен на протяжении 70 км широколучевым геолокатором типа SEABEAM в экспедиции на НИС "Томас Вашингтон" (устное сообщение участников рейса М.Л. Красного, В.Н. Патрикеева). В пределах зоны некоррелированного магнитного поля разлом разделяет два смежных района с различным рисунком аномалий.

Разлом Камчатский проходит по северо-восточному склону возвышенности Обручева и отделяет изометричные аномалии магнитного поля возвышенности Обручева от линейных аномалий (ориентировка СВ 45°) на северо-восточном склоне этой возвышенности. Эта особенность проявляется даже на карте, составленной по аэромагнитным данным при высоте съемки 2 км. На карте изопахит осадочных отложений разлому отвечает заметный градиент увеличения мощности осадков [13].

На фоне описанных прямолинейных трансформных разломов весьма необычно простирание разлома Сталмат (Stalmate), выделяемого вдоль одноименного хребта. Его происхождение связывается с поворотом плиты Кула против часовой стрелки во время формирования аномалий эоценового возраста, индексируемых как 24.1 и 24.2 (58 млн лет). С северо-восточной стороны перпендикулярно непосредственно разлому Сталмат подходит грабен Кула, симметрично к которому примыкают аномалии 19 (см. рис. 2). Интересна трактовка этого грабена как единственно уцелевшего фрагмента осевой части хребта Кула, разделенного плитой Кула и Тихоокеанскую плиту, и не испытывавшего еще субдукции [19]. Заметим, что в Командорской котловине Берингова моря по сейсмическим данным картируются структуры растяжения — грабены и разделяющие их разломы, которые, возможно, наследуют предполагаемый структурный план хребта Кула [10].

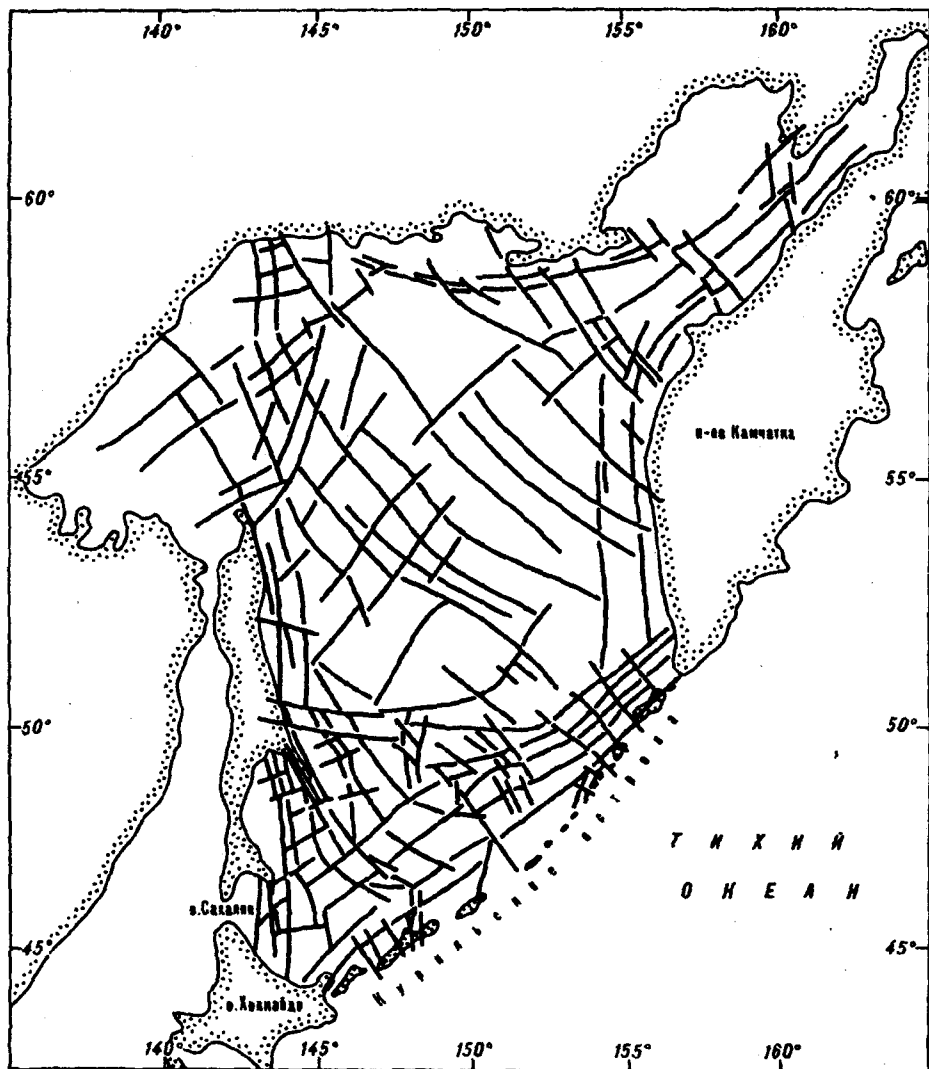


Рис. 3. Охотское море. Основные направления геологических структур, выделяемые по гравиметрическим данным и карте аномального магнитного поля (по данным ИМГИГ ДВО РАН и производственных организаций).

К юго-западу от разлома Сталмат картируются аномалии, ориентированные одинаково с Японской системой мезозойских линейных аномалий. Малое число этих аномалий не позволяет выполнить их уверенную идентификацию. Сравнивая взаиморасположение линейных аномалий к юго-западу от разлома Сталмат и их возможное место на магнитостратиграфической шкале, можно предположить, что здесь картируются аномалии М3, М4, М5.

Достигнутый уровень геофизической изученности позволяет полагать, что на рис. 2 показаны все крупные из существующих трансформных разломов; во всяком случае это замечание относится к разломам в океане, простирающимся вплоть до Курило-Камчатского желоба. Это обстоятельство в свою очередь позволяет исследовать вопрос о наличии сквозных разломов, т.е. разломов в океане, продолжающихся через окраинные островные системы в сторону Азиатского материка [3].

Строго говоря, с точки зрения тектоники плит то, что мы вслед за предыдущими исследователями называем трансформными разломами, следует именовать следами (ранее существовавших) трансформных разломов.

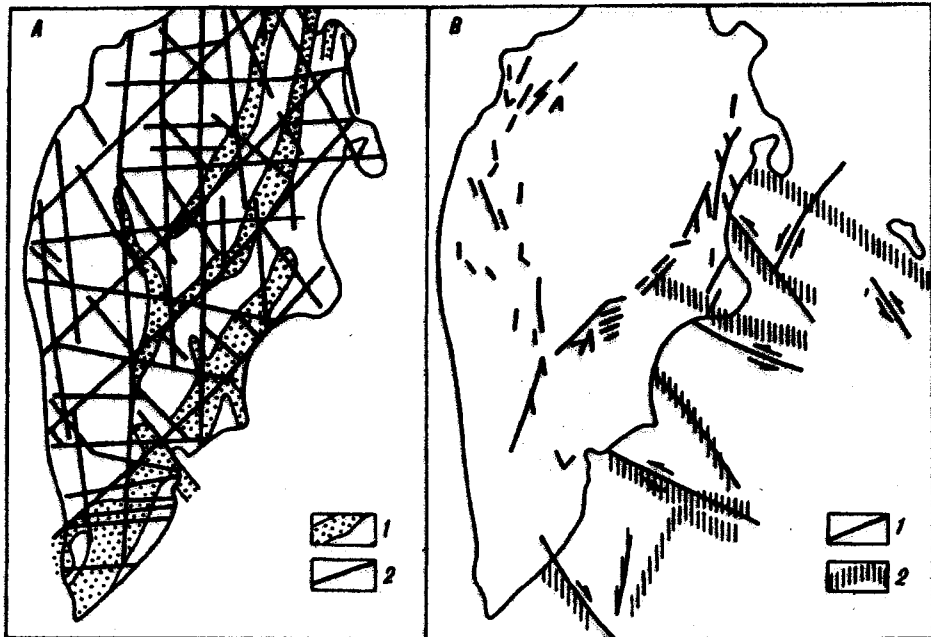


Рис. 4. Элементы разломной тектоники полуострова Камчатка.

А — разломы Камчатки, выделяемые по гравимангнитным данным по [1]. 1 — наибольшие значения положительных аэромагнитных аномалий, идентифицируемых с разломами, 2 — разломы, выделяемые по особенностям в структуре полей; В — разломы Камчатки и континентального склона Курило-Камчатского желоба по геологическим (на суше) и сейсмологическим (на континентальном склоне Курило-Камчатского желоба) данным: 1 — разломы (на суше), смещающие геологические контуры на карте м-ба 1:2000000 [15], на континентальном склоне — разломы, проявляющиеся в современной сейсмичности [16], 2 — границы однородно напряженных и деформированных блоков по сейсмологическим данным [16].

Заметим, что следы трансформных разломов с точки зрения канонической теории тектоники плит не могут являться активными тектоническими структурами.

Обратим теперь внимание на направления, по которым развиваются разломы к западу от окраинных островодужных систем. Ю.В. Шевалдин [17], анализируя данные магнитометрии, обратил внимание на то, что в Японском море развита сеть разломов вдоль направлений так называемой планетарной трещиноватости. Р.Г. Кулинич [9] показал существование диагональной сетки в рисунке основных морфоструктур на примере Филиппинского моря.

Существующие схемы тектоники Охотского моря и Курильской островной системы по-разному трактуют с точки зрения дизъюнктивной тектоники те или иные особенности геофизических полей и сейсмических данных [4, 5, 6, 12 и др.]. Заметим, что для определения наиболее важных структурных направлений достаточно выделить оси крупных аномалий и линии, разделяющие разнотипные участки полей, на карте аномального магнитного поля и гравиметрической карте. Полученная таким образом схема (рис. 3), без сомнения, показывает, что структурные направления в Охотском море обнаруживают влияние некоторой диагональной сетки.

В пределах п-ова Камчатка по материалам мелко- и среднемасштабных аэромагнитных и гравиметрических карт вырисовываются две ортогональные системы разломов [1], аналогичные выделяемым в других регионах Земли под названием планетарной регматической сети. Такую схему разломов можно воспринимать в определенном смысле как максимально сложную, имея в виду, что не все направления и разломы одинаково и одновременно проявляют (и проявляли в прошлом) свою активность. Например, распространение по площади разломов, смещающих геологические контуры на карте масштаба 1:2000000, обнаруживает совсем другую картину (ср. рис. 4, А и 4, В). Наиболее слабо отражаются на геологических картах

поперечные разломы; последние лучше проявляются на аэрофотоснимках и особенно на космических снимках.

На континентальном склоне желоба вблизи п-ова Камчатка наиболее активны (по сейсмологическим данным) современные разломные зоны северо-западного направления. Однако в целом наблюдаемая здесь картина современных тектонических движений характеризуется сложным сдвиганием блоков при одновременном и (или) попеременном действии вертикальных и латеральных сил [16].

Заметив, что различными независимыми исследованиями обнаруживается вполне правильная сетка разломных зон в районах к западу от окраинно-океанических островодужных систем, вернемся к ситуации в Тихом океане.

Розы простираций изобат в рассматриваемой части океана обнаруживают две преобладающие моды — 45° — 50° и 320° — 330° . (Розы—диаграммы приведены на рис. 2 в [8]). На этой же акватории наблюдается простираание линейных аномалий в океане согласно моде 45° , а трансформных разломов — 320° — 330° (вдоль ложбин и (или) уступов разной степени выраженности). Направление простираания магнитных аномалий также является направлением, которое “избирается” для разломов, образующихся позже намагниченных тел, создающих линейные аномалии. Примером этому служит простираание звеньев разлома-трога Хоккайдо. Привлекает внимание то обстоятельство, что простираания линейных аномалий и трансформных разломов образуют между собой диагональную сетку, подобную сетке планетарной трещиноватости.

Вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что как в океане, так и за его пределами, по другую сторону островных дуг, со стороны Азиатского материка, простираания разрывных нарушений следуют направлениям диагональной планетарной сетки разломов.

Можно полагать, что регматические планетарные сети разломов развиваются независимо по разные стороны от Курило-Камчатской островной системы в силу значительной тектонической обособленности рассмотренных регионов. Это обстоятельство определяет как независимое положение разломов, так и возможные пределы расстояний между ними по разные стороны от островных дуг.

Из вышесказанного следует, что планетарная сеть мегатрещиноватости создает предпосылки для возможного непрерывного продолжения разломов через окраинно-островодужные системы. В силу вышеизложенного также ясно, что эта возможность (в виде непрерывного продолжения) может реализоваться лишь для отдельных разломов. В таком случае возникает впечатление единого глубинного разлома (в силу большой его протяженности). В действительности, однако, образуется “составной” разлом, отдельные сегменты которого характеризуются специфическим набором признаков, и общий (сквозной) признак может отсутствовать. Авачинский разлом, рассматриваемый на всем его протяжении (как в океане, так и по другую сторону от Курило-Камчатского желоба), является примером такого разлома.

Кроме отмеченного Авачинского разлома такой же характер имеет разлом, описанный в работе [3] и прослеженный из Тихого океана в пределы Филиппинского моря, простираание которого соответствует простираанию Японской линейной системы магнитных аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андиева Т.А., Супруненко О.И. Разломная тектоника Камчатки и сопредельных акваторий // Стрoение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. — Л., 1975. — С. 100—114.
2. Андреев А.А., Красный М.Л., Кругляков А.А., Рогозин Н.А. Исследование разлома вблизи осевой части Курильского желоба // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 4. — С. 33—37.
3. Врублевский А.А., Косыгин В.Ю. Сквозные линейные элементы в системах окраинное море — островная дуга — океан // Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. — М., 1988. — С. 22—29. (Геодинамические исследования; № 11).

4. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000 / Редакторы: Л.П. Зоненштайн, Н.В. Межеловский, Л.М. Натанов / ПГО Аэрогеология. — М., 1979.
5. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Сидоренко А.В. // ПГО Аэрогеология. — М., 1978.
6. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
7. Красный М.Л., Андреев А.А., Воробьев В.М. Магнитная неоднородность фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // Океанология. — 1988. — Т. 28, вып. 3. — С. 430—433.
8. Красный М.Л., Кругляков А.А. Результаты анализа аномального геомагнитного поля Северо-Западной части Тихого океана // Геофизические поля Северо-Западной части Тихого океана. — Владивосток, 1982. — С. 3—15.
9. Кулинич Р.Г. Роль сквозных тектонических линейментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // Геодинамические исследования. — 1988. — № 11. — С. 95—101.
10. Мазуров Е.Л., Баранов Б.В., Борисенко Ю.В. и др. Спрединг в Командорской котловине и структура хребта Ширшова // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 305, № 6. — С. 1181—1185.
11. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. — М.: Наука, 1988.
12. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов. Масштаб 1:1500000. / Гл. ред. Рундквист Д.В., Волков В.М., Смирнов В.И. — Л., 1984.
13. Селиверстов Н.И. Сейсмо-акустические исследования переходных зон. — М.: Наука, 1987.
14. Строение дна северо-запада Тихого океана (геология, магматизм, тектоника) / Отв. ред.: Ю.М. Пушаровский, Ю.П. Непрочнов. — М.: Наука, 1984.
15. Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Воинова И.П. и др. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1979.
16. Шаранов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.
17. Шевальдин Ю.В. Аномальное магнитное поле и некоторые особенности глубинного строения дна Японского моря // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным: Материалы советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976. — Владивосток, 1976. — С. 65—70.
18. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate; Offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1988. — V. 100, № 5. — P. 733—754.
19. Mammerickx J., Sharman G.F. Tectonic Evolution of the North Pacific During the Cretaceous Quiet Period // J. Geophys. Res. — 1988. — V. 93, N B4. — P. 3009—3024.
20. Nakanashi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic Magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history // J. Geophys. Res. — 1989. — V. 94, N B11. — P. 15437—15462.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
29 марта 1993 г.

УДК 551.78:553.93(571.63)

Б.И. Павлюткин, Т.И. Петренко

К СТРАТИГРАФИИ ТРЕТИЧНЫХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Рассмотрены проблемные вопросы стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива. На основе комплексного анализа геологических и палеоботанических данных показана возможность распространения принципа расчленения стратотипического разреза третичных отложений п-ова Речной (Южное Приморье) на Раковскую, Реттиховскую и Павловскую впадины, с которыми связана промышленная угленосность.

Введение. В пределах Российской части Ханкайского срединного массива насчитывается около двух десятков депрессионных структур, выполненных мощной (сотни метров) толщей палеоген-неогеновых отложений. Из них наибольшее внимание привлекают Раковская, Реттиховская и Павловская депрессии, тяготеющие к юго-восточной окраине массива (рис. 1). Этот интерес закономерен, ибо к ним приурочены месторождения бурых углей, находящиеся в различной стадии освоения.

В конце 50-х годов Ю.Я. Громов [14], опираясь на данные поисковых работ, впервые дал обобщенную характеристику третичного комплекса

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

масштаб 1:5 000 000

1 — контуры депрессий, 2 — стратотипический разрез на п-ове Речной, 3 — граница Ханкайского массива.



1 2 3

пород Ханкайского массива, включая интересные насвадины. Используя палинологические данные М.А. Седовой, а также сведения о находках макроостатков специфических растений (*Trochodendroides*, *Nordenskioldia*), он высказал мнение об одновозрастности указанных отложений надеждинской и устьдавыдовской свитам Южного Приморья (олигоценраннемиоценовым по тогдашним представлениям). В дальнейшем этот вывод нашел отражение в обобщающей работе по геологии Приморского края [11].

Но затем последовали сообщения о массовых находках листовой флоры миоценового облика в угленосных толщах Павловки и Реттиховки [1, 19 и др.], что послужило основанием для пересмотра возраста углей данных месторождений. В стратиграфической схеме, принятой в 1978 г., продуктивные угленосные толщи Павловского и Реттиховского месторождений помещены на уровень нижнего — среднего миоцена [29]. К олигоцену условно отнесены лишь конглобрекции базальных слоев, не содержащие растительных остатков. В последующие годы тенденция к омоложению угленосных свит Приморья, ранее считавшихся палеогеновыми, приобрела устойчивый характер. К сожалению, подобный пересмотр не всегда в достаточной степени обоснован.

Ревизия вышеупомянутых опорных разрезов основывается почти исключительно на материалах по листовым флорам. Однако последние являются, в сущности, локальными в силу специфики геологического строения третичного чехла Приморья. Листовые флоры обычно не прослежены по простиранию слоев и потому не освобождены от влияния местных факторов, искажающих их структуру. Выстраиваемые вертикальные флористические серии из-за пространственной разобщенности типовых ориктоценозов во многом субъективны. Положение усугубляется тем, что данные, полученные параллельными палеоботаническими методами, используются при стратиграфических построениях формально, без должного критического осмысления, а сформулированные выводы нередко игнорируют геологические реалии. В данной статье предпринята попытка комплексного анализа материалов по упомянутым выше депрессиям, при этом наряду с литературными источниками нами использованы собственные данные.

Описание и опробование разрезов проведено Б.И. Павлюткиным, палинологические исследования (свыше 200 проб) выполнены Т.И. Петренко при участии О.В. Высочиной. Используются кроме того заключения по листовым и семенным флорам Р.С. Климовой (Приморгеология) и П.И. Дорофеева (БИН РАН), а также радиометрические датировки по методу треков, полученные С.С. Ганзеом (ТИГ ДВО РАН).

Обсуждение результатов. В качестве исходных логично привлечь данные по Артемо-Тавричанской впадине (окрестности г. Владивостока), где была впервые установлена своеобразная трехчленность в строении разрезов

кайнозойских угленосных отложений Приморья. Именно здесь, на одном из наиболее детально изученных разрезов (п-ов Речной) в составе третичного комплекса осадков мощностью более 1000 м были выделены три свиты: нижняя угленосная (угловская), безугольная туфоалевролитовая (надеждинская) и верхняя лигнитоносная (усть-давыдовская), несогласно перекрытые галечниками суйфунской свиты [10, 33].

По мере накопления сведений по другим впадинам Приморья и прилегающих регионов выяснилось, что данный набор литостратонов выдерживается с незначительными отклонениями в большинстве глубоких впадин (Краскинская, Майхинская, Пушкинская, Нижнебикинская и др.). Туфоалевролиты надеждинской свиты ввиду их специфического облика (коричнево-серая окраска, раковистоподобный излом, способность к набуханию с последующим распадом на мелкий угловатый щебень) было предложено еще в 40-х годах Г.М. Власовым использовать для увязки удаленных разрезов. В дальнейшем многие геологи рассматривали их как прекрасный и едва ли не единственный маркирующий горизонт при расчленении третичных отложений. Был даже введен термин "алевролиты надеждинского типа". Находки в стратотипе самой верхней, усть-давыдовской свиты характерных для палеогена макроостатков растений [17] и микроспор [21] подтвердили давнее высказывание Б.М. Штемпеля [33] о палеогеновом возрасте третичных отложений п-ова Речной за исключением галечников суйфунской (усть-суйфунской по современным представлениям) свиты.

Анализ материалов поисково-разведочных работ показал, что и в Раковской, Реттиховской и Павловской впадинах общий разрез, несмотря на его сокращенные мощности и усложнение в строении верхних секций, сохраняет ту же самую трехчленность. Это было давно подмечено геологами-угольщиками, но странным образом упускалось из виду специалистами по листовым флорам. Рассмотрение материалов целесообразнее начать с Раковской депрессии, где вышеупомянутая особенность выражена в наиболее явной форме.

Нами детально изучены разрезы по скважинам 277 (центральная часть впадины) и 15 (западный сектор). В результате были установлены литологические аналоги угловской, надеждинской, усть-давыдовской свит и более молодые образования, не представленные в разрезе на п-ове Речной (рис. 2). В основании третичных отложений на каолининовых корях выветривания различной степени сохранности залегают плохо отсортированные галечники (до 60 м), состоящие из полуокатанных обломков преимущественно местных пород, с линзовидными прослоями замусоренных алевролитов с растительным детритом. Галечники распространены локально и связаны, по-видимому, с палеоврезами.

Далее разрез наращивается толщей (22—175 м) алевролитов и песчаников с растительным детритом, обугленными остатками древесины, сидеритовыми конкрециями и несколькими пластами угля, из которых верхний — самый мощный (11,5 м).

Выше либо с постепенным переходом (граница проходит по кровле верхнего угольного пласта), либо с размывом залегают безугольная туфоалевролитовая толща, сложенная однородными коричнево-серыми алевролитами с раковистоподобным изломом. В них, по сообщению А.К. Мигуты [24], найдены остатки пресноводных гастропод и двустворчатых моллюсков, близких обнаруженным ранее в надеждинской свите Артемо-Тавричанской впадины.

Палинологическое изучение указанных толщ (63 пробы) показало, что полученные спорово-пыльцевые спектры можно сгруппировать в три комплекса: СПК-1 (5 проб) характеризует базальные галечники, СПК-2 (19 проб) — нижнюю угленосную толщу, СПК-3 (39 проб) — туфоалевролитовую толщу. Выделенные комплексы не обнаруживают принципиальных различий: в них покрытосеменные (52—89,5 %) преобладают над голосеменными (8—43,5 %) и спорами (1—10,5 %). Споровые растения не отличаются разнообразием состава, заслуживает внимания лишь присутствие гладких трехлучевых спор *Leiotriletes* и глейхений. В составе голосеменных

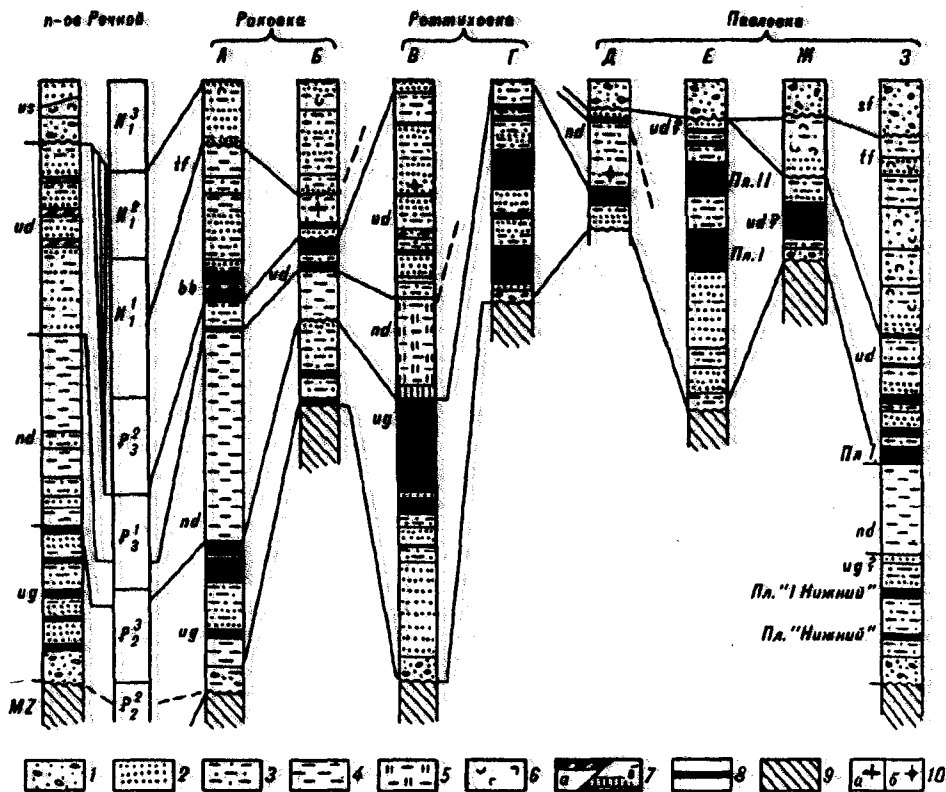


Рис. 2. Схема корреляции изученных разрезов.

А — скв. 277, Б — скв. 15, В — мульда Восточная, Г — мульда Западная, Д — мульда Восточная, Е — мульда Северная, Ж — разрезная траншея (обн. 9035А), З — Павловская впадина (центральная часть); свиты (толщи): уг — угловская, nd — надеждинская, ud — усть-давыдовская, ш — усть-суйфунская, st — тефродная, bb — "безбуковая". 1 — галька, гравий; 2 — песок, песчаник; 3 — алевроит, алевролит; 4 — аргиллит; 5 — туфодиямит; 6 — туфогенная составляющая; 7 — лигнит (а), углистый алевролит (б); 8 — уголь; 9 — докайнозойские породы; 10 — ископаемые флоры: листовая (а), карпологическая (б).

в галечниковой и нижней угленосной толщах (СПК-1, 2) преобладает пыльца таксодиевых (*Taxodiaceae* — 2,7—26,5 %, чаще 15—20 %, *Taxodium* — до 2,9 %, *Glyptostrobus* — до 2,5 %). Сосновые представлены скромно, особенно мало тсуг (не более 2 %). Эпизодически отмечается пыльца *Araucaria*, *Dacrydium*. В спектрах туфоалевролитовой толщи (СПК-3) роль сосновых начинает нарастать за счет сокращения таксодиевых.

В группе покрытосеменных доминируют буковые (до 40 %, обычно — 20—30 %, редко — 10 %), отличающиеся таксономическим разнообразием: *Quercus* sp. — до 18,7 %, *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz. — до 6 % в сумме, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil. — нет—ед., *Fagus* sp._{1,2,3,4} — до 22,5 %, *Fagus grandifoliiformis* Pan. — до 4,6 %, *Castanea* sp. — 1,7—14,8 %, *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz. — нет — 2,0 %, *Nothofagus* sp. — нет—ед. Содержание пыльцы каштана, кастанопсиса и буковых в целом уменьшается вверх по разрезу.

Субдоминантами являются: ильмовые (*Ulmus* — 3,2—36,0 %, *Zelkova*, *Planera*, *Celtis* — ед., *Ulmoideipites* sp., *Ulmoideipites tricostatus* And., *U. planeraeformis* And. — ед.), березовые (до 13,1 %), в том числе ольха (до 9,7 %). Среди ореховых при преобладании *Carya* sp. (до 13,6 %) характерно присутствие термофильных *Engelhardtia* sp. (до 4,0 %), *Engelhardtia quietus* (R. Pot.) Elsik (нет — 1 %), *Cyclocarya* sp. (ед.). Разнообразно представлены гамамелисовые (*Hamamelis*, *Fothergilla*, *Sycopsis*, *Corylopsis*, *Disanthus*), альтингиевые (несколько видов ликвидамбра, включая *Liquidambar zaisanica* Pan. — до 3,5 %).

Весьма показательно присутствие в спектрах стеркулиевых, миртовых, пыльцы *Platanus*, *Trochodendron*, *Loranthus elegans* I. Kulkova, cf. *Palmae*, таксонов, определяемых по искусственной классификации *Triatriopollenites* sp., *Triatriopollenites arboratus* Pfl., *T. confusus* Zakl., *Tricolpopollenites* sp., *Tricolpopollenites liblarensis* (Th.) Pfl., *Triporopollenites* sp. (все с оценкой "нет — ед."), а также эпизодической единичной пыльцы *Cardiospermum notabile* Kulkova, *Gothanipollis* sp.

Сопоставление палинокомплексов СПК-2, 3 с изученными нами ранее из угловской и надеждинской свит п-ова Речной (материалы приняты к публикации) показало весьма высокую степень сходства между ними, что с учетом литологической общности пород позволяет считать соответствующие разрезы разновозрастными. Привлечение сравнительных материалов по Сахалину [30], Приамурью [16], Средней Сибири [20], Северо-Востоку Азии [6] и другим регионам дает основание датировать возраст вмещающих СПК-2, 3 слоев поздним эоценом и переходным эоцен-олигоценным временем. Базальные галечники (СПК-1) несколько древнее, хотя их возраст тоже постоптимально-эоценовый.

Выше разрез надстраивается толщей (до 60 м) серых, зеленовато-серых алевролитов и песчаников с углефицированным растительным детритом и древесными остатками, включающей несколько сближенных пластов угля. Характеризующие ее спорово-пыльцевые спектры группируются в два резко различных комплекса. Нижний палинокомплекс, объединяющий 16 проб, имеет вполне отчетливую связь с рассмотренными выше СПК-1, 2, 3 прежде всего по доминирующим семействам в группе покрытосеменных и по спорадическому присутствию характерных таксонов палеогена: *Dacrydium*, *Platanus*, *Quercus graciliformis*, *Q. gracilis*, *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Cinnamomum*, *Triatriopollenites* (все с оценкой "ед."). Вместе с тем, роль их в спектрах заметно ниже, чем в СПК-1, 2, 3. Уменьшается содержание буковых, ореховых, из их состава выпадают наиболее термофильные элементы.

Голосеменные (до 70 % в сумме) в большинстве спектров превалируют над покрытосеменными. В них существенно возрастает роль сосновых с большим видовым разнообразием тсуг (до 10 видов), постоянно отмечается пыльца, сходная по тонкосетчатому рисунку экзины с *Picea* sp., выделенной М.А. Седовой [31] из олигоценных отложений Южного Приморья. По данным признакам СПК-4 обнаруживает несомненное сходство со спектрами усть-давыдовской свиты п-ова Речной.

Учитывая, что в палиноспектрах бореальной Азии угасание последних представителей стеммы *Normarpollis*, образующих форм-род *Triatriopollenites*, мелкой трикольпатной пыльцы вечнозеленых дубов *Quercus graciliformis*, *Q. gracilis*, а также большинства термофильных представителей палинофлоры эотургайского облика приходится на первую половину олигоцена [8, 15] и в то же время отмечается "вспышка" в развитии голосеменных при высокой роли сосновых [3], можно датировать СПК-4 и вмещающие слои ранним олигоценом.

Верхний палинокомплекс (СПК-5) в составе 7 проб обнаруживает принципиальные отличия от СПК-4 и, тем более, от СПК-1, 2, 3. Формирующие его спектры имеют наиболее умеренный облик. Они лишены всех термофильных элементов, свойственных палинофлоре эоцена и еще встречающихся в раннеолигоценных спектрах. Безусловным доминантом в них являются березовые (25—40 %), обеспечивающие в основном преобладание пыльцы покрытосеменных над голосеменными. Но, пожалуй, самым разительным фактом выглядит почти полное отсутствие пыльцы бука. Она встречается изредка с оценкой "ед." Семейство буковых представлено каштаном (нет — 5,4 %).

Время образования СПК-5 мы связываем с позднеолигоцен-раннемиоценовым терминалом. Именно в этот период в Северной Пацифике проявилось значительное похолодание, зафиксированное в изменении структуры растительного покрова и широтной миграции геофлор [4, 12, 13, 22, 32, 36, 37].

Слои с палинокомплексами типа СПК-5, как показали наши исследования, обнаружены в разрезах Приморья на всем протяжении с юга на север. Мы предлагаем для них название "безбуковая толща" по наиболее характерной особенности палиноспектров.

Для нас эта толща интересна тем, что с ней связаны своеобразные листовые флоры, отличающиеся умеренным обликом и близкие японским флорам типа Аниан. Структуру последних, как известно [34], определяют: среди хвойных *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney и *Glyptostrobus euroraueus* (Br.) Heer, а среди лиственных — березовые, ильмовые и умеренные представители ореховых.

Из кернов скважины 15 получена флора именно такого типа. В ее составе определены: *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown, *Ulmus* cf. *carpinoides* Goep., *U.* cf. *takayasui* Huzioka, *U.* cf. *quadrans* Goep., *U.* cf. *protojaponica* Tanai et Onoe, *Zelkova* cf. *elongata* Suzuki, *Betula nathorstii* Suzuki, *B.* cf. *hommae* Huzioka et Nishida, *Carpinus* cf. *miocenica* Tanai, *Pterocarya* cf. *duensis* Fot., *Juglandaceae* sp., *Populus* cf. *praemaximoviczii* Klim., *P.* cf. *balsamoides* Goep., *Salix* *varians* Goep. Аналогичные флоры умеренного облика, видимо, и послужили А.Г. Аблаеву [1] и Р.С. Климовой [18] основанием для пересмотра первоначально олигоценового возраста угленосных отложений Павловского угольного поля в сторону омоложения.

Разрез третичных отложений в Раковской впадине венчает так называемая тефроидная толща, детально охарактеризованная нами ранее [27]. Она залегает с размывом на "безбуковой толще" и отличается литологической неустойчивостью разрезов по латерали, их фациальной пестротой, сильной насыщенностью пирокластикой, сине-зеленым цветом пород в кернах, быстро сменяющимся на цвет хаки при экспонировании.

В ее палиноспектрах (37 проб), объединенных в СПК-6 с несколькими субкомплексами, отмечается преобладание пыльцы покрытосеменных над голосеменными (редко наоборот) при малом количестве спор. В группе покрытосеменных по-прежнему доминируют березовые, но свои позиции восстанавливает бук (содержание его достигает 32,5 % при рядовом 10—20 %), хотя само семейство буковых заметно обедняется: в нем уже нет пыльцы кастанопсиса, южного бука, вечнозеленых дубов, сокращается видовое разнообразие буков. Вместе с тем, в значительной мере регенерируется термофильная составляющая спектров: в них появляется единично пыльца *Namamelis*, *Sterculia*, *Engelhardtia*, *Loranthus*, *Moraceae*, вновь становится заметным *Liquidambar* (7 %). Серия радиометрических датировок (15—21 млн лет), полученных для тефроидной толщи в стратотипическом районе [27], позволяет оценить ее возраст в рамках вторая половина раннего миоцена — средний миоцен.

Из-за слабой палеоботанической изученности разрезов Раковской депрессии они еще не стали объектом острых дискуссий, чего нельзя сказать о Ретиховской впадине. В истолковании имеющихся по ней палеоботанических материалов существуют значительные расхождения. Впадина состоит из двух мульд: Западной и Восточной, разделенных выступом палеозойского фундамента. В разрезе Восточной мульды выделены следующие литостратоны (снизу): 1) пороговая толща грубозернистых аркозовых песчаников, замусоренных алевролитов с редкими линзами угля и основным рабочим угольным пластом в кровле (до 90 м), 2) углистые алевролиты, переходящие выше в коричнево-серые тонкослоистые туфодиадомиты и алевролиты, замещающиеся в краевых частях мульды песчаниками и галечниками с обломками местных пород (до 35 м); 3) песчаники, алевролиты с линзами галечников и маломощными угольными пластами (до 130 м).

Необходимо отметить, что при сохранении трехчленной схемы разреза основные его составляющие обнаруживают, помимо сокращенных мощностей, некоторые отличия от свит п-ова Речной. Так, туфодиадомиты толщи 2 не обнаружены в стратотипе надеждинской свиты, но они (или близкие к ним породы) известны в туфоалевролитовой толще Ивановской, Артемово-Тавричанской, Краскинской впадин. Галечники, входящие в состав толщи 3, в разрезе усть-давыдовской свиты п-ова Речной почти не представлены, зато

они являются, обычной, составляющей в разрезах верхней угленосной свиты Майхинской, Глуховской, Ивановской и других депрессий.

Как известно, туфолатомиты, толщи 2 вмещают многочисленные макроостатки растений, при явном преобладании буковых. Реттиховская флора имеет термофильный облик. Кроме *Engelhardtia koreana* Oishi здесь обнаружены *Cunninghamia protokonishii* Tanai et Onoe, *Magnolia* sp., *Castanopsis kramshaninii* Klim., *Mahonia* sp., *Sterculia rigida* Lesq., *Hamamelis protojaponica* Tanai et Onoe, *Morus* sp. [2, 19]. Данная особенность флоры послужила главной причиной для сопоставления ее со среднемиоценовой оптимальной флорой Японии, типа Дайсима. Наиболее четко эта мысль зафиксирована в работах Р.С. Климовой [18, 19], А.Г. Аблаева [1,2], Г.М. Пименова [28]. В противовес этому М.А. Ахметьев [5] рассматривал реттиховскую флору в ряду олигоценых флористических комплексов, сопоставляя ее с энгельгартиевыми флорами Японии и Кореи, а вмещающую толщу туфолатеролитов считал аналогом надеждынской свиты Южного Приморья.

Исследователи, проводящие корреляцию реттиховской флоры с флорой Дайсима из флоротипа на п-ове Ога, упускают из виду то обстоятельство, что логичнее такое сопоставление проводить с флорами типа Дайсима Северного Хоккайдо, находящегося примерно на одной широте с Реттиховкой. Между тем, известная из этого района миоценовая оптимальная флора Наборо выглядит как более умеренная [35], не говоря уже о верхнедуйской флоре Сахалина, также сопоставляемой с флорой Дайсима [4]. Экзотичным является и присутствие в реттиховской флоре платанов, отнесенных Р.С. Климовой к новому виду *Platanus aculeatus*, кастанопсисов (*Castanopsis kramshaninii* Klim.), вечнозеленых дубов (*Quercus kushiroensis* Tanai). Ни в одной из листовых флор Приморья, ниже-среднемиоценовый возраст которых контролируется другими палеоботаническими или независимыми методами, перечисленные растения не установлены, что придает флоре реттиховки уникальность, если считать ее возраст неогеновым.

В этой связи интересны палинологические материалы, полученные по Реттиховскому разрезу. Наши данные (17 проб по всем вышеперечисленным толщам) свидетельствуют, во-первых, о значительной общности выделенных спектров, и, во-вторых, о сходстве их со спектрами свит п-ова Речной. Во всех пробах пыльца покрытосеменных в количественном отношении преобладает над голосеменными и спорами. Среди последних доминируют представители семейства *Polypodiaceae*, отмечены *Gleichenia*, *Leiotriletes*, *Syathea*. В группе голосеменных преобладают таксодиевые, единично отмечена пыльца *Dacrydium*, *Araucaria*. Группа покрытосеменных характеризуется доминированием буковых, включая бук (несколько видов — до 18,6 %), дубы, в том числе вечнозеленые *Quercus gracilis* — ед., *Q. graciliformis* — до 3,6 %, *Q. conferta* — ед. — 2,8 %, а также *Quercites sparsus* — ед., каштан — до 11,7 %, кастанопсис — ед. В спектрах заметны мириковые (до 6,6 %), ореховые, включая термофильные *Cyclocarya* sp., *Engelhardtia quietus*, гамамелисовые *Corylopsis* — до 5 %, *Hamamelis*, *Fothergilla*, *Sycopsis*, *Disanthus* — ед. Постоянно отмечается пыльца *Platanus*, *Rhus ustjurtensis*, *Loranthus elegans*, *Trochodendron*, cf. *Palmae*, а также формальных таксонов *Triatriopollenites arboratus*, *T. confusus*, *T. plicoides*, *Tricolpopollenites liblarensis*, *Tricolporopollenites cingulum*, *T. pseudocingulum*, *Elytrante striatus*. Спектры подобного облика неизвестны в неогеновых отложениях Сибири и Дальнего Востока. Заметим, что близкие материалы получены нами по разрезу Западной мульды (8 проб), но спектры здесь отличаются еще большей архаичностью, выражающейся в увеличении роли характерных для палеогена форм.

Таким образом, при высокой степени сходимости по таксономическому составу и композиционным особенностям реттиховских листовых и палинологической флор налицо различия в интерпретации имеющихся данных. Это заставляет нас обратиться к материалам, полученным другими палеоботаническими методами. Изучая коллекцию семян и плодов, отмытых нами из песков толщи 3; П.И. Дорофеев после некоторых колебаний склонился в

пользу олигоценового возраста флоры как наиболее вероятного. Не менее интересны результаты диатомового анализа образцов из флороносных слоев толщи 2. Выполненная исследованием А.И. Моисеева [25] отмечает, что реттиховская диатомовая флора не имеет сходства ни с одной из известных неогеновых флор Японии, Кореи, Китая, США и, естественно, Приморья, хотя и содержит большое количество неогеновых видов. Приведенные доводы позволяют нам определенно высказаться в пользу донеогенового возраста отложений, выполняющих Реттиховскую впадину. Однако проблемными остаются вопросы, связанные с отсутствием в реттиховской листовой флоре (в ее изученном варианте) ряда растений, известных из стратотипов свит п-ова Речной. Возможно, это связано с палеоэкологическими и тафономическими особенностями ее формирования.

Весьма разнообразные материалы получены и по Павловскому бурогольному бассейну, включающему месторождения как основной, Павловской (Чихезской), впадины, так и ее спутников — небольших мульд: Восточной, Южной, Северной и др. Охарактеризованные ранее Ю.Я. Громыным [14] третичные угленосные отложения Чихезской впадины Я.В. Медведев [23] предложил рассматривать в составе павловской свиты, возраст которой, по его мнению, отвечает раннему-среднему миоцену. Л.А. Баскакова [7], исключая из состава павловской свиты туфогенную (тефроидную — по нашей терминологии) толщу, предполагает для нее несколько иной возрастной интервал (поздний олигоцен — начало миоцена). Однако и в таком объеме павловская свита включает, как минимум, три разновозрастные толщи: 1) нижнюю угленосную с базальным грубообломочным горизонтом, 2) туфоалевролитовую непродуктивную, обычно маломощную, неповсеместно распространенную, 3) верхнюю угленосную.

В мульде Восточной карьером вскрыты: верхняя часть нижней угленосной толщи, туфоалевролитовая толща, состоящая в основном из алевролитов “надеждинского типа”, нижняя часть верхней угленосной толщи и залегающие на ней с размывом галечники суйфунской (усть-суйфунской?) свиты. Комплексная литологическая и палеоботаническая характеристика разреза дана нами ранее [26]. В пыльцевых спектрах представлен богатый набор таксонов, характерных для позднего эоцена и раннего олигодена различных районов бореальной Азии (*Gleichenia*, *Schizaea* cf. *eocenica*, *Leiotriletes*, *Cyathea*, *Araucaria*, *Dacrydium*, *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*, *Engelhardtia quietus*, *Trochodendron*, *Platanus*, *Loranthus elegans*, *Triatriopollenites* sp., *T. arboratus*, *T. plicoides*, *Pleurospermaepollenites* sp.). Возраст семенной флоры, полученной из нижней части туфоалевролитовой толщи, оценен П.И. Дорофеевым в рамках позднего эоцена — раннего олигодена, ближе к раннему олигодену. Сходные с нашими палиноспектры по угленосной толще мульды Восточной были получены ранее Т.И. Демидовой, сопоставлявшей их со спектрами усть-давыдовской свиты п-ова Речной [9], и Н.С. Громыной, считавшей их олигоденовыми [7].

В мульде Южной листовые флоры умеренного, неогенового облика приурочены к пачке алевролитов и песчаников, разделяющей угольные пласты “Мощный” и “Второй” [1, 18]. Полученный из нее палинокомплекс обнаруживает, по данным Т.И. Демидовой, черты, характерные для неогеновых палинофлор, а спектры пласта “Мощный” и подстилающих слоев сопоставляются с палиноспектрами п-ова Речной.

В мульде Северной алевролиты “надеждинского облика” в их типичном варианте отсутствуют, что затрудняет сравнение развитых здесь углеводородных отложений с угленосными свитами других впадин. Полученные нами палиноспектры (11 проб), по преобладанию пыльцы голосеменных в отдельных пробах и относительной бедности палеогеновыми формами (установлены вечнозеленые дубы, платаны, *Cardiospermum notabile*, *Loranthus elegans*, представители формальных родов *Triatriopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Triporopollenites*) в большей степени похожи на раннеолигоденовые спектры нижней части усть-давыдовской свиты п-ова Речной. В центральной и северной частях мульды над рабочим пластом угля “Второй” наблюдается обеднение палинофлоры. Из нее почти полностью исчезают элементы,

характерные для палеогена, снижается разнообразие ореховых, буковых, а в группе голосеменных увеличивается роль темнохвойных компонентов. Более вероятно, что мы имеем дело в данном случае с переходными к позднему олигоцену слоями. Сходные спектры по разрезам мульды Северной получены Н.С. Громовой. Вероятно, из этих же слоев Р.С. Климовой собрана листовая флора переходного позднеолигоцен-раннеолигоценного облика, по ее оценке. Однако по присутствию значительного количества видов (9 из 17), известных из усть-давыдовской свиты п-ова Речной, данная флора, по нашему мнению, все же несколько древнее. Время ее формирования отвечает, вероятно, переходному от раннего к позднему олигоцену периоду. Отсюда следует, что в разрезах мульды Северной участвуют палеогеновые (как минимум раннеолигоценные) отложения, тем более, что еще остается неосвещенной песчаниковая толща, подстилающая пласт "Первый".

В основной, Павловской впадине, по материалам поисково-разведочных работ, мощность третичных отложений и характер разрезов меняется в направлении с востока на запад. Вдоль восточного борта прослеживается крупная угольная залежь (до 40 м). К западу от нее отщепляется семь групп пластов (I—VII снизу—вверх), здесь же появляются пласты "Нижний" и "I Нижний", неизвестные в других частях впадины и залегающие ниже пласта "Первый". Из кровли угольной залежи, вскрытой разрезной траншеей у восточного борта депрессии, нами получен спорово-пыльцевой комплекс из 6 проб. Опробовалась кровля залежи и перекрывающая ее пачка серых алевролитов и песчаников, насыщенных растительным детритом и древесными остатками. В пункте опробования слои флексуобразно деформированы и перекрыты с угловым несогласием тефроидной толщей (обн. 9035А).

В спектрах преобладает пыльца покрытосеменных (75,3—88,5 %) над голосеменными (8,7—23,6 %) и спорами (1,1—3,8 %). Среди голосеменных лидирующие позиции занимают *Pinus s/g Haploxyton* (5,7—13,5 %), среди спор отмечены *Leiotriletes*, *Gleichenia*. В группе покрытосеменных присутствуют характерные для палеогена формы: *Quercus gracilis* — ед., *Q. graciliformis* — до 4 %, *Q. conferta* — 3,7—9,3 %, *Quercites sparsus* — ед., разнообразные гаммелисовые (*Hamamelis* — до 2 %, *Corylopsis* — 2,4 %, *Fothergilla* — 2,8 %, *Sycopsis* — ед.), заметен ликвидамбр (до 9,7 %). В небольшом количестве, чаще единично присутствует пыльца *Loranthus* и формальных родов *Triatriopollenites*, *Tricolpopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Verrutricolpites*.

Учитывая относительно невысокое содержание в спектрах пыльцы бука (3,3—9,8 %), бедность термофильными элементами, отсутствие пыльцы платанов, кастанопсисов, некоторых меловых реликтов, известных из палинофлор угловской свиты, более вероятно, что в данном случае речь идет об аналогах усть-давыдовской свиты п-ова Речной. На более глубоких горизонтах возможно появление пород, синхронных угловской свите (пласт "Нижний"). Из слоев, формирующих угольную залежь вдоль восточного борта депрессии (скв. 1795), Т.И. Демидовой [9] получен палинокомплекс, который она сравнивает с комплексами усть-давыдовской свиты Южной Приморья и который, как показывает его состав, близок нашему.

Ниже угольной залежи вблизи разрезной траншеи из кернов скважин А.К. Седых [9] собрал коллекцию листовой флоры, в составе которой Р.С. Климова определила растения, характерные для тафофлор усть-давыдовской свиты п-ова Речной и олигоценых флор Северного Хоккайдо: *Trochodendroides* sp., *T. cf. arctica* (Heer) Berry, *Liquidambar* sp., *Fagus antipovii* Heer, *Quercus kushiroensis* Tanai, *Corylus cf. ezoana* Tanai, *Carpinus kushiroensis* Tanai, *Cordia cf. japonica* Tanai. Приведенные палеоботанические данные указывают на присутствие в разрезах восточного борта

* Сей И.И. и др. Отчет по теме 402 (1984 г.). Хранится в Приморском геолфонде.

** Климова Р.С. Отчет по теме 481 (1989 г.). Хранится в Приморском геолфонде.

Павловской впадины палеогеновых (более вероятно, раннеолигоценовых) отложений — аналогов усть-давыдовской свиты.

В центральных частях Павловской впадины мощность третичных угленосных отложений превышает 200 м, а их разрез усложняется. Здесь выделяются следующие толщи (снизу): нижняя угленосная (до 80 м), сложенная мусорными алевролитами и песчаниками с пластами угля “Нижний” и “I Нижний” и базальными галечниками в основании, развитыми повсеместно; безугольная толща алевролитов и аргиллитов, в том числе “надеждинского типа” (до 70 м); верхняя угленосная толща (165 м), сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами и включающая 15 угольных пластов различной мощности. Выше с несогласием залегает тефроидная толща (до 100 м) с несколькими маломощными угольными пластами, несогласно перекрытая галечниками плиоцена (суйфунская свита), мощность которых не превышает 15—20 м. В северном, северо-восточном секторах впадины между верхней угленосной и тефроидной толщами вклиниваются “безбуковые слои”, мощность которых не более 10—15 м.

Следует однако иметь в виду, что подобный полный разрез отмечается не везде: на многих участках непродуктивная толща с алевролитами “надеждинского типа” отсутствует, а верхняя угленосная толща или “безбуковые слои” залегают с размывом непосредственно на нижней угленосной толще — вероятном аналоге угловской свиты. Палинологические данные по угленосным отложениям, полученные Т.И. Демидовой и Н.С. Громовой, довольно фрагментарны. Выделены спектры двух типов: 1) из нижней угленосной, непродуктивной и нижней части верхней угленосной толщ, сходные со спектрами палеогеновых отложений п-ова Речной; 2) из верхней части верхней угленосной толщ, близкие спектрам “безбуковых слоев” и имеющие неогеновый облик.

Более полные палинологические материалы по центральной части впадины получены нами для тефроидной толщ. В спектрах доминируют березовые и буковые (бук 7—35 %). Важным признаком является присутствие (с оценкой “единично”) пыльцы термофильных растений: *Cunninghamia*, *Engelhardtia*, *Pasania*, *Hamamelis*, *Sterculia*, *Corylopsis*, *Moraceae*. Вместе с тем, пыльца формальных родов, а также лавровых, платана, кастанопсиса, троходендрона и некоторых других элементов, присутствующих (хотя и с низкими индексами обилия) в палеогеновых флорах, здесь не отмечена.

В составе фрагментарных листовых флор (скв. 18, 21) весьма заметны *Fagus stuxbergii* (Nath.) Tanai, *F. chankaica* Alex., *F. antipovii* Heer, *Quercus kazanskyi* Krysh., *Castanea* cf. *miomollissima* Hu et Chaney. Подобные, довольно термофильные флоры, но уже лишенные архаичных элементов раннего кайнофита, отражают, по нашему мнению, оптимальные климатические фазы миоценовой эпохи в геологической истории Приморья. Это подтверждается набором радиометрических датировок, охватывающих интервал 15—21 млн лет. Достоверность дат, полученных трековым методом, проконтролирована выборочным (по дубликатам) датированием по калий-аргону [27]. Однако специфика литологического состава тефроидной толщ, преобладание в ней “неперспективных” для спорово-пыльцевого анализа пород не позволили нам получить детальную послынную характеристику разреза и определить точное положение локальных флор на палеоклиматической кривой, построенной по океаническим колонкам [13].

Выводы. 1. Трехчленная схема строения третичных углевмещающих толщ (нижняя угленосная, безугольная туфоалевролитовая и верхняя угленосная свиты), характерная для стратотипического разреза п-ова Речной, выдерживается, хотя и с некоторыми отклонениями, во впадинах юго-восточной окраины Ханкайского массива (Раковская, Реттиховская, Павловская).

2. Возраст нижней угленосной и безугольной свит отвечает позднему эоцену и эоцен-олигоценовому терминалу соответственно, верхний лигнитоугленосный комплекс формировался в течение олигоцена — первой половины раннего миоцена. В его составе выделены аналоги усть-давыдовской

свиты (ранний олигоцен) и так называемая "безбуковая толща (слои)" переходного позднеолигоцен-раннемиоценового возраста.

3. Разрез третичных угленосных отложений завершается тефроидной толщей. Ей отвечает временной интервал вторая половина раннего миоцена — средний миоцен.

4. Концепция тотального омоложения угленосных (ранее палеогеновых) свит не может быть принята. Геологические и палеоботанические данные подтверждают существование в истории кайнозоя Приморья двух эпох угленакопления: эоценовой и олигоцен-раннемиоценовой. В более поздние этапы миоцена процессы угленакопления затухают.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А.Г.* Флора угленосных неогеновых отложений Приморья // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 54—58.
2. *Аблаев А.Г.* Геология и история флор побережий Японского моря. — М.: Наука, 1978.
3. *Александрова А.Н., Ясаманов А.Н.* Климаты раннего кайнозоя юго-запада Сибирской платформы // Климаты Земли в геологическом прошлом. — М.: Наука, 1987. — С. 181—190.
4. *Ахметьев М.А.* Ископаемые флоры стратотипического разреза неогена Среднего Сахалина // Сов. геология. — 1976. — № 2. — С. 130—136.
5. *Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Климова Р.С.* О возрастных аналогах энгельгардтиевых слоев Кореи в Приморье // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 206, № 1. — С. 167—170.
6. *Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Кистерова И.Б.* Северо-Восточная Азия на рубеже между эоценом и олигоценом (геологические события переходного эоцен-олигоценового терминала // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — С. 46—50.
7. *Баскакова Л.А.* Критерии литостратиграфической корреляции олигоцен-миоценовых отложений Западного Приморья // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 14—21.
8. *Бойцова Е.П.* Ископаемая пыльца рода *Quercus* и ее значение для расчленения палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности и Западного Казахстана // К методике палеопалинологических исследований. — Л.: Недра, 1966. — С. 236—246.
9. *Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И.* Палеоген и неоген Приамурья и Приморья / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
10. *Власов Г.М.* Третичные отложения Сихотэ-Алиня: Автореф. канд. дис. — Л., 1949.
11. *Геология СССР.* Т. 32. Приморский край. Геологическое описание. — М.: Недра, 1969.
12. *Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем Дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). — М.: Наука, 1988. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 428).
13. *Гладенков Ю.Б., Шапцев А.Е.* Стратиграфия и корреляция геологических событий неогена Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 168—175.
14. *Громов Ю.Я., Громова Н.С.* Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в Южном Приморье // Геология и полезные ископаемые Дальнего Востока и Забайкалья. — Л., 1960. — С. 57—66.
15. *Заклинская Е.Д.* Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
16. *Зива М.В.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины // Палинология кайнофита. — М.: Наука, 1973. — С. 89—93.
17. *Климова Р.С.* О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информ. сборн. ПГУ. № 7. — Владивосток, 1971. — С. 38—40.
18. *Климова Р.С.* Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1983. — С. 65—76.
19. *Климова Р.С., Крамчанин А.Ф., Демидова Т.И.* Новые данные по стратиграфии Реттиховского угольного разреза // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 66—75.
20. *Кулькова И.А.* Палиностратиграфия и палинофлоры палеогена Сибирской платформы, юга Западной Сибири и Северного Казахстана // Мезозой и кайнозой Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — С. 83—88.
21. *Кундышев А.С.* О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. — С. 279—280.
22. *Лаухин С.А., Гриненко О.В., Фрадкина А.Ф.* Эволюция климата кайнозоя арктического побережья Северо-Востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1992. — № 1. — С. 131—139.

23. *Медведев Я.В.* Вопросы стратиграфии кайнозой Ханкайского массива в связи с перспективами угленосности // *Материалы по стратиграфии и палеогеографии Восточной Азии / ДВНЦ АН СССР.* — Владивосток, 1984. — С. 111—112.
24. *Мигута А.К.* Особенности тектоники некоторых депрессий Приханкайской впадины // *Сообщения Дальневост. фил. АН СССР.* — 1962. — Вып. 15. — С. 15—18.
25. *Моисеева А.И.* Диатомовые водоросли флороносных слоев Реттиховки (Западное Приморье) // *Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР.* — Владивосток, 1979. — С. 69—79.
26. *Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.* Палеогеновые отложения мульды Восточной Павловского бурогоугольного месторождения (Юго-Западное Приморье) // *Кайнозой Дальнего Востока / ДВО АН СССР.* — Владивосток, 1989. — С. 116—120.
27. *Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Беляшина Н.И.* Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // *Тихоокеан. геология.* — 1988. — № 4. — С. 92—100.
28. *Пименов Г.М.* Миоценовые хвойные юга Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
29. *Решения Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978 г.).* — Магадан, 1982.
30. *Савицкий В.О., Сычева О.А., Грохотова Н.М.* О возрасте нижнедуйской свиты Углегорского района на Сахалине // *Геологическое строение о-ва Сахалин.* — Южно-Сахалинск, 1969. — С. 59—67. (*Труды СахКНИИ; Вып. 21.*)
31. *Седова М.А.* Краткое описание спор и пыльцы из олигоценых отложений Южного Приморья // *Атлас олигоценых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР / ГОНТИ.* — М., 1956. — С. 265—301.
32. *Фотьянова Л.А.* Кайнозойские флоры и климат Северной Пацифики // *Ископаемые флоры и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя / ДВНЦ АН СССР.* — Владивосток, 1977. — С. 66—81.
33. *Штемпель Б.М.* Угловский район. Отчет о геологическом исследовании осенью 1924 г. // — *Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока.* № 45. — Владивосток, 1926. — С. 1—88.
34. *Huzloka K.* The Anlai flora of Akita prefecture, and the Anlai-type floras in Honshu, Japan // *Journal of the Mining College of Akita University.* — 1964. — Ser. A., v. 3, N 4. — P. 1—105.
35. *Tanai T.* Neogene floral change in Japan // *Journal of the Faculty of Science Hokkaido University.* — 1961. — Ser. IV, v. XI, N 2. — P. 119—398.
36. *Tanai T.* Tertiary History of Vegetation in Japan // *Floristics and paleofloristics of Asia and Eastern North America.* — Amsterdam; London; New York, 1972. — P. 235—255.
37. *Wolfe J.A., Tanai T.* The Miocene *Seldovia* Point Flora from Kenai Group, Alaska. — U.S., Washington, 1980.

*ГПП Гидрологическая экспедиция
Приморский край, с. Вольно-Надеждинское*

*Поступила в редакцию
12 октября 1993 г.*

УДК 561:581.33:551.77(571.63)

Т.Н. Болотникова

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЧЕРНЫШЕВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Южное Приморье)

Палинологически охарактеризованы угленосные и перекрывающие их грубообломочные отложения Чернышевского бурогоугольного месторождения. Установлена последовательная смена спорово-пыльцевых комплексов. Впервые выделено пять спорово-пыльцевых комплексов, соответствующих палинофлорам конца раннего — среднего эоцена (эоценовый климатический оптимум), позднего эоцена, позднего олигоцена (возможно начало раннего миоцена), верхней половины среднего миоцена до начала позднего миоцена, позднего миоцена — плиоцена (ближе раннего). Установлены перерывы в осадконакоплении в течение раннего, среднего и первой половины позднего олигоцена, а также отсутствие отложений, соответствующих времени миоценового климатического оптимума. Проведено широкое сопоставление с одновозрастными палинофлорами других регионов. Дано обоснование возраста угленосной толщи.

Чернышевская депрессионная структура расположена в переходной области Ханкайского массива и Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны и входит в состав Ханкайской группы кайнозойских впадин [37].

Первые сведения о геологическом строении района получены в 40-х гг. XX в. В.З. Скороходом. Позднее здесь проводились поисково-разведочные работы М.Т. Бибиком, Ф.М. Фищуком, В.Ф. Комаровым и другими исследователями. С 1984 г. их выполняет трест Дальневостокуглеразведка.

Чернышевское бурогольное месторождение расположено в бассейне р. Арсеньевка, в 3 км к северо-западу от г. Арсеньев, и приурочено к приразломной наложенной впадине, являющейся частью Арсеньевской депрессии. Крутой приразломный южный борт Чернышевской мульды приурочен к крупному дизъюнктиву — оперяющему основной Западно-Сихотэ-Алинский разлом, проходящий вдоль р. Арсеньевка [23].

Изученные автором разрезы Чернышевского месторождения относятся к типу разрезов краевых частей Уссури-Ханкайского массива [24]. Здесь на корках выветривания среднепалеозойских гранитов и эффузивах эоценового (?) возраста залегает песчано-алевролитовая угленосная толща мощностью от нескольких до 250 м и более. Прослежено общее погружение структуры с севера на юг и смена плохо отсортированных песчаников, развитых в западных и южных районах, тонкозернистыми породами в восточных. Бурением зафиксировано шесть угольных пластов различной мощности (от 1 до 10—12 м). Пласты угля имеют сложное строение. Уголь бурый, низкой степени углефикации, часты прослойки лигнитов. Скважинами 204, 241, 251, 255, 395, 396 Новопокровского, Рисового и Павловского участков вскрыты четыре верхних пласта (см. рисунок). Возраст осадочного чехла ранее условно датировался верхним эоценом — нижним миоценом.

В 80-х годах из керна скважин Чернышевской впадины Г.М. Пименов выделил остатки хвойных и на основании полученных данных сопоставил угленосную толщу месторождения с верхним угленосным горизонтом (средний миоцен) Ретиховской впадины [33, 35]. Одновременно нами было проведено послойное палинологическое изучение керна скважин 204, 241, 251, 255 и установлен эоценовый (средний, верхний) возраст угленосных отложений [19].

Палинологическая характеристика гравийно-галечниковых отложений, перекрывающих угленосные отложения, приводится впервые.

В сводном разрезе выделено пять спорово-пыльцевых комплексов (СПК), видовой состав и морфологические особенности спор и пыльцы изучены с помощью световой и электронной микроскопии при увеличениях от 600 до 30 000.

Первый комплекс охватывает интервалы IV, III и II угольных пластов, второй приходится на более высокую часть разреза. Граница комплексов проходит по кровле II пласта.

В обоих комплексах преобладает пыльца, споры находятся в подчиненном количестве. Наиболее разнообразно сем. *Polypodiaceae* (*Onoclea*, *Asplenium*, *Polypodium*, *P. serratum* (Wild.) Fito и др.) — 40—60 % от общего числа спор. В меньших количествах, единично или спорадически отмечены *Sphagnum*, *Selaginella*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Lygodium*, *Leiotriletes* и др. Пыльца голосеменных по составу и разнообразию стоит на втором месте. Наиболее полно охарактеризованы сем. *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Sequoia*, *Cryptomeria*, *Clyptostrobus* и др.) и сем. *Cupressaceae*. Пыльца этих семейств, особенно *Taxodiaceae*, встречается в больших количествах (до 90 % от пыльцы голосеменных). Представители сем. *Pinaceae* (*Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Abies*, *Larix*, *Tsuga*), а также *Podocarpaceae* и другие в спектрах единичны или спорадические. Количество мешковых хвойных увеличивается до 10—12 % в верхах разрезов (85,0—12,5 м).

По количеству, разнообразию родов и видов пыльца покрытосеменных занимает во всех спектрах ведущее положение. По систематическому составу, доминированию таксонов или групп таксонов, присутствию детерминан-

Чернышевское
буроугольное месторождение

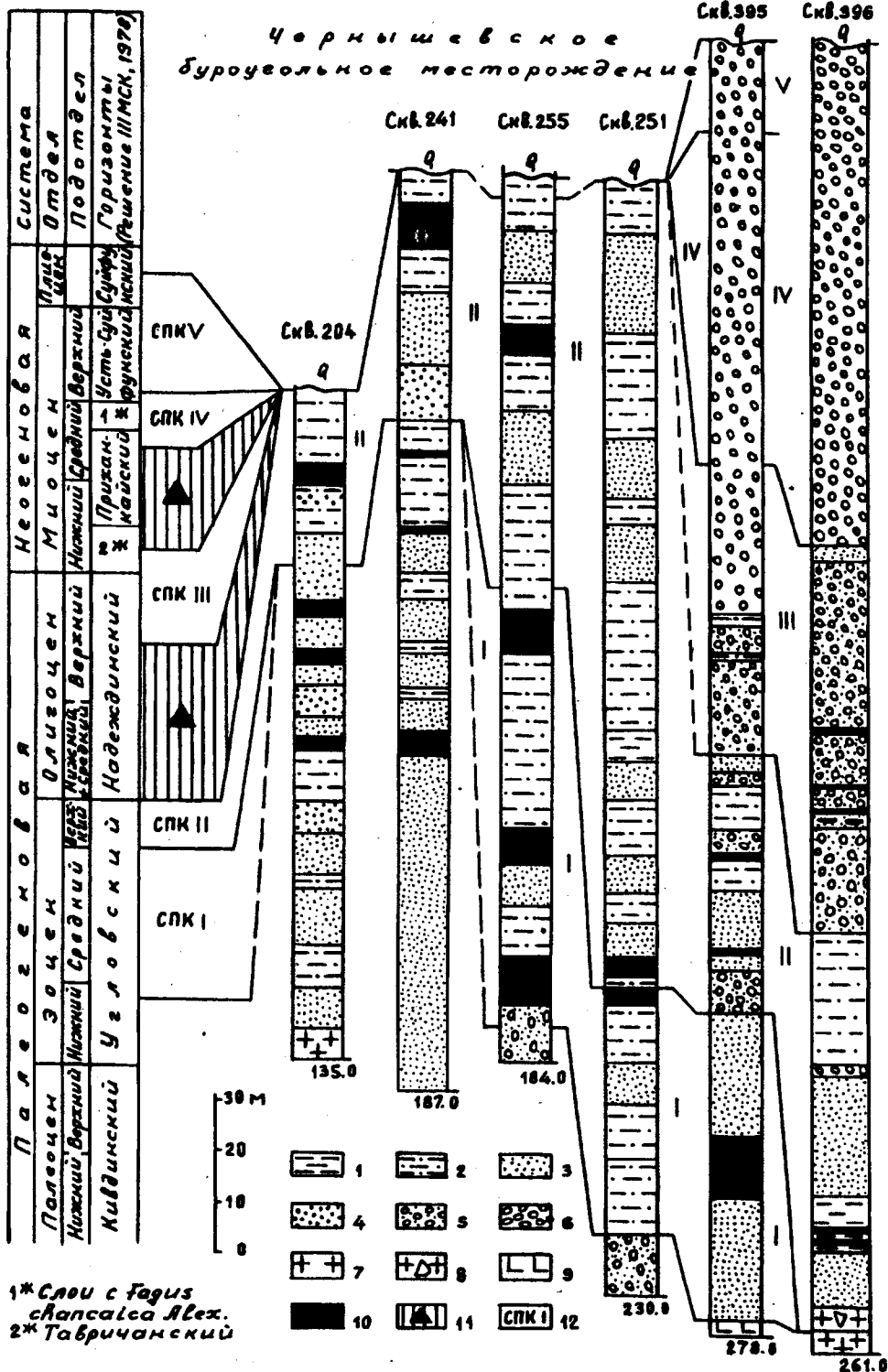


Схема корреляции кайнозойских отложений Чернышевского буроугольного месторождения.

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — пески, песчаники; 4 — гравий, гравийники; 5 — галька, гравий с песчано-глинистым заполнителем; 6 — галечники; 7 — граниты; 8 — кора выветривания гранитов; 9 — базальты; 10 — уголь; 11 — перерыв в осадконакоплении; 12 — спорово-пыльцевой комплекс и его номер.

тов в нижней угленосной толще выделено два спорово-пыльцевых комплекса.

Первый спорово-пыльцевой комплекс (СПК I) (скв. 251, инт. 210—172 м; скв. 255, инт. 178—90 м; скв. 395, инт. 278—215 м) характеризуется повсеместным доминированием пыльцы покрытосеменных растений (60—90 %). Во всех спектрах доминирует пыльца *Fagaceae*, представленная родами *Quercus*, *Castanopsis*, *Castanea*, а также трикольпатная и трикольпоратная пыльца, возможно, часто принадлежащая новым видам *Quercus* и *Castanea*. Пыльцы *Fagus* значительно меньше. Другой ведущей группой в спектрах является разнообразная в видовом отношении трипоратная пыльца (*Triatriporopollenites* Pfl., *Triporopollenites* Pfl. et Th., *Triporites* Pfl.).

Часть ее, вероятно, принадлежит древним видам *Myrica*, *Comptonia*, *Platycarya* и др. К субдоминантам отнесена пыльца сем. *Myricaceae*, *Ulmaceae* (*Ulmoidipites*) и *Juglandaceae* (*Platycarya* и *Engelhardtia*) [13]. Постоянно, хотя и в небольших количествах (от единичных зерен до 3—5 %), отмечена пыльца протейных, лорантовых, миртовых, магнолиевых, гаммелиевых, а также *Rhus*, *Plex*, *Bombacaceae*, *Sterculia*, *Onagraceae* и многих других.

В целом для комплекса характерны мелкие, средние и крупные размеры пыльцевых зерен, преобладание в спектрах пыльцы теплолюбивых и вечнозеленых растений, господство *Quercus*, *Castanopsis*, *Castanea*, среди которых значительная часть принадлежит к вечнозеленым каштанам и каштанодубам. Комплекс отличает присутствие пыльцы тропических и субтропических растений, спор теплолюбивых папоротников, преобладание *Tricolporopollenites* и *Tricolporollenites*. Систематический состав, характерные особенности палинокомплекса, присутствие *Myrica vera* Zaur, *M. eocenica* Kulk., *Comptonia rotunda* Kulk. [29], *Carya minuta* Bolot. [11], *Engelhardtia quietus* (R. Pot.) Elsik, *Quercus conferta* Boitz., *Q. gracilis* Boitz. [9], *Proteacidites bellus* Samoil., *P. paradoxus* Kulk., *Loranthus elegans* Kulk. [28], *Myrtacidites jacuticus* Kulk. и др., а также *Triatriporopollenites coryphaeus* (R. Pot.) Pfl., *T. cf. arboratus* Pfl., *Triporopollenites robustus* Pfl., *Pleurospermaepollenites tastachensis* Kulk. и значительное количество *Tricolporopollenites*, *Tricolporollenites*, известных из эоценовых отложений других регионов, соответствующих климатическому оптимуму эоцена, позволяет датировать вмещающие СПК I отложения верхами нижнего — средним эоценом. В пользу такого заключения свидетельствует сопоставимость нашего палинокомплекса с комплексами смежных регионов из средней и верхней частей углового горизонта Тавричанского, Шкотовского, Смоляниновского, Артемовского и Ретиховского разрезов [4, 6, 7, 26, 29]. Следует также отметить сходство с комплексами райчихинской [20, 27] и тастакской свит [28, 29], снатовской свиты Точилинского опорного разреза Западной Камчатки [1, 38]; нижнедуйской свиты Александровского района Сахалина [25], сонсанскими угленосными слоями свиты Хамён Притуманганья северо-востока Кореи [15]; рядом формаций о. Хоккайдо (*Bibai*, *Wakkanabe*, *Ybe*), Хонсю (*Noogata*, *Onge*), Кюсю [42—44].

Второй спорово-пыльцевой комплекс (СПК II) выделен из отложений скв. 255, инт. 90—18 м; скв. 241 инт. 60—26 м; скв. 204 инт. 40—15 м; скв. 395 инт. 214—167 м; скв. 396 инт. 260—180 м. В нем много общего с первым комплексом; доминирует пыльца различных видов и родов сем. *Fagaceae*, субдоминантная группа представлена семействами *Juglandaceae* и *Hamamelidaceae*, немалую роль играют представители сем. *Ulmaceae* (*Ulmus*, *Zelkova*, *Planera*) — от 6 до 14 %; *Myricaceae* — 3—27 % и др.

Вместе с тем комплексу присущи и свои характерные особенности. В нем практически полностью выпадают из спектров протейные, лорантовые и миртовые, изменяется количественный и видовой составы сем. *Fagaceae* (доминирует род *Quercus*). Если в СПК I среди пыльцы сем. *Hamamelidaceae*

* Скв. 204, инт. 130,0—40,0 м, скв. 241, инт. 187,0—60,0 м и скв. 251, инт. 230,0—220,0 м палинологически не опробованы.

наиболее разнообразными были *Hamamelis* и *Fothergilla*, то во втором — *Corylopsis* (*C. compacta* Lubom., *C. mtchdlicivliae* Lubom.), *Liquidambar* и *Altingia*. На первое место среди субдоминантов выходит сем. *Juglandaceae* с разнообразным видовым составом *Juglans* (*J. orbiculata* Bolot., *J. jondonica* Bolot., *J. polyvarata* Vojcel) и *Carya* (*C. spackmania* Trav., *C. ulmiformis* Bolot. и др.), значительно уменьшается количество *Platycarya* и *Engelhardtia* [10—12, 14], появляются мешковые хвойные (9—16 %); исчезают раннепалеогеновые реликты (*Gothanipollis*, *Pistilipollenites*, *Anacolocidites* и др.), а также многие виды *Triatropopollenites*, *Tropopollenites* и *Triporites*.

По систематическому составу и количественным соотношениям отдельных компонентов СПК II Чернышевской впадины близок к палинокомплексам из верхов угловского и низов надеждинского горизонтов [4, 6, 7, 32], комплексам верхней части свиты Хамён впадины Кенвой Притуманганя северо-востока Кореи [15]; формации *Kuwado* на о. Хонсю [44]. Группа широколиственных растений, особенно семейств *Juglandaceae* и *Hamamelidaceae* сходна с комплексами Реттиховки (Южное Приморье), выделенными из низов разреза скв. 1986 [26] и разрезов Восточной и Западной мульды [19]. Это дает основание датировать возраст отложений, вмещающих второй спорово-пыльцевой комплекс, верхним эоценом.

В обоих комплексах велико количество мелкой трехбороздной, трехборозднопоровой и однобороздной пыльцы (ближе неопределенной) с тонкой, часто скульптурированной экзиной. Большая часть этих пыльцевых зерен, вероятно, принадлежит травянистым растениям. Значительное количество пыльцы семейств *Taxodiaceae*, *Alnus*, а также присутствие *Sparganium*, *Liliaceae*, *Suraceae*, *Graminea* и других травянистых растений указывает на палеозоологическую обстановку влажных, теплых, обводненных или заболоченных низин.

Третий спорово-пыльцевой комплекс (СПК III) выделен из песчано-глинистых прослоев гравийно-галечниковой толщи, залегающей несогласно на угленосных отложениях (скв. 395, инт. 164—110 м; скв. 395, инт. 179—103 м).

Спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий этот интервал сводного разреза, довольно резко отличается от предшествующего (СПК II). Премственность флор нарушена. В общем виде комплекс можно охарактеризовать следующим образом: пыльцы голосеменных растений — 58—76 %, пыльцы покрытосеменных — 22—35 %. Споровые растения существенной роли в спектрах не играют, хотя следует отметить практически во всех спектрах большое количество бобовидных *Polypodiaceae* (иногда 43—71 % от всех встреченных зерен), спор *Osmunda* (ед. — 15 %), *Bryales* (ед. — 6 %) от числа всех споровых. Единично отмечены *Polypodium*, *Onoclea*, *Lycopodium*, *Sphagnum* (локально до 6 %), *Lygodium* и *Leiotriletes*.

Пыльца голосеменных, доминирующая во всех спектрах, представлена очень разнообразно. Доминантами являются хвойные растения, а среди последних сем. *Pinaceae*. Это различные виды *Pinus* (*Pinus cristata* Panov., *P. bureiformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl., *P. radiata* Don., *P. peuce* Griseb. и др.), *Picea* (*Picea* sp., *P. cf. exelsa* Link., *P. cf. orientalis* (L.) Link., *P. omorica* Purk. и др.), *Tsuga* (*Tsuga* sp., *T. parva* Brum., *T. crispa* Zakl., *T. acicularis* Kupr., *T. torulosa* Zakl., *T. sieboldiana* Veno и др.). Постоянно встречаются очень крупные (80 x 200 мкм; 90 x 120 мкм) пыльцевые зерна *Abies* sp., с плотными мелкими ячейками на воздушных мешках. Пыльца *Larix*, *Cedrus* (*Cedrus* sp., *C. parvisaccata* Zauer) и *Ginkgo* (0,5—3,5 %) отмечена в несколько меньших количествах. Единично или спорадически встречена пыльца *Podocarpus* (*Podocarpus* sp., *P. spicatus* R.Br., *P. nubigenis* Lindl., *P. giganteus* Zakl.) и *Dacrydium* sp. Сем. *Taxodiaceae*, находящиеся в комплексе в подчинении (субдоминанта), представлено в основном родом *Taxodium* (*Taxodium* sp., *T. distihiformis* Simps.) и в меньшей степени *Sequoia* (*Sequoia* sp., *S. sempervirens* Engl., *S. semperviriformis* Zhezél), *Cryptomeria* (*Cryptomeria* sp., *C. japonica* Erdt.), *Glyptostrobus* sp. Пыльца *Cupressaceae*, *Sciadopitys* sp., *Juniperus* sp., *Cupressus* sp., а также *Gnetum* sp. встречена единично или спорадически.

Состав покрытосеменных однообразен и малочислен. Среди покрытосеменных доминирует сем. *Betulaceae* с родами *Betula* (3,5—17 %), *Alnus* (19—30 %, локально до 50 %), *Corylus* (ед. — 15 %) и *Carpinus* (0,5—4,5 %). Среди широколиственных присутствуют в основном умеренные растения тургайской флоры. Особо следует отметить видовое разнообразие сем. *Tiliaceae*, хотя в количественном отношении пыльца этого семейства составляет не более 4—6 %, а также видовое разнообразие пыльцы рода *Acer*. Пыльца сем. *Namamelidaceae* представлена родами *Altingia*, *Namamelis*, *Corylopsis*, *Liquidambar*, *Fothergilla* и составляет в спектрах 5—8 %. Стоит подчеркнуть разнообразие пыльцы, принадлежащей травянистым растениям: *Onagraceae*, *Chenopodiaceae*, *Graminea*, *Viola*, *Liliaceae*, *Sparganium* и др. В комплексе практически отсутствуют реликты раннепалеогеновых флор. В спектрах много видов широкого стратиграфического диапазона (олигоцен — миоцен). Видовое разнообразие *Acer*, как утверждает М.А. Ахметьев, приурочено к границе олигоцена и миоцена [2, 5].

В СПК III среди голосеменных, составляющих в среднем 60—70 %, основную роль играют различные *Pinus* и *Tsuga*, содержание которых по сравнению с комплексом из нижележащих отложений возрастает более чем в пять раз, и, наоборот, резко сокращается участие пыльцы сем. *Taxodiaceae*. Из спектров исчезает пыльца *Araucarya*, *Ginkgo* и др. В пять — семь раз уменьшается участие умеренно теплолюбивых растений, практически не встречается пыльца тропических и субтропических растений, исчезают реликты. Таксономический состав пыльцы покрытосеменных крайне беден и представлен в основном семействами *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*), *Namamelidaceae* (*Fothergilla*, *Corylopsis*, *Altingia*, *Liquidambar*, *Namamelis*), *Betulaceae* (*Alnus*, *Betula*, *Corylus*, меньше *Carpinus*), а также единичными находками *Ulmaceae* (*Ulmus*, *Planera*), *Magnolia*, *Ilex*, *Eri-caceae*, *Fagus*, *Quercus*.

СПК III по своему составу и характерным особенностям очень близок второму палинокомплексу Павловского участка разреза Павловский-2, третьему — мулды Северной разреза Павловский-1, второму и третьему — Малой, четвертому и пятому — мулды Восточной Реттиховского месторождения [19], первому СПК Липовецкой впадины [8]. За пределами Ханкайского массива нами выявлен и изучен ряд палинокомплексов, имеющих большое сходство, а порой и полную идентичность с третьим спорово-пыльцевым комплексом Чернышевского месторождения. Это прежде всего палинокомплекс аракайской свиты разрезов р. Томаринка и р. Правда Углерогского опорного разреза Южного Сахалина. Значительное сходство, а порой и аналогия наблюдается с центрально-тымлевским комплексом Северного Сахалина (последний отвечает палинозоне *Podocarpus totara* — *Tsuga parva*) [21, 39], с четвертым и пятым палинокомплексами Нижнебикинской впадины [16], четвертым и пятым СПК Краскинской впадины [15], вторым СПК юго-восточной Камчатки [18], первым и вторым СПК северо-восточной Кореи, свит йондон и намсок [15]. Последние палинокомплексы отличаются от СПК III Чернышевского месторождения практически полным отсутствием пыльцы сем. *Namamelidaceae*, кроме *Liquidambar*, в комплексах свит йондон и намсок [15].

Особенности таксономического состава, присутствие видов-индексов, характерных для верхнего олигоцена, и результаты широких сопоставлений, в том числе с палинокомплексами из морских отложений, позволяют с определенной долей уверенности датировать возраст этого спорово-пыльцевого комплекса поздним олигоценом, возможно началом миоцена. В пользу последнего говорят следующие факты: присутствие видов широкого стратиграфического диапазона (олигоцен — миоцен), видовое разнообразие кленов (многие исследователи массовое видообразование *Acer* склонны относить к отложениям переходного типа, соответствующим границе олигоцена и миоцена) [2, 3, 5].

Четвертый спорово-пыльцевой комплекс (СПК IV) выделен из грабийно-галечниковых отложений (скв. 395, инт. 110—45 м). Для него характерно преобладание пыльцы голосеменных (58—60 %) над покрытосемен-

ными. Споры составляют незначительную часть спектров (0,5—2 %). Это единичные зерна *Polypodiaceae*, *Polypodium*, *Osmunda* и споры неустановленного систематического положения.

Ведущим семейством среди голосеменных является *Pinaceae*. По сравнению со спорово-пыльцевым комплексом из нижележащих отложений (СПК III) увеличивается количество *Abies*, сокращается видовое разнообразие пыльцы *Tsuga*, хотя количество возрастает (15—20 %), резко возрастает роль *Picea* (10,0—12,5 %) и сокращается содержание *Larix*, почти полностью отсутствует *Pinus*. Из других представителей группы голосеменных отмечена единично или спорадически пыльца *Ginkgo*, *Taxodium*, *Cupressaceae*, *Podocarpaceae*.

Среди покрытосеменных увеличиваются количественно и по видовому составу *Carya* и *Alnus*, значительно сокращается содержание сем. *Fagaceae* (*Quercus*, *Fagus*, *Castanea*). Спорадически встречаются *Platycarya*, *Engelhardtia*. Из комплекса выпадают многие теплолюбивые элементы. Из встреченной в небольшом количестве пыльцы следует отметить *Pterocarya*, *Myrrica*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Liquidambar*, *Acer*, *Rhus*, *Pistaceae*, *Rhododendron*, *Artemisia*, *Magnolia*. Особо следует упомянуть о пыльце неустановленного систематического положения, которая в спектрах составляет 10—15 %. Это трехбороздная или трехборозднопоровая пыльца мелких и средних размеров с гладкой или слегка неровной поверхностью экзины.

Травянистые богаты как в видовом, так и в количественном отношении. Пыльца трав составляет в отдельных спектрах 25—32 % от общего количества пыльцы. Наибольший процент приходится на семейства *Cyperaceae*, *Violaceae*. Единично или спорадически встречена пыльца *Rhamnaceae*, *Graminea*, *Polygonum* и др.

Существенными особенностями этого комплекса являются: значительное количество *Abies* и *Tsuga* (хотя их видовое разнообразие сокращается), резкое возрастание роли *Picea* и сокращение *Larix*. Среди пыльцы покрытосеменных увеличивается участие *Alnus* и *Carya*, резко сокращается *Fagaceae*, практически выпадают из спектров *Juglans* и многие теплолюбивые элементы флоры. В комплексе почти полностью отсутствуют сухолюбивые растения; для всей пыльцы характерны очень мелкие размеры. В целом по СПК IV реконструируется обедненная хвойно-широколиственная растительность с заметным участием мелколистных березовых, практически без примеси субтропических пород, с бедным кустарниковым подлеском, но довольно широко развитым травяным покровом.

Господствующим типом ландшафта, очевидно, были широкие речные долины и разделяющие их низкогорные водоразделы, покрытые лесами. Флора в целом умеренно холодолюбивая лесная листопадная, причем многие растения имели почти современный облик.

СПК IV по перечисленным признакам может быть сопоставлен с седьмым палинокомплексом (ПК₇) Липовецкой впадины Ханкайского массива [8]; с комплексом бассейна р. Коппи [36], хотя в нашем комплексе отсутствует пыльца *Tsuga*, *Diervilla*, *Nelumbo* и др., которые в комплексе бассейна р. Коппи занимают одно из ведущих мест; комплексами маруямской свиты о. Сахалин [17], палинокомплексами усть-суйфунской свиты юго-западного Приморья [30, 31].

Значительное количество пыльцы *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, почти полное отсутствие *Pinus*, обедненный состав *Juglandaceae*, присутствие травянистых растений, мелкие размеры пыльцевых зерен — все это значительно сближает СПК IV с комплексами *Kawabata* о. Хоккайдо [40]. Среди комплексов, относимых к *Wakkanai stage* [22], СПК IV проявляет наибольшее сходство с палинофлорами свиты *Nakagawa* и района *Onnena* на о. Хоккайдо. Здесь превалирует пыльца *Betulaceae* (в основном *Alnus*). Теплолюбивые (*Magnolia*, *Carpinus*, *Liquidambar* и др.) присутствуют постоянно, но в небольших количествах. Споровые растения малочисленны. По группе споровых растений наблюдается незначительное сходство со спектрами свиты *Nakagawa*, районов *Numata* и *Tomamae* [40, 45]. По перечисленным выше особенностям

СПК IV хорошо сопоставляется с шаньванским и шаньдунским спорово-пыльцевыми комплексами северо-восточного Китая [41].

На основе данных спорово-пыльцевого анализа и широких сопоставлений возраст СПК IV и соответственно отложений, его вмещающих, определяется предположительно в интервале от верхней половины среднего миоцена до начала позднего миоцена. Невозможность более точного определения возраста СПК IV обусловлена рядом объективных причин: слабой наполненностью образцов пыльцой и спорами, наличием "пустых" интервалов, плохой сохранностью микрофоссилий, не позволившей провести определения многих таксонов до вида, и другими обстоятельствами. Большинство этих причин можно объяснить литологическим составом изученных отложений. В прибортовой части Рисового участка Чернышевской впадины Л.А. Баскаковой из прослоев песчаников и алевролитов конгломератовой толщи были отобраны образцы. Спорово-пыльцевой анализ этих образцов провела Н.С. Громова (ВСЕГЕИ). Результаты палинологического анализа были любезно переданы автору настоящей статьи и были учтены при характеристике СПК IV.

Пятый спорово-пыльцевой комплекс (СПК V) выделен из верхней части конгломератовой толщи (скв. 395, инт. 35—25 м) и характеризуется широким развитием пыльцы *Betulaceae* и *Pinus* с разнообразным видовым составом. Среди мелколистных преобладают *Betula sect. Albae* (до 4 %), *Betula manshurica* Max. (до 4,5 %), *Alnus* (до 7,5 %), присутствует единичная пыльца кустарниковых берез (*Betula nana* L.) и ольхи — *Alnaster*. В составе голосеменных значительную роль играет пыльца хвойных пород: *Pinus s/g Naploxyton* (11,5 %), экзотических (северокорейских) сосен *Pinus s/g Diploxyton* (до 5 %), *Picea sect. Omorica*, *Eurpicea* (до 27 % в сумме), реже *Tsuga* (до 3 %).

В группе покрытосеменных растений примерно одинаковое распространение получает пыльца *Juglandaceae* (13—19 %) и *Fagaceae* (5—13 %). Среди *Fagaceae* преобладает *Quercus*, *Fagus* и *Castanea* отмечены в небольших количествах (1,5 %) или единично. Пыльца теплолюбивых и умеренно теплолюбивых пород (*Magnoliaceae*, *Sterculia*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Aralia*, *Diervilla* и др.) встречена в небольших количествах. Для всех спектров характерно присутствие травянистых растений, среди которых наиболее распространены *Graminea* (до 11,5 %), *Superaceae* (19,5 %) и *Artemisia* (до 6 %). Следует отметить наличие в спектрах пыльцы водных растений: *Sparganium*, *Nelumbo*, *Mugiophyllum*. В составе споровых растений преобладают представители семейства *Polypodiaceae*, интересна также находка спор рода *Huperophyllum*, известных ныне только в локальных местообитаниях на крайнем юге Приморья. Для всех микрофоссилий характерны мелкие размеры.

Доминирование *Betulaceae* и *Pinus*, значительное участие пыльцы *Fagaceae*, в основном *Quercus*, и *Juglandaceae*, присутствие, хотя и в небольших количествах, пыльцы *Magnolia*, *Liquidambar*, *Zelkova*, *Aralia*, *Ericaceae* и других, а также участие травянистых растений позволяют довольно хорошо сопоставить СПК V с комплексами юго-западного Приморья (села Осиновка и Вознесенка) [36] и северо-восточной Кореи (Кильчжу-Менчхонский грабен, свита кидон) [15]. По этим характерным признакам СПК V Чернышевской впадины проявляет определенное сходство со спорово-пыльцевыми комплексами суйфунской свиты Приморья [31] и с палинокомплексами свит *Masuda-no-sawa* районов Оннея и Буфука и свиты *Shotonbetsu* района Камикетобетцу [40].

Систематический состав комплекса, присутствие в спектрах таких видов пыльцы, как *Pinus silvestris* L., *Pinus* sp., *Betula manshurica* Max., *Juglans manshurica* Max., *Carya tenuissima* Bolot., *C. oranica* Bolot., *Pterocarya orientalis* Bolot., *Tilia polonicus* Mai, *Polygonum persicarya* L. и многих других, позволяют определить возраст отложений, вмещающих СПК V, в пределах поздний миоцен — плиоцен (ближе ранний).

Подводя итог палинологической характеристике разреза Чернышевской впадины, следует отметить, что в едином разрезе отсутствуют палинофлоры

раннего, среднего и первой половины позднего олигоцена, а также палинофлоры, соответствующие миоценовому климатическому оптимуму (см. рисунок). Это дает основание допустить значительные перерывы в осадконакоплении в течение олигоцена и миоцена.

В заключение следует отметить, что палинологическое изучение кайнозойских отложений Чернышевской впадины впервые позволило выделить пять спорово-пыльцевых комплексов (см. рисунок), соответствующих палинофлорам конца раннего — среднего эоцена (эоценовый климатический оптимум), позднего эоцена, позднего олигоцена (возможно начало раннего миоцена), верхней половины среднего миоцена до начала позднего миоцена, позднего миоцена — плиоцена (ближе раннего).

Систематический состав, распределение спор и пыльцы по разрезам скважин и сравнение с материалами по Приморью, Сахалину, Камчатке, Корее, Японии и другим регионам позволяют датировать нижнюю угленосную толщу концом нижнего — средним и верхним эоценом. Изученная толща соответствует угловскому горизонту региональной стратиграфической шкалы палеогена Приморья. Наши выводы не согласуются с данными Г.М. Пименова [33—35], который на основании изучения крупномерных остатков хвойных нижнюю угленосную толщу отнес к приханкайскому горизонту (средний миоцен).

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез Западной Камчатки). — М.: Наука, 1984. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 385).
2. Ахметьев М.А. Третичные клены Восточной Азии // Палеонтол. журн. — 1971. — № 3. — С. 89—100.
3. Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи). — М.: Наука, 1973.
4. Ахметьев М.А., Болотникова М.Д., Братцева Г.М., Красилов В.А. Стратиграфия и палеофлористика опорного разреза кайнозоя Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1978. — № 4. — С. 61—76.
5. Ахметьев М.А., Шмидт И.Н. Вымершие клены юга материковой части Дальнего Востока и стратиграфическое значение их остатков // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1976. — С. 79—103.
6. Баскакова Л.А., Громова Н.С. Стратиграфическое расчленение угловского горизонта по палинологическим данным // Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1979. — С. 109—114.
7. Баскакова Л.А., Громова Н.С. Фитостратиграфическое расчленение отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология. — 1982. — № 11. — С. 68—78.
8. Баскакова Л.А., Громова Н.С. Разрез дочетвертичного кайнозоя Липовецкой впадины (литологическая и палинологическая характеристика) // Кайнозой Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 90—100.
9. Бойцова Е.П. Ископаемая пыльца рода *Quercus* и ее значение для расчленения палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности и Западного Казахстана // К методике палинологических исследований. — Л.: Наука, 1966. — С. 236—249.
10. Болотникова М.Д. Основные черты палеогеновой флоры юга Дальнего Востока // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. — М.: Наука, 1966. — С. 131—135.
11. Болотникова М.Д. Ископаемая пыльца рода *Sagwa* из третичных отложений юга Дальнего Востока // Палеонтол. журн. — 1967. — № 4. — С. 118—128.
12. Болотникова М.Д. Пыльца *Juglandaceae* из палеоген-неогеновых отложений западного побережья Японского моря // Ископаемая фауна и флора Дальнего Востока / ДВ филиал СО АН СССР. — Владивосток, 1969. — С. 161—187.
13. Болотникова М.Д. Эволюция ореховых по данным палинологии // Биологические исследования на Дальнем Востоке / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1975. — С. 62—65.
14. Болотникова М.Д. Морфология и эволюция пыльцы *Juglandaceae* Kunth. // Палинологические исследования на Дальнем Востоке / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 44—49.
15. Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. — М.: Наука, 1979.
16. Болотникова М.Д., Седых А.К. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Палинология Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 41—53.

17. *Болотникова Т.Н.* Палинологическая характеристика Мгачинского каменноугольного месторождения (Сахалин, неоген) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 104—110.
18. *Болотникова Т.Н.* Палинокомплекс жировской толщи Юго-Восточной Камчатки // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 110—118.
19. *Болотникова Т.Н.* Возраст и корреляция угленосных толщ Реттиховского и Чернышевского бурогоугольных месторождений Южного Приморья (по палинологическим данным) // Кайнозой Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 101—110.
20. *Братцева Г.М.* Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. — М.: Наука, 1969. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 207).
21. *Брутман Н.Б., Архипова А.Д.* Палиностратиграфические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики // Палинология Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 71—82.
22. *Геологическое развитие Японских островов.* — М.: Мир, 1968.
23. *Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание.* — М.: Недра, 1969.
24. *Громов Ю.Я., Громова Н.С.* Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской Межгорной впадины в Южном Приморье // Геология и полезные ископаемые Дальнего Востока и Забайкалья / ВСЕГЕИ. — Л., 1960. — С. 57—66.
25. *Громова Н.С.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений // История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лаборатории геологии угля АН СССР; Вып. 17).
26. *Громова Н.С.* Палинологическая характеристика угленосной толщи кайнозойского разреза Реттиховки (Южное Приморье) // Споры и пыльца в отложениях фанерозоя / ВСЕГЕИ. — Л., 1984. — С. 94—97. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия; Т. 327).
27. *Зива М.В.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины // Палинология кайнофита. — М.: Наука, 1973. — С. 89—94.
28. *Кулькова И.А.* Эоценовая флора Яно-Индибирской изменности и сопоставление ее с однообразными флорами других территорий Северного полушария // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. — М.: Наука, 1971. — С. 7—21.
29. *Кулькова И.А.* Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской изменности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.
30. *Павлюткин Б.И., Климова Р.С., Царько Е.И.* Новые данные по фитостратиграфии и палеогеографии позднегено Юго-Западного Приморья // Сов. геология. — 1985. — № 2. — С. 47—55.
31. *Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И.* Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 4. — С. 92—100.
32. *Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.* Палеогеновые отложения мульды Восточной Павловского бурогоугольного месторождения (Юго-Западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 116—120.
33. *Пименов Г.М.* Об объеме приханкайского горизонта в Приморье // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 3. — С. 117—119.
34. *Пименов Г.М.* Представители реттиховской флоры в Чернышевской угленосной впадине и их значение для стратиграфии // Кайнозой Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 110—115.
35. *Пименов Г.М.* Миоценовые хвойные юга Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
36. *Седова М.А.* Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы среднего Сихотэ-Алиня // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1956. — С. 102—103, 315—336. (Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер.; Вып. 13).
37. *Седых А.К., Подольн В.И., Климова Р.С.* К стратиграфии угленосных отложений кайнозоя Приморья // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 59—66.
38. *Федорова В.А.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Западной Камчатки (разрезы по рекам Снатол, Морощечная) // Кайнозой Дальнего Востока / ВНИГРИ. — Л., 1981. — С. 48—54.
39. *Brutman N.A.* Palynostratigraphy of Cenozoic deposits of Sakhalin // Proc. IV Int. Palinol. Conf., Lucknov (1976—1977). — V. 2. — P. 817—822.
40. *Sato S.* Palynological study on Miocene sediments of Hokkaido Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. — Ser. 4. Geol. and Mineral. — 1963. — V. 12, N 1. — 110 p.
41. *Sing-The-Chen.* Miocene sporopollen complex of Shanwang, Shantung // Acta paleontol. sinica. — 1959. — V. 7(2). — P. 99—109.
42. *Takahashi K.* Pollen and Spores des westjapanischen Alttertiärs und Miozäns. Tell I // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. — Ser. D Geol. — 1961. — Bd 11, N 2. — S. 151—255.
43. *Takahashi K.* Pollen und Spores des westjapanischen Alttertiärs und Miozäns. Tell II // Ibid. — N 3. — S. 273—345.

44. *Takahashi K.* Sporenpalaeontologische Untersuchungen ger der Hloki — Schichten — gruppe von Waku und Kiwado // *Ibid.* — 1963. — Bd. 14, N 2. — S. 143—157.
45. *Tokunaga S.* Palynological study of japonese coal // *Bull. Geol. Surv. Jap.* — 1958. — N 177. — P. 1—56.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 июня 1993 г.

УДК 549.2(571.6)

*Л.Ф. Симаненко, В.В. Раткин, В.А. Пахомова,
В.Е. Дмитриев, Т.Б. Афанасьева*

**САМОРОДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ МЫШЬЯКА
В СКАРНОВЫХ РУДАХ
ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(юг Дальнего Востока России)**

Изучены обнаруженные в минерализованной полости скопления самородного мышьяка, стибарсена, сурьмы и других ассоциированных с ними минералов. Приводятся результаты исследований: текстуры, структуры минеральных сростаний, оптических свойств, микротвердости, химического состава, параметров кристаллической решетки. Показано, что формирование интерметаллидов происходило в условиях декомпрессии и вскипания насыщенных углеводородами растворов при их разгрузке в систему сообщающихся палеогидротермальных полостей при температуре 180—160 °С.

Введение. Дальнегорское боросиликатное месторождение — крупнейшее скарновое месторождение и рудник мирового класса. Это одно из наиболее сложных, но и наиболее изученных скарновых месторождений Дальнегорского рудного района мезо-кайнозойской Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы. Работами последних лет показано, что месторождение формировалось в два этапа [5]. На раннем этапе в ходе взаимодействия с известняками рудоносные гидротермы удаленного магматического очага образовали гроссуляр-волластонитовые скарны, скопления данбуриновых руд и тонкополосчатые пироксен-датолит-волластонитовые минеральные почки. Образование данбурита и минеральных почек происходило в трубообразных протяженных палеогидротермальных пустотах, пронизывающих тело известняков выше зоны сканирования [7]. Ранние минеральные агрегаты были повторно сканированы на втором этапе формирования месторождения. При этом данбуриновые руды были мобилизованы и переотложены в ассоциации с поздними андрадит-геденбергитовыми скарнами в форме датолита [6]. Аналогичные по составу скарны за пределами боросиликатной залежи вмещают промышленное свинцово-цинковое сульфидное оруденение. На боросиликатном месторождении они также сопровождаются скоплениями сульфидных руд. Однако в вертикальной фациальной зональности скарновая зона боросиликатного месторождения на втором этапе отвечала корневой зоне скарново-полиметаллических рудных тел. Поэтому здесь, как и в соответствующей зоне полиметаллических скарнов, проявлены лишь бедные сфалеритовые руды с матильдогаленитом. Только в верхней части скарновой зоны присутствуют продукты завершающей стадии скарново-полиметаллического рудного процесса — мелкие скопления сульфидных руд с обильными, отчетливо более поздними, чем сульфиды, мышьяксодержащими сурьмяными сульфосолями. По нашим данным, формирование этой минеральной ассоциации происходило в условиях низкой активности серы при активном реакционном взаимодействии растворов с ранними сульфидными.

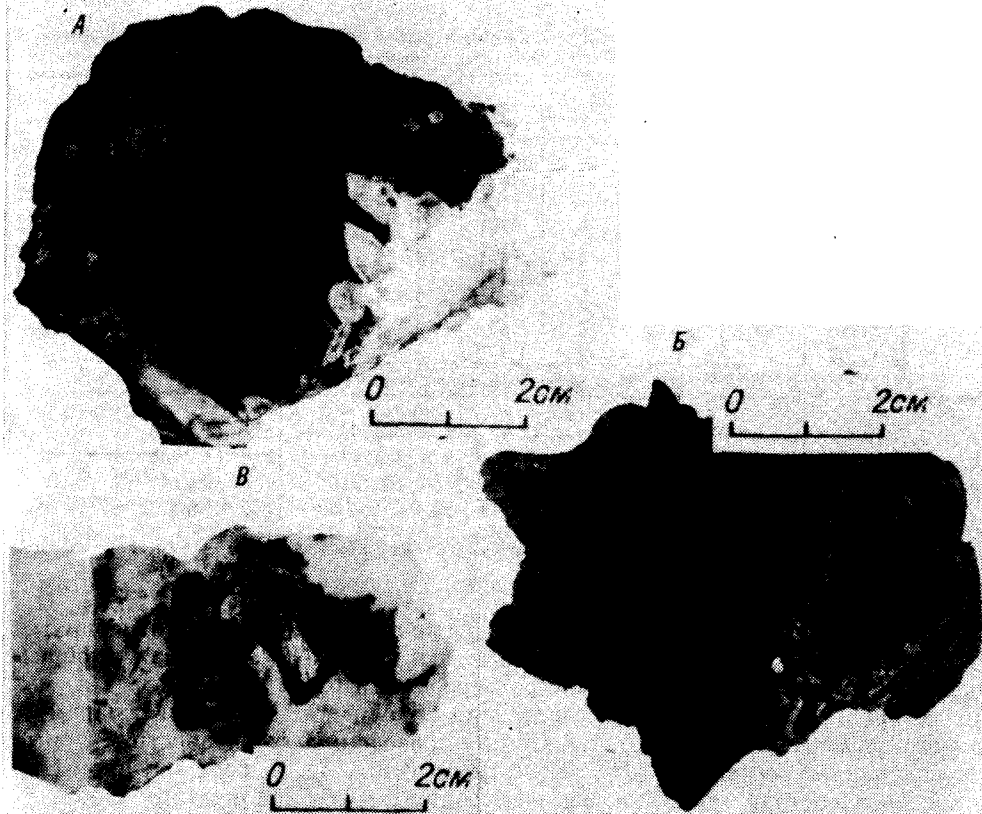
Так же, как и на раннем этапе, значительная часть поздних агрегатов формировалась в палеогидротермальных пустотах. Размер полостей варьирует от 1—2 см до 1—2 м. Часто в этих пустотах (продушинах) присутствуют превосходные друзы кварца, дадолита, кальцита и других минералов. В одной из этих продушин на горизонте +444,0 м (гипсометрический верх рудной зоны) старшим геологом рудника В.Е. Дмитриевым были обнаружены колломорфно-полосчатые агрегаты стально-серого цвета. Эти образования, а также образцы окружающих пород были любезно переданы в ДВГИ ДВО РАН для изучения. Установлено, что они сложены самородным мышьяком и стибарсеном. В ассоциации с ними обнаружены самородная сурьма, сульфиды, блеклые руды, леллингит и другие минералы. Результаты исследования этих уникальных образований приводятся ниже.

Морфологические особенности минеральных агрегатов. Обнаруженная продушина имеет современное зияние диаметром около 20 см. Стенки продушины инкрустированы шестоватыми кристаллами кварца длиной 10—15 мм. В “придонной” части полости кристаллы кварца плотно облекаются черными на поверхности, но оловянно-белыми на свежем сколе концентрически-зональными минеральными почками мышьяка и стибарсена (см. рисунок, А), а в “кровле” — аналогичный полосчатый агрегат образует отслоившиеся от кварцевой подложки корки (см. рисунок, Б). При этом нижняя поверхность этих корок только в общих чертах конформна зубчато-кристаллической подложке в силу того, что отслоение происходило, видимо, в результате уплотнения мышьяк-стибарсенового агрегата. Чередующиеся в разрезе минеральных почек полосы отличаются толщиной (от 0,1 до 1—2 мм), окраской и составом. Некоторые полосы мышьяка содержат обильные тонкие включения, диагностированные оптически как твердые битумы. Иногда насыщенность этими включениями столь велика, что снижается отражательная способность мышьяка, но чаще пылевидные включения тяготеют лишь к границам полосок, оттеняя их параллельно-волнистые и зубчатые границы.

Расположенные рядом (0,2—0,5 м) с описываемой продушиной аналогичные палеогидротермальные полости в полном объеме выполнены минеральными агрегатами. Одна имеет отчетливо зональное строение: по периферии кварц, ближе к центру — кальцит и непосредственно в центре — мышьяк-стибарсеновый агрегат (см. рисунок, В). Кальцит содержит дендритовидные, прожилковидные и гнездообразные выделения самородной сурьмы ярко серебристого цвета и стибарсена, приуроченные к трещинам и пустоткам (1—2 мм) в агрегате крупнокристаллического кальцита. В этих же пустотках в парагенезисе с сурьмой отмечаются зерна пираргирита, тонкоиглолчатый антимонит и тонкокристаллический леллингит.

Другая продушина полностью выполнена в центральной части кальцитом с вкрапленностью сульфидов, в составе которой преобладают пирротин, марказит, сурьмяно-мышьяковистый пирит (As — до 8,54, Sb — до 3,07 мас. %), леллингит. Совсем немного галенита, сфалерита, халькопирита и блеклых руд. Текстурный рисунок полисульфидного агрегата определяется главным образом формами выделения пирротина и развивающихся по нему, нередко с образованием псевдоморфоз, пирита и марказита. Формы выделения пирротина и соответственно псевдоморфоз — веерообразная, радиально-лучистая, гроздьевидная. То есть, несмотря на кристаллически-зернистую структуру, наблюдаются отчетливые признаки реликтовых колломорфных образований.

Ориентируясь на морфологию минеральных агрегатов и характер выполнения полостей, последовательность их формирования можно представить следующим образом: кристаллизация друзовидного кварца, выстилающего периферию полостей → массовое образование кальцита и сульфидов → завершение отложения кальцита с близсинхронной кристаллизацией самородной сурьмы, стибарсена, антимонита и леллингита → образование в еще сохранившихся в центре палеополостях мышьяк-стибарсеновых минеральных почек → уплотнение (усыхание) мышьяк-сурьмяных агрегатов, их отслоение от подложки в верхней части пустот.



Текстуры минеральных агрегатов самородного мышьяка и стибарсена.

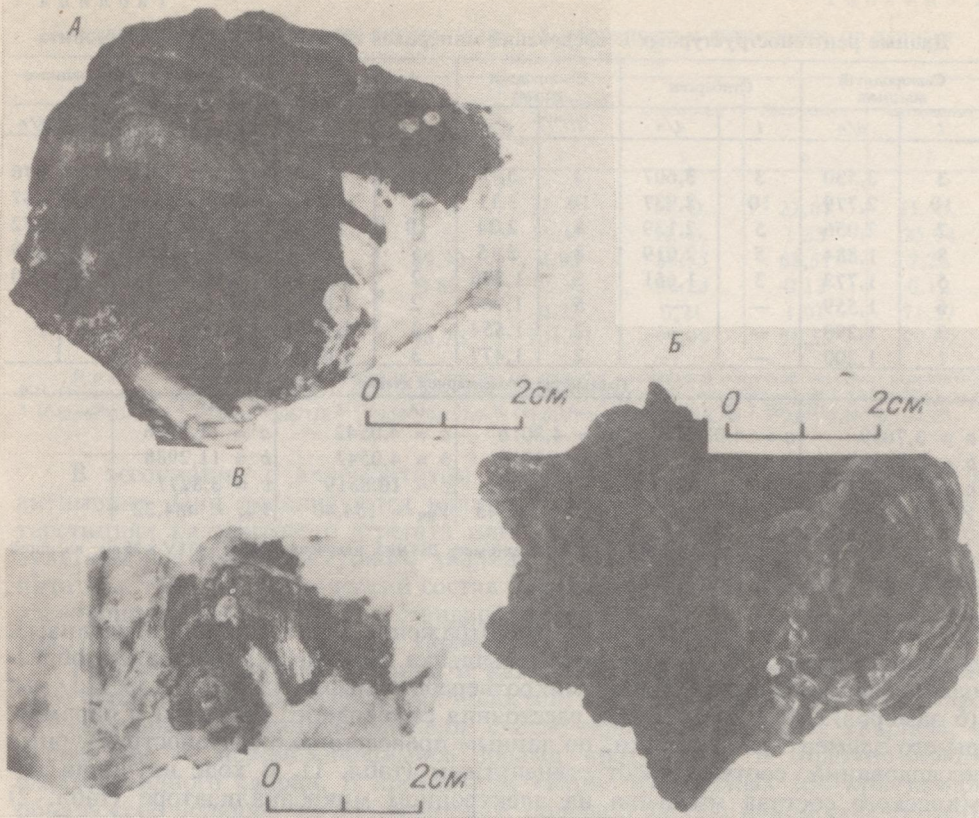
А — концентрически-зональное строение почковидного агрегата, аллемонтита III (смесь самородного мышьяка и стибарсена), облекающего идиоморфные кристаллы кварца в нижней части полости (плоский срез). Отчетливо проявлено зональное строение кристаллов кварца: прозрачное ядро и молочно-белая рубашка; *Б* — натечно-скорлуповатая текстура коркообразного агрегата аллемонтита III, отслоившегося при уплотнении от стенки полости; *В* — аналогичный почковидный агрегат в реликтовой полости среди выполняющего ее кальцита.

Типы минеральных сростаний мышьяк-сурьмяных агрегатов и их состав. При микроскопическом изучении в отраженном свете полированных шлифов было установлено, что в составе мышьяк-сурьмяных агрегатов всегда присутствует минеральная смесь двух фаз: либо мышьяка и стибарсена, либо сурьмы и стибарсена.

Известно, что при высоких температурах мышьяк и сурьма образуют в любых пропорциях твердые растворы, распадающиеся при охлаждении. Согласно [10], существуют три гомогенные фазы: богатая мышьяком, богатая сурьмой и интерметаллическое соединение стибарсен, содержащее 62 мас. % Sb и 38 мас. % As. Тонкие минеральные сростания стибарсена с сурьмой, собственно стибарсен и сростания стибарсена с мышьяком в минералогической литературе [3] называются соответственно аллемонтит I, аллемонтит II и аллемонтит III. Все эти разновидности обнаружены в изученных минеральных агрегатах.

Смесь мышьяка и стибарсена (аллемонтит III) слагает тонкополосчатые почки в центре полостей. Четко различается мирмекитовая форма сростаний. Преобладает мышьяк. Стибарсен образует густую вкрапленность округлых и червеобразных мельчайших телец в матриксе мышьяка. Количество стибарсена при переходе от полоски к полоске (толщина полос — 0,1—1,5 мм) варьирует от 10—15 до 30—40 %. Иногда отмечаются полоски с укрупненными выделениями стибарсена в виде вытянутых лейст с извилистыми границами в матриксе мышьяка.

Самородный мышьяк имеет под микроскопом нейтральный (белый) цвет. Отражательная способность, хотя и высокая, но не резко выраженная



Текстуры минеральных агрегатов самородного мышьяка и стибарсена.

А — концентрически-зональное строение почковидного агрегата, аллемонтита III (смесь самородного мышьяка и стибарсена), облегающего идиоморфные кристаллы кварца в нижней части полости (плоский срез). Отчетливо проявлено зональное строение кристаллов кварца: прозрачное ядро и молочно-белая рубашка; *Б* — натечно-скорлуповатая текстура коркообразного агрегата аллемонтита III, отслоившегося при уплотнении от стенки полости; *В* — аналогичный почковидный агрегат в реликтовой полости среди выполняющего ее кальцита.

Типы минеральных сростаний мышьяк-сурьмяных агрегатов и их состав. При микроскопическом изучении в отраженном свете полированных шлифов было установлено, что в составе мышьяк-сурьмяных агрегатов всегда присутствует минеральная смесь двух фаз: либо мышьяка и стибарсена, либо сурьмы и стибарсена.

Известно, что при высоких температурах мышьяк и сурьма образуют в любых пропорциях твердые растворы, распадающиеся при охлаждении. Согласно [10], существуют три гомогенные фазы: богатая мышьяком, богатая сурьмой и интерметаллическое соединение стибарсен, содержащее 62 мас. % Sb и 38 мас. % As. Тонкие минеральные сростания стибарсена с сурьмой, собственно стибарсен и сростания стибарсена с мышьяком в минералогической литературе [3] называются соответственно аллемонтит I, аллемонтит II и аллемонтит III. Все эти разновидности обнаружены в изученных минеральных агрегатах.

Смесь мышьяка и стибарсена (аллемонтит III) слагает тонкополосчатые почки в центре полостей. Четко различается мирмекитовая форма сростаний. Преобладает мышьяк. Стибарсен образует густую вкрапленность округлых и червеобразных мельчайших телец в матриксе мышьяка. Количество стибарсена при переходе от полоски к полоске (толщина полос — 0,1—1,5 мм) варьирует от 10—15 до 30—40 %. Иногда отмечаются полоски с укрупненными выделениями стибарсена в виде вытянутых лейст с извилистыми границами в матриксе мышьяка.

Самородный мышьяк имеет под микроскопом нейтральный (белый) цвет. Отражательная способность, хотя и высокая, но не резко выраженная

Данные рентгеноструктурных исследований минералов группы мышьяка и антимонита

Самородный мышьяк		Стибарсен		Самородная сурьма		Стибарсен		Антимонит из ассоциации с аллемонитом I			
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
3	3,530	3	3,607	3	3,75	3	3,62	5	5,64	2	2,76
10	2,779	10	2,937	10	3,11	1	3,34	3	5,04	1	2,67
7	2,056	5	2,139	8	2,24	10	2,94	1	3,98	4	2,52
8	1,884	5	2,019	8	2,15	5	2,03	10	3,56	1	2,23
5	1,773	3	1,661	3	1,876	2	1,846	2	3,12	2	2,10
6	1,559	—	—	5	1,769	2	1,809	2	3,04		
3	1,290	—	—	2	1,554	3	1,767				
1	1,200	—	—	2	1,477	3	1,671				

Параметры элементарной ячейки

$a = 3,7659$	$a = 4,0345$	$a = 4,3016$	$a = 4,0542$	$a = 11,1986$
$b = 3,7659$	$b = 4,0345$	$b = 4,3016$	$b = 4,0542$	$b = 11,2988$
$c = 10,6235$	$c = 10,8208$	$c = 11,2599$	$c = 10,8519$	$c = 3,8277$
$V_{\text{яч}} = 130,48$	$V_{\text{яч}} = 152,50$	$V_{\text{яч}} = 180,43$	$V_{\text{яч}} = 154,40$	$V_{\text{яч}} = 484,32$

Примечание. Условия съемки — дифрактометр ДРОН-3, излучение CuK_{α} , 40 кВ × 25 ма, внешний эталон — SiO_2 . Аналитик Т.Б. Афанасьева.

металлическая, около 50—55 %. Двуетражение и анизотропия отчетливые, в блеклых тонах. Характерных для мышьяка двойников в изученных образцах не наблюдалось. Средняя микротвердость мышьяка равна 155 кгс/мм² (6 замеров). Межплоскостные расстояния самородного мышьяка и параметры его элементарной ячейки, по данным проведенных рентгеноструктурных исследований, соответствуют стандартным (табл. 1). В ходе изучения химического состава мышьяка на электронном микроанализаторе (табл. 2) установлено, что он постоянно содержит примесь сурьмы (от 1,7 до 8,8 мас. %). При этом ее количество варьирует от полоски к полоске. Других элементов-примесей, кроме сурьмы, в пределах чувствительности зонда, в мышьяке не обнаружено.

Стибарсен, так же как и мышьяк, в полированных шлифах белый, но более высокоотражающий (65—70 %). Двуетражение не заметно, эффекты анизотропии слабые. Средняя микротвердость стибарсена — 144 кгс/мм² (10 замеров). По данным рентгеноспектрального анализа, химический состав стибарсена отклоняется от стандарта в сторону избыточной обогащенности мышьяком (см. табл. 2). Отмечена примесь меди (0,21 мас. %). Размеры элементарной ячейки изученного стибарсена промежуточные между размерами ячеек самородного мышьяка и самородной сурьмы (см. табл. 2).

Смесь сурьмы и стибарсена (аллемонит I) присутствует в составе мелких выделений в пустотках и трещинках в крупнокристаллическом кальците. Графический рисунок сростаний указанных фаз по внешнему облику напоминает тонкую смесь аллемонита III, но более светлой фазой, образующей каплевидные включения в стибарсеновом матриксе, является самородная сурьма. Но иногда сурьма образует мономинеральные прожилки или пятнистые выделения в матриксе стибарсена.

Стибарсен является количественно преобладающим компонентом. По своим оптическим характеристикам он аналогичен описанному выше, но имеет, видимо, за счет вариаций состава несколько отличные параметры элементарной ячейки: $a = 4,0542$; $b = 4,0542$; $c = 10,8519 \text{ \AA}$; $V_{\text{яч}} = 154,40$.

Сурьма самородная имеет под микроскопом ярко белый цвет. Отражение высокое — выше 70 %. Двуетражение слабое, сильно анизотропно. Микротвердость 91 кгс/мм² (10 замеров). По рентгеноструктурным характеристикам — близка к стандартной (см. табл. 1). По данным локального рентгеноспектрального анализа, сурьма содержит значительную примесь мышьяка и немного меди (см. табл. 2).

Химический состав минералов группы мышьяка, леллингита и антимонита, по данным микрондового анализа, мас. %

Элементы	Самородный мышьяк			Самородная сурьма	Стибарсен	Леллингит	Антимонит
	т. 1	т. 2	т. 3				
	1	2	3				
Fe	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	27,67	Н. О.
S	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	1,33	25,94
As	93,74	96,82	89,90	4,93	35,55	68,51	2,26
Sb	5,25	1,77	8,80	95,91	64,23	0,13	0,12
Cu	—	—	—	0,23	0,21	1,91	71,37
Сумма	98,99	98,59	98,70	101,07	99,99	99,55	99,69

Примечание. Точки измерения расположены по нормали к зональной структуре. Анализы выполнены В.И. Салиным на JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН. Кристаллохимические формулы: 1. $(As_{0,97}Sb_{0,03})_{1,0}$; 2. $(As_{0,99}Sb_{0,01})_{1,0}$; 3. $(As_{0,96}Sb_{0,04})_{1,0}$; 4. $(Sb_{0,92}As_{0,08})_{1,0}$; 5. $(Sb_{0,53}As_{0,47})_{1,0}$; 6. $Fe_{1,01}(As_{1,87}Sb_{0,08}S_{0,03})_{1,98}$; 7. $Sb_{2,05}(S_{2,84}As_{0,11})_{2,95}$

В ассоциации с аллемонтитом I изредка присутствуют леллингит и антимонит. Они локализируются вблизи обособлений аллемонтита I в интерстициях кальцитового агрегата или непосредственно обрастают их. Результаты рентгеноструктурного анализа подтвердили диагностику антимонита (см. табл. 1). Химический состав леллингита и антимонита, по данным электронного зонда, близок к стандартному (см. табл. 2). Как и для минералов группы мышьяка, для них характерна примесь меди.

Результаты изучения кварца и кальцита. Кварц, слагающий внутреннюю оболочку минерализованных полостей, имеет зональное строение. Ядра идиоморфных кристаллов сложены светло-серым прозрачным кварцем, а периферия — перемежающимися зонами прозрачного и молочно-белого фарфоровидного кварца. В прозрачном кварце из ядерных зон кристаллов обнаружено большое число первичных, большей частью идиоморфных газо-жидких включений. Их гомогенизация показала, что рост кристаллов кварца начался при температуре 270—220 °С. Присутствие в большинстве вакуолей минералов-узников, диагностированных по оптическим константам и температуре растворения как карбонат и галит, свидетельствует о высоких концентрациях солей в растворе. Выполненные в ходе изучения включений с кристаллами галита, растворение которых происходит после гомогенизации газового пузырька, оценки давления по известной методике [2] показали, что флюидное давление в начальный период кристаллизации кварца было не ниже 500—750 атм.

Образование оболочек кристаллов кварца происходило в более низкотемпературных условиях. Здесь включения, трассирующие границы зон, имеют неправильную форму и представлены разнонаполненными вакуолями, содержащими жидкость, газ и углекислоту в переменном количестве. Часть углекислотных включений гомогенизирует при температуре 200—180 °С в жидкую, а другая — в газовую фазу. Это свидетельствует о гетерогенизации (истинном вскипании) раствора в момент захвата включений и позволяет рассматривать минимальную температуру гомогенизации (180 °С) статистически значимого числа включений в качестве верхнего ограничения истинной температуры минералообразования.

Кроме указанных включений, в оболочках кварцевых кристаллов отмечаются специфические вакуоли сложной формы с маслянистым углеводородным пузырьком, занимающим 20—25 % объема, и примазками или комковидными выделениями твердых битумов на стенках. Характер распределения этих включений свидетельствует об их вторичной природе. Тем не менее, судя по температуре гомогенизации в интервале температур 180—160 °С, их образование происходило сразу же вслед за завершением кристаллизации кварца.

В кальците, наряду с двухфазными включениями, где жидкая углекислота не обнаружена, присутствуют двух- и трехфазные включения, содержащие в переменном количестве углекислоту и углеводороды, а также

существенно газовые включения. Вполне очевидно, что указанное многообразие включений является следствием вскипания и интенсивной дегазации (в первую очередь в отношении CO_2) растворов в период кристаллизации кальцита. Первичные включения в кальците гомогенизируют при температуре 195—180 °С, свидетельствуя, наряду с указанными признаками гетерогенизации растворов, о его синхронной кристаллизации с оболочками кристаллов кварца.

Проведенные расчеты показали, что причиной вскипания растворов явилась декомпрессия флюидной системы. Давление, рассчитанное по существенно газовым включениям ($T_{\text{гCO}_2} = +20$ °С, $d_{\text{CO}_2} = 5$ г/см³), в этот момент было в несколько раз меньше начального и составляло лишь 100 атм.

Специфичен изотопный состав кальцита. В ходе исследований установлено, что кальцит, с которым ассоциирована вкрапленность самородной сурьмы, содержит аномальный, изотопно облегченный кислород ($\delta^{18}\text{O} = -4,7$ ‰). А кальцит из кварц-кальцитового кристаллического агрегата обрамления минерализованных полостей имеет обычный для гидротермалитов изотопный состав: $\delta^{18}\text{O} = +5,7$ ‰. Причиной столь значительного резкого изменения изотопного состава кальцита является, видимо, вскипание за счет декомпрессии, как показано выше, раствора, поступающего в минерализованную полость при температуре около 180 °С. Обособление газовой фазы, отчетливо фиксируемое при изучении включений, приводит, как это следует из данных [8], к облегчению изотопного состава воды за счет отделения изотопно утяжеленного CO_2 .

Обсуждение результатов исследований и выводы. Выполненные исследования в сочетании с данными экспериментальных работ по изучению кристаллизации сульфидов и самородных элементов дают возможность оценить эволюцию условий минералообразования в изученной полости, где были обнаружены минералы группы мышьяка.

Ориентируясь на хлоридно-натриево-карбонатный состав включений в раннем кварце, можно утверждать, что растворы при температуре 220—270 °С в начальный период выполнения минерализованных полостей были близонейтральными. При понижении температуры до 180—200 °С происходит декомпрессия в системе сообщающихся палеогидротермальных полостей. Растворы вскипают, выделяя, как это следует из результатов наблюдения включений, CO_2 . Результирующее повышение P_h среды приводит к интенсивной кристаллизации молочно-белого кварца, кальцита и сульфидов. Преобладание среди последних пирротина указывает, что их кристаллизация происходила при низкой f_{S_2} — не выше 10^{-15} атм. Завершение кристаллизации кальцита происходило при незначительном нарастании активности серы, что находит свое выражение в замещении пирротина сурьмяно-мышьяковистым пиритом. В это же время образуются самородная сурьма, антимонит и леллингит. То есть f_{S_2} , как это следует из анализа систем Fe—Sb—S и Fe—As—S [1], не превышала 10^{-14} атм. Но растворы, преобладающими компонентами которых становятся сурьма и мышьяк, меняют свой характер, приобретает углеводородную специализацию.

При дальнейшем понижении температуры в интервале 180—160 °С сохранившиеся в полости промежутки выполняются минеральными почками мышьяка и стибарсена. Ритмично-полосчатая текстура почек связана, по нашим представлениям, с их образованием при ритмичной раскристаллизации геля, заполняющего полость. Представляется весьма вероятным, что основу геля, образовавшего минеральный агрегат, где, кроме мышьяка и стибарсена, присутствуют только твердые битумы, составляли углеводороды. При этом возникновение геля связывается с резким понижением давления в гидротермальной системе при поступлении мышьяково-сурьмяных углеводородных растворов в полость. Резкая декомпрессия приводит, кроме того, как это следует из результатов изучения системы COH [4], к снижению f_{O_2} и стимулирует кристаллизацию мышьяка и сурьмы именно в самородном виде.

Изложенное выше дает основание утверждать, что важнейшим условием возникновения скоплений интерметаллидов явились разгрузка специфических углеводородных гидротерм в системе сообщающихся палеогидротермальных пустот. Сурьмяно-мышьяковистые низкосернистые растворы характерны для завершающей стадии скарново-полиметаллического рудного процесса. Но обычно пути миграции этих растворов совпадают с участками скоплений ранних сульфидных руд. Как результат реакционного заимствования растворами серы и тяжелых металлов формируются прожилки и вкрапленность мышьяково-сурьмяных сульфосолей. В нашем случае, в условиях резкой декомпрессии при разгрузке растворов в полость, инкрустированную по стенкам кварцем и кальцитом, растворы вскипают, сбрасывая свой рудный груз при понижении f_{O_2} в форме самородных минералов группы мышьяка. Этот вывод согласуется с результатами исследований золотосеребряных месторождений, так как показано [9], что вскипание растворов является важнейшим процессом, в ходе которого формируются скопления самородных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н. и др. Минералого-геохимические особенности рудного района Сейняоки (Финляндия) // Геохимия процессов рудообразования. — М.: Наука, 1982. — С. 160—206.
2. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношения основных термодинамических параметров для части системы $H_2O - NaCl$ // Геохимия. — 1961. — № 2. — С. 133—142.
3. Минералы. Справочник. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. — М.: Наука, 1987.
5. Носенко Н.А., Раткин В.В. и др. Дальнегорское боросиликатное месторождение — продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 312, № 1. — С. 178—182.
6. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: Геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 6. — С. 95—102.
7. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Дмитриев В.Е. Палеогидротермальный карст — важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения (Приморье) // Там же. — 1993. — № 2. — С. 97—107.
8. Тейлор Хью П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.: Мир, 1982. — С. 200—237.
9. Sprycher N.F., Reed M.N. Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative $P-T$ paths: implication for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals // Econ. Geol. — 1989. — V. 84, N 2. — P. 328—359.
10. Wretblad P.E. Die Allemontite // Geol. Foren. Forh. — 1941. — N 63. — P. 19—48.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
24 сентября 1993 г.

УДК 551.71:552.54+553.3 (571.56)

В.Н. Гулий

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И РУДОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ШИТА

Рассмотрены геолого-структурное положение, особенности минерального состава и изотопные соотношения углерода и кислорода карбонатов различных генетических типов докембрийских карбонатных пород Алданского щита. На основе комплексного сопоставления всех полученных данных проанализированы возможные причины различия в рудной специализации карбонатных пород. Показано, что для участков, сохранившихся без последующих преобразований, вид и масштабы минерализации предопределены первичным составом протопород. С помощью минералого-изотопных данных выявлена возможность диагностировать вторичные процессы, приводящие к концентрированию или рассеиванию исходных компонентов.

Карбонатные породы известны практически во всех регионах развития докембрия и, хотя составляют всего около 1 % общего объема метаморфических толщ, их роль в понимании древних эпох геологического развития и металлогении трудно переоценить. В этом отношении показательны карбонатные породы Алданского щита, геолого-структурное положение, особенности вещественного состава и происхождения которых неоднократно рассматривались в литературе [7, 10, 12, 18]. Работы Д.С. Коржинского [10] положили начало их систематического изучения, которое стало еще интенсивнее со времени открытия и разработки флогопитовых, а затем и разведки магнетитовых месторождений. Уже тогда в понимании природы оруденения, прямо или косвенно связанного с карбонатными породами, сформировались две тенденции — метаморфическая и метасоматическая. Они соответственно отражают мнения: 1) о формировании оруденения на этапе образования породы до метаморфизма и 2) о его возникновении в ходе метаморфизма или же метасоматоза, связанного с формированием гранитоидов, регрессивным этапом регионального метаморфизма или диафторезом [10, 12—15, 19]. Выявление апатитонности докембрийских карбонатных пород Алданского щита и материалы, полученные в первые годы разведки Селигдарского месторождения апатита, породили также гипотезу их карбонатитового происхождения [3, 20, 21, 25].

Нами изучено геолого-структурное положение рудоносных и рудовмещающих карбонатных пород из месторождений и проявлений Алданского щита, содержащих различные типы минерализации, и проведено сопоставление их минерального, петрографического и химического состава, определены особенности изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах и сделана попытка выявить характер и масштабы процессов, отвечающих за появление рудных концентраций.

Анализ показывает, что докембрийские карбонатные породы Алданского щита по форме и размерам геологических тел, соотношениям их с ассоциирующими породами можно отнести к двум морфогенетическим типам. Наибольший объем среди них занимают карбонатные породы, выделенные как представители первого типа, залегающие в виде линзовидных и пластовых тел согласно среди вмещающих их гнейсов и кристаллических сланцев или других менее распространенных метаморфических пород. Карбонатные породы, отнесенные ко второму морфогенетическому типу, представлены жильными и пластово-жильными телами и составляют значительно меньшую долю в общем объеме карбонатных пород. Наиболее интенсивно они развиты среди докембрийских магнезиальных скарнов и в меньшей мере развиты вне их.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

1. Карбонатные породы линзовидной и пластовой формы. Среди карбонатных пород этого морфологического типа по минеральному составу выделяются мраморы и кальцифиры и апатит-карбонатные породы. Мраморы и кальцифиры встречаются в виде обособленных геологических тел, но очень часто между ними существуют взаимные переходы, выражающиеся в постепенном уменьшении количества карбонатов и соответственно увеличении содержания силикатов — диопсида, флогопита, форстерита, амфиболов, скаполита. Между мраморами и кальцифирами, с одной стороны, и апатит-карбонатными породами, с другой, существуют качественные различия в химическом (табл. 1, 2) и минеральном составе.

1.1. Мраморы и кальцифиры. На Алданском щите горизонты мраморов и кальцифиров встречаются в разрезах неоднократно. Их мощность колеблется от 10 до 700 м, а гнейсовых и сланцевых пачек, с которыми они ассоциируют, от 800 до 1000 м и более. Чаще всего толщи, включающие мраморы и кальцифиры, образуют регионально распространенные стратиграфические подразделения. В этом отношении наиболее ярким примером

Средний химический состав апатитоносных пород участка Селигдар

Оксид	Норм.	Среднее	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум	Тип распределения
1. SiO ₂	15	9,93	3,84	1,07	17,85	0
2. TiO ₂	15	1,97	1,01	0,08	0,17	0
3. Al ₂ O ₃	15	1,97	1,01	0,10	3,20	0
4. Fe ₂ O ₃	15	5,00	2,36	1,39	10,25	0
5. FeO	15	0,19	3,62	0,03	1,94	1
6. MnO	15	0,17	0,07	0,05	0,28	0
7. MgO	14	15,08	1,08	12,42	16,32	1
8. CaO	14	28,11	1,86	25,62	32,29	1
9. Na ₂ O	14	0,10	0,03	0,03	0,14	1
10. K ₂ O	15	0,35	0,22	0,01	0,72	0
11. Ппп	15	29,71	5,64	13,85	38,18	0
12. H ₂ O ⁻	15	0,24	2,49	0,10	1,98	1
13. P ₂ O ₅	15	6,06	2,16	1,99	10,60	0

П р и м е ч а н и е. Типы распределения: 0 — нормальный, 1 — логнормальный.

может послужить толща карбонатных пород центральной части Унгра-Тимптонского синклиория, где среднефедоровская подсвита, отличающаяся насыщенностью карбонатными породами, вмещает месторождение декоративных мраморов Марийка и все железорудные месторождения района.

Карбонатные породы переслаиваются с амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми и биотитовыми плагиосланцами и гнейсами и диопсидовыми сланцами. Их мощность варьирует от первых метров до первых десятков метров, а исключая маломощные прослои некарбонатных пород — до 500 м. Магнетитовые руды переслаиваются с серпентиновыми и форстерит-серпентиновыми, диопсидовыми породами, биотитовыми плагиосланцами и плагиогнейсами, амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми, титанитсодержащими, салитовыми плагиосланцами, карбонатными породами. Минеральные парагенезисы в гнейсах и сланцах указывают на амфиболитовую и гранулитовую фацию регионального метаморфизма толщи.

Т а б л и ц а 2

Средний химический состав мраморов и кальцифиров Алданского щита

Оксид	Норм.	Среднее	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум	Тип распределения
1. SiO ₂	10	3,55	3,20	0,05	9,25	0
2. TiO ₂	10	0,03	0,03	0,01	0,10	0
3. Al ₂ O ₃	10	0,98	0,95	0,10	2,70	0
4. Fe ₂ O ₃	10	0,19	6,76	0,01	2,60	1
5. FeO	10	0,33	0,57	0,01	1,68	0
6. MnO	10	0,02	0,03	0,01	0,11	1
7. MgO	10	4,05	5,26	0,21	17,14	0
8. CaO	10	49,25	6,42	32,70	54,03	0
9. Na ₂ O	10	0,18	0,20	0,01	0,52	0
10. K ₂ O	10	0,11	0,15	0,01	0,48	0
11. Ппп	10	40,60	2,74	35,91	43,85	0
12. H ₂ O ⁻	10	0,01	0,00	0,01	0,01	1
13. P ₂ O ₅	10	0,01	1,50	0,01	0,04	1

Карбонатные породы представлены мраморами и кальцифирами (более 5 % силикатов). Мраморы имеют белую, розовую, серую окраску с зеленоватым, кремовым и другими оттенками. Текстура их массивная, иногда с элементами вкрапленной или пятнистой, редко неясно-полосчатая. Главным минералом является кальцит (до 100 %), а в качестве примесей присутствуют диопсид, оливин, флогопит, серпентин, плагиоклаз, реже титанит, тремолит, апатит, пирит. В кальцифирах, где роль силикатов значительнее (до 65 % объема), присутствуют, кроме перечисленных выше, также хондродит, скаполит, гранат. Текстура пород массивная, изредка полосчатая или пятнистая. Полосчатая текстура обусловлена послойным, а пятнистая — гнездовидным или шлировидным распределением силикатов. Структура пород варьирует от мелко- до средне- и крупнозернистой. Размер зерен меняется соответственно от 0,05 до 4,0 мм. Окраска пород неодинакова в разных прослоях мраморов и отдельных участках кальцифиров и в значительной мере зависит от минерального состава пород: серые тона обычны для доломитов, розовые и белые — для кальцитовых разновидностей, а пестрые — для кальцифиров.

Анализ распределения кальцифиров и мраморов показывает, что геометризовать их невозможно. Залегают все пласты согласно. Контакты четкие. Сочетания парагенетически связанных мраморов и кальцифиров с богатым кальцием и магнием кристаллическими сланцами и гнейсами носят ритмичный характер, что выражается в неоднократном повторении в разрезе карбонатных и силикатных пород [9]. Отдельные пачки мраморов иногда содержат сульфатные прослои. В скважине 204 на участке Селигдар переслаиваются карбонатные слои с прослойками и линзочками сероватого гипса и ангидрита мощностью от 1 до 3 см. Даже если мощности тел незначительные или они резко выклиниваются, общий известково-магнезиальный тип разреза остается без изменений. Карбонатные породы этого типа по условиям залегания являются типичными первично осадочными образованиями [7, 12, 23]. Их формирование происходило в условиях устойчивого прогибания территории и сопровождалось периодическими колебаниями уровня бассейна, что фиксируется по появлению пачек силикатных пород. Переходы между карбонатными и известково-силикатными породами отражают фациальные переходы [22—24].

1.2. Апатит-карбонатные породы. Эти образования изучались нами на месторождениях Селигдар, Мустолаах, Ниранджа, Бирикээн, Усть-Чульман и Тагнарап [8, 9]. Среди апатит-карбонатных пород выделяются силикат-карбонатные, карбонатные, кварц-доломитовые, мартит-доломитовые и сульфат-карбонатные разновидности [3, 4], такая последовательность в большинстве случаев отражает геологическую последовательность образования и уменьшение содержания в породах апатита. По всей видимости, указанная последовательность является совокупностью всех возможных разновидностей пород этого типа. Наиболее полно она проявлена и изучена на месторождении Селигдар, в то время как на других участках наиболее представительны лишь одна-две из перечисленных выше разновидностей пород.

На месторождении Селигдар скв. 23 вскрыто чередование таких пород вмещающими образованиями федоровской свиты. На северном фланге месторождения (скважины 408, 410) обнаружены неизменные апатит-доломитовые породы, подстилающие собственно рудное тело. Таким образом, в районе месторождения вскрыт разрез слоисто-линзовидной толщи, в низах которой присутствуют малоизмененные апатит-силикат-карбонатные и апатит-доломитовые породы, а в более верхних частях — рудные образования, современный облик которых создан в результате преобразования исходных пород без существенного перемещения фосфора. Внешний облик руд, бурая окраска апатита и ассоциирующих с ним карбонатов свидетельствуют о специфических окислительных условиях их образования ($Fe_2O_3 > FeO$, см. табл. 1, 2).

Большей однородностью характеризуются первичные апатит-доломитовые руды северного фланга месторождения. Это серые, мелко-, средне-зернистые породы. На фоне равномерно-зернистой доломитовой массы выделяются крупные (в несколько сантиметров) кристаллы бледно-зеленого, желтоватого или серо-черного апатита. Местами в породах проявляется пятнистая текстура, обусловленная возникновением шпировидных или гнездовидных обособлений шпинели, клиногумита и флогопита среди сероватого доломита.

Региональное распространение апатит-карбонатных пород свидетельствует о единой эпохе фосфатонакопления, определяющей литологический и стратиграфический контроль оруденения [8]. Условия, благоприятные для накопления фосфора, возникали периодически и обусловили повторяемость в геологических разрезах богатых и бедных фосфором пород. Образование апатита и карбонатов было синхронным, однако порядок их выделения менялся в зависимости от характера минералообразующих растворов. В растворе, богатом фосфором, кальцием, магнием и другими элементами, происходило выделение доломита и апатита вместе с гематитом. По мере уменьшения содержания фосфора в растворе апатит выделялся в меньшем количестве, и в наиболее поздних минеральных обособлениях он отсутствует. Необходимо заметить, что в отличие от карбонатных пород, встречающихся в пределах магнетитовых месторождений Алданского щита, апатит-карбонатные породы беднее закисным железом (см. табл. 1). Как показывают исследования минерального состава пород и химический состав оксидов железа, наиболее распространенной фазой в них является гематит.

2. *Карбонатные породы жильного типа.* Карбонатные породы жильных тел магнезиальных скарнов докембрия благодаря их флогопитоносности довольно хорошо изучены в пределах известных месторождений Алданского щита Эмельджак, Каталах, Эльконка, Канку, Федоровское и других [14, 15]. Карбонаты (чаще всего кальцит) постоянно присутствуют в слюдоносных телах, где ассоциируют с флогопитом, диопсидом, апатитом, скаполитом и другими менее распространенными минералами. Кальцит крупно-зернистый, часто образует друзы хорошо оформленных кристаллов размером в несколько сантиметров. Флогопитоносные тела обычно рассматриваются как магнезиальные скарны или метасоматиты [14, 17], что предполагает значительные масштабы привноса—выноса отдельных компонентов. Апатит, образующийся в ходе этих процессов, отличается большими размерами, преимущественно призматическим габитусом и голубой окраской. Содержание его велико в некоторых локальных участках, однако общее содержание фосфора в телах этого типа незначительное. В разных месторождениях наблюдаются спорадически высокие содержания пирита, пирротина, халькопирита, которые образуют гнездовидные скопления.

Кроме упомянутых выше карбонатных пород, играющих относительно важную роль в геологических разрезах, необходимо отметить и присутствие многочисленных карбонатных микропрожилков и гнезд, в большинстве своем бессистемно расположенных среди вмещающих их образований самого различного состава. Чаще всего они приурочены именно к карбонатным породам, по сравнению с которыми являются более поздними образованиями.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ЩИТА

В качестве модели-эталона формирования минеральных парагенезисов при активной роли метаморфизма или метасоматоза можно воспользоваться данными о формировании месторождений докембрийских магнезиальных скарнов, в которых присутствуют все умоглядные элементы схемы вещественного преобразования исходных пород под влиянием метасоматоза. Не касаясь в данном случае спорных деталей причин метасоматических преобразований, заметим, что принципиальных противоречий во взглядах раз-

личных исследователей на природу субстрата нет. Примером в этом отношении являются представления Н.Н. Перцева, согласно которым "...пластовая и линзообразная форма свойственна магнезиальным скарнам и магнезиально-скарновым месторождениям, потому что скарновому замещению подвергаются пласты, прослои, линзы доломитов" [17. С. 14].

Вся совокупность имеющихся материалов по геолого-структурному положению и вещественному составу карбонатных пород показывает, что среди них мы имеем, с одной стороны, группу пород (мраморы, кальцифиры, апатит-карбонатные породы), в значительной мере сохранивших первичные признаки осадочного происхождения, и, с другой — образования, обладающие довольно определенными свидетельствами преобразования и миграции карбонатного вещества с переотложением его в виде жил или гнезд. Вполне очевидно, что наличие промышленного флогопита связано именно с такими преобразованиями, поскольку во всех других породах встречается только мелкочешуйчатый флогопит. Подобная картина характерна и для апатита, так как только в докембрийских магнезиальных скарнах встречаются его гигантозернистые кристаллы. Таким образом, вне зависимости от минерального состава продукты преобразования отвечают единой тенденции увеличения размеров и степени совершенства огранки кристаллов. Видовой минеральный состав продуктов этого процесса, скорее всего, предопределен составом субстрата, подвергавшегося преобразованиям.

Исходя из этого, обнаружение четкой зависимости минеральных парагенезисов от первичного субстрата в нашем случае наиболее вероятно в карбонатных породах первого типа. Заметим, что металлогеническая специализация их различна: мраморы и кальцифиры являются неперменным членом разрезов, содержащих магнетитовое и рассеянное сульфидное оруденение (месторождения Пионерское, Сивагли, Таежное), борную минерализацию (месторождение Таежное), мелкочешуйчатый флогопит, графит (месторождения Канку, Медведевское), декоративный мрамор (месторождение Марийка), тогда как апатитовая минерализация в промышленных масштабах связана с карбонатными породами, где перечисленные выше типы оруденения не характерны.

Очевидно, что при таком разнообразии полезной минерализации в карбонатных породах возможны две причины ее возникновения: 1) первичный состав субстрата, подвергавшегося затем различным преобразованиям, 2) различные условия преобразования субстрата, обусловившие разнообразие полезной минерализации.

Если сопоставить минеральный и химический состав разных типов карбонатных пород, то окажется, что в апатит-карбонатных породах подавляющее развитие имеет гематит, который обычно отсутствует в мраморах и кальцифирах. В последних в небольших количествах постоянно можно обнаружить сульфиды, но их практически нет в апатитоносных карбонатных породах. Еще большие различия в них выявлены в содержании и морфологии апатита: в апатитоносных разновидностях пород его количества на порядок-два выше и он обычно представлен буроватыми или сургучными кристаллами размером в первые сантиметры, тогда как в мраморах или кальцифирах он появляется спорадически в виде мелких (миллиметры или доли миллиметров) зеленоватых или голубоватых зерен. По-видимому, учитывая различную распространенность различных оксидов железа в этих породах, можно предположить, что их формирование происходило в различных окислительно-восстановительных условиях, а неоднородности в содержании апатита отражают неодинаковое количество фосфора в первичном субстрате.

Наиболее существенное различие между отдельными типами карбонатных пород, помимо различного количества в них апатита, размеров тел и их соотношений с вмещающими породами, заключается в преимущественно сингенетичном образовании апатита и карбонатов в апатитоносных разновидностях и пигментации их тонкодисперсным гематитом. Диопсид, хондродит, титанит, реже шпинель и графит являются обычными аксессуарными минералами в мраморах или породообразующими в кальцифирах и отсутст-

вуют в апатитоносных карбонатных породах. Как и перечисленные минералы мраморов и кальцифиров, зерна апатита в этих образованиях чаще всего имеют изометричную форму, чем в большой мере отличаются от апатита из других пород.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ

Цепочка преобразований минеральных парагенезисов от неизмененного субстрата через кальцифиры к скарнам сопровождается изменениями изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах. Исследования [5, 11] показали, что наиболее легкий изотопный состав углерода характерен для карбонатов из скарнов и он приближается к обычным для карбонатитов значениям.

Таким образом, используя указанную тенденцию и определив изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах интересующих нас пород, мы получим возможность оценить степень их преобразования.

В изложенном выше материале показано, что по геологическому строению и условиям залегания апатитоносные карбонатные породы не отличаются от типичных осадочных образований. Нет существенных отличий также в изотопном составе углерода и кислорода карбонатов из докембрийских и фанерозойских карбонатных пород. Вместе с тем установлено, что среди докембрийских карбонатных пород не все являются апатитоносными, хотя по ряду геологических признаков и отвечают первично осадочным образованиям. Такие различия в степени апатитоносности карбонатных пород могут быть вызваны двумя причинами. Либо при их генетическом сходстве масштабы апатитовой минерализации определялись количеством фосфора в первичном бассейне, либо геологические и физико-химические условия их образования были различными.

В литературе довольно детально охарактеризованы изотопные соотношения углерода и кислорода в карбонатах мраморов, кальцифиров и скарнов Алданского щита [5, 11]. Отдельные определения изотопов углерода и кислорода были выполнены раньше и в карбонатах из апатит-карбонатных руд Селигдарского месторождения [2, 6, 20, 21, 25]. Анализ показал [4], что они малочисленны, не охватывают всего разнообразия пород, касаются в основном изотопного состава углерода, выполнены на материале ранних этапов исследования месторождения, а в их интерпретации допущены технические и методические ошибки.

Для определения особенностей изотопного состава карбонатов из пород различных генетических типов и с различной минерагенической специализацией нами была приготовлена коллекция проб из различных месторождений Алданского щита, которая проанализирована в лаборатории изотопной геологии ИЛСАН (г. Москва) под руководством Ю.А. Борщевского. Для выделения CO_2 из карбонатов использован метод [1]. Измерения относительной разности изотопных соотношений углерода и кислорода выполнены на масс-спектрометре МАТ-250 (Вариант МАТ, США—ФРГ). В качестве рабочего стандарта при масс-спектрометрических измерениях использовался лабораторный стандарт CO_2 : $\delta^{13}\text{C} = -7,7\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = +11,4\text{‰}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ определены с точностью $\pm 0,1\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}$ — с точностью $\pm 0,2\text{‰}$. При расчетном определении значений $\delta^{13}\text{C}$ обр./PDB и $\delta^{18}\text{O}$ обр./SMOW учтена "поправка Крейга" и при определении $\delta^{13}\text{C}$ обр./PDB — кислородная поправка.

Результаты систематического анализа изотопного состава углерода и кислорода (табл. 3) показывают сходство карбонатов апатитоносных карбонатных пород с типичными осадочными образованиями, промежуточными между нормальными морскими и пресноводными осадками [26, 27] и их отличие от карбонатов из скарнов и карбонатитов, а также из мраморов и кальцифиров [11].

Карбонаты из продуктивных апатит-карбонатных руд месторождений имеют наиболее тяжелый изотопный состав углерода и кислорода. При

Средние значения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах из пород различных генетических типов

Типы пород	Количество определений	Изотопный состав	
		$\delta^{13}\text{C}$, ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰, SMOW
Апатит-карбонатные породы	47	-0,6	+ 18,8
Мраморы, кальцифиры	20	-1,3	+ 18,0
Магнезиальные скарны	2	-5,4	+ 13,8
Древние карбонатиты	4	-5,9	+ 8,4

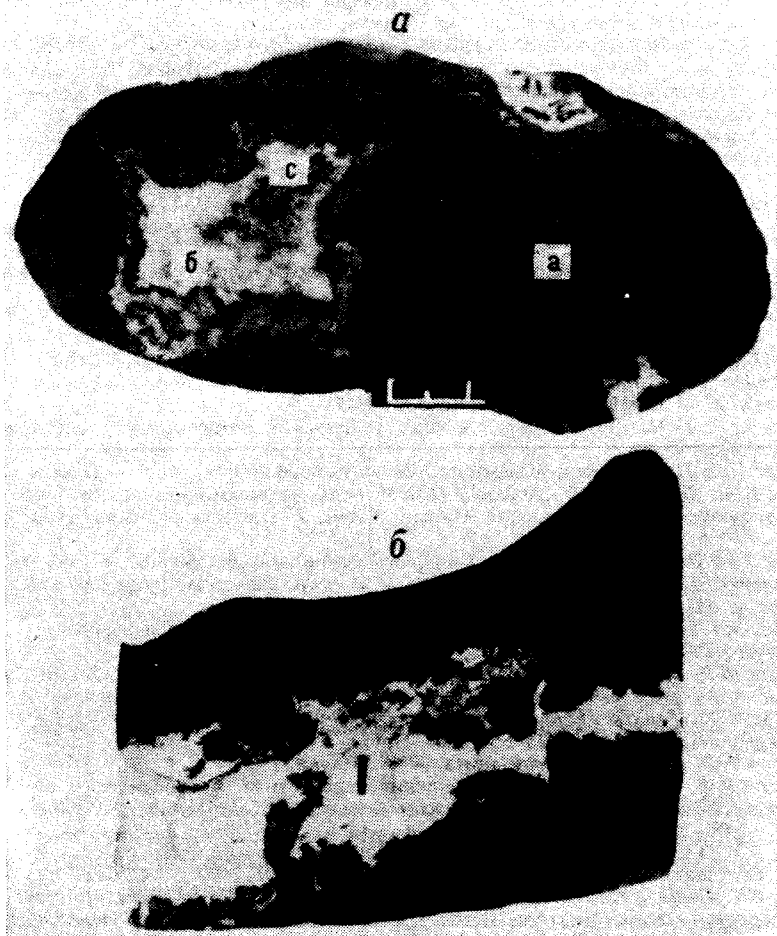
среднем содержании $\text{P}_2\text{O}_5 = 5,69\%$ изотопный состав С и О карбонатов по 17 пробам следующий: $\delta^{13}\text{C} = +1,6\text{‰}$ PDB; $\delta^{18}\text{O} = +19,4\text{‰}$ SMOW. Поздние карбонаты из жил и гнезд, сопровождающих эти апатитоносные породы, богаты легкими изотопами углерода и кислорода, соотношения которых близки к значениям в карбонатах из скарнов.

В карбонатах из руд месторождений с различными запасами P_2O_5 значения изотопов углерода и кислорода сходны. Если использовать тезис о возможности выявления следов метасоматической переработки с помощью изотопных данных и сопоставить масштабы апатитовой минерализации в различных типах карбонатных образований, то становится очевидным, что породы, максимально метасоматически переработанные, бедны апатитом, а наиболее богаты им — неизменные.

Трудно определить сейчас, насколько апатитоносные карбонатные породы являются продуктами прямого хемогенного осаждения в виде карбонатных илов или сколь сильно они испытали диагенетические изменения, но несомненно, что после литификации их химический и изотопный состав оставался неизменным. Вместе с тем, локальные преобразования и перекристаллизация в карбонатных апатитоносных породах довольно четко фиксируются и по внешним признакам, и по изменению минерального состава, и по соотношениям изотопов углерода и кислорода. Например, даже в пределах одного штучного образца можно наблюдать увеличение содержания более легких изотопов в карбонатах все более поздних генераций (см. рисунок). При этом окраска породы в перекристаллизованных участках становится более светлой, исчезает тонкодисперсный гематит и резко уменьшается количество апатита.

Таким образом, в апатит-карбонатных породах, переслаивающихся в единых геологических разрезах с гнейсами, кристаллическими сланцами и диопсидовыми породами, усреднения изотопного состава углерода и кислорода не происходит. Подобный вывод можно сделать и при анализе карбонатных образований, содержащих магнетитовую, борную и сульфидную минерализацию. Нет минералогических и изотопно-геохимических доказательств существования особого типа последующих преобразований первичного субстрата, который мог бы породить все разнообразие металлогенической специализации карбонатных пород докембрия Алданского щита. Характер локализации оруденения и отсутствие следов однонаправленного метасоматического преобразования исходных пород свидетельствуют о том, что тип оруденения был предопределен на этапе формирования протопород и контролировался палеогеографическими факторами [16, 23] и особенностями дифференциации элементов в экзогенном процессе. Вместе с тем, для высококачественных разновидностей декоративных мраморов месторождения Марийка выявлены минералогические и изотопные доказательства участия в их формировании процесса метасоматической переработки.

Проведенные исследования показывают, что современный облик и металлогеническая специализация карбонатных докембрийских пород Алданского щита определяются сочетанием особенностей, отражающих этап формирования исходных пород по законам миграции элементов в экзогенных



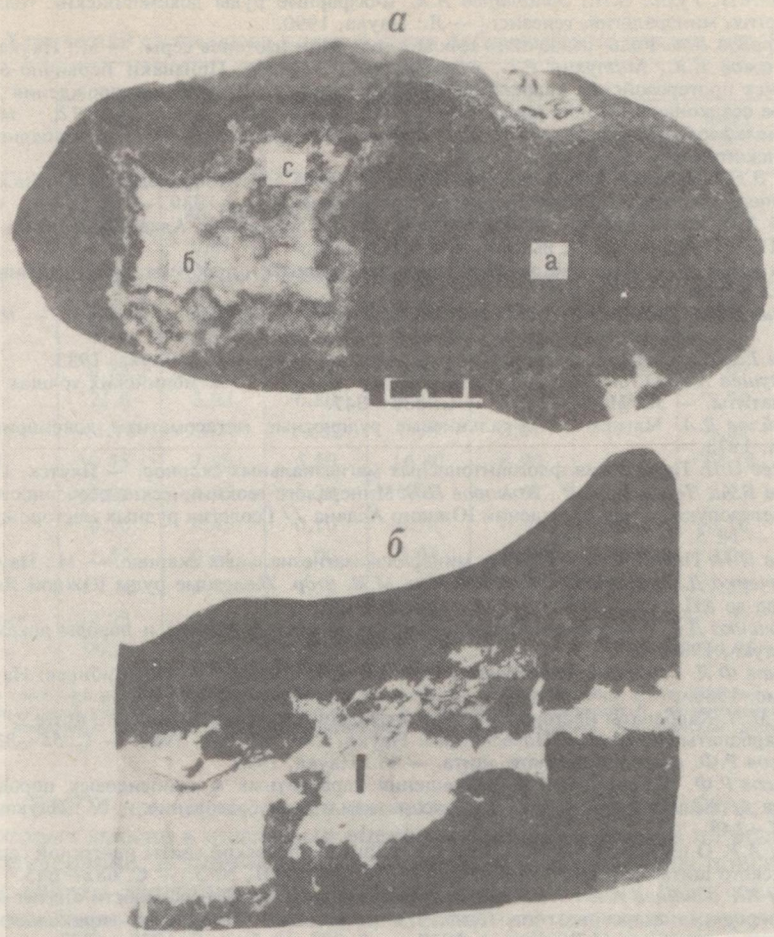
Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов разного времени кристаллизации.

а — сингенетичный с апатитом ранний доломит (*а*) — $\delta^{13}\text{C} - +0,6\text{‰}$, PDB; $\delta^{18}\text{O} - +20,2\text{‰}$, SMOW; поздний доломит (*б*) — $\delta^{13}\text{C} - -0,7\text{‰}$, PDB; $\delta^{18}\text{O} - +20,1\text{‰}$, SMOW; поздний кальцит (*с*) — $\delta^{13}\text{C} - -2,6\text{‰}$, PDB; $\delta^{18}\text{O} - +11,8\text{‰}$, SMOW (месторождение Мустолаах); *б* — карбонатный прожилок в апатитоносной породе: $\delta^{13}\text{C} - -4,4\text{‰}$, PDB; $\delta^{18}\text{O} - +17,9\text{‰}$, SMOW (месторождение Нирядджа). Naturalный размер.

условиях, и черт, приобретенных на последующих этапах метаморфических и метасоматических преобразований, связанных с эндогенными процессами. В большинстве случаев рудоносность карбонатных пород предопределена палеофациальными условиями и наличием рудных концентраций в исходных породах. Изотопные соотношения углерода и кислорода при региональном метаморфизме не испытывают усреднения, что позволяет использовать их как критерий для восстановления первичной природы оруденения и диагностики масштаба и типа последующих преобразований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Попова Н.К. Новый метод выделения кислорода и углерода из карбонатов и карбонатно-силикатных пород для изотопного анализа // Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. — М.: Наука, 1974. — С. 207—209.
2. Борщевский Ю.А., Юдин Н.И., Медведевская Н.И. и др. Изотопные особенности апатит-кальцитовых руд Селигдарского месторождения // Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. — М., 1989. — С. 225—226.
3. Боярко Г.Ю., Сучков В.Н. Тектоническая позиция и формационная принадлежность Селигдарского месторождения апатита // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 3. — С. 87—96.



Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов разного времени кристаллизации.

а — сингенетичный с апатитом ранний доломит (*а*) — $\delta^{13}\text{C}$ — +0,6 ‰, PDB; $\delta^{18}\text{O}$ — +20,2 ‰, SMOW; поздний доломит (*б*) — $\delta^{13}\text{C}$ — -0,7 ‰, PDB; $\delta^{18}\text{O}$ — +20,1 ‰, SMOW; поздний кальцит (*с*) — $\delta^{13}\text{C}$ — -2,6 ‰, PDB; $\delta^{18}\text{O}$ — +11,8 ‰, SMOW (месторождение Мустолах); *б* — карбонатный прожилок в апатитоносной породе: $\delta^{13}\text{C}$ — -4,4 ‰, PDB; $\delta^{18}\text{O}$ — +17,9 ‰, SMOW (месторождение Ниряджа). Natural size.

условиях, и черт, приобретенных на последующих этапах метаморфических и метасоматических преобразований, связанных с эндогенными процессами. В большинстве случаев рудоносность карбонатных пород предопределена палеофациальными условиями и наличием рудных концентраций в исходных породах. Изотопные соотношения углерода и кислорода при региональном метаморфизме не испытывают усреднения, что позволяет использовать их как критерий для восстановления первичной природы оруденения и диагностики масштаба и типа последующих преобразований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Попова Н.К. Новый метод выделения кислорода и углерода из карбонатов и карбонатно-силикатных пород для изотопного анализа // Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. — М.: Наука, 1974. — С. 207—209.
2. Борщевский Ю.А., Юдин Н.И., Медведовская Н.И. и др. Изотопные особенности апатит-кальцитовых руд Селигдарского месторождения // Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. — М., 1989. — С. 225—226.
3. Боярко Г.Ю., Сучков В.Н. Тектоническая позиция и формационная принадлежность Селигдарского месторождения апатита // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 3. — С. 87—96.

4. Булах А.Г., Гулий В.Н., Золотарев А.А. Фосфорные руды докембрийских толщ Алдана (геология, минералогия, генезис). — Л.: Наука, 1990.
5. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. — М.: Наука, 1980.
6. Герасимов Е.К., Матухин Р.Г., Мандрикова Н.Т. и др. Признаки первично-осадочного генезиса протерозойских карбонатов Селигдарского апатитового месторождения // Карбонатное осадконакопление в докембри. — М.: Наука, 1981. — С. 165—172.
7. Гиммельфарб Г.Б. Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной частей Алданского щита. — М.: Наука, 1971.
8. Гулий В.Н. Основные черты минералогии и генезиса апатитопроявлений Алданского кристаллического щита // Геология рудных месторождений. — 1989. — № 4. — С. 49—62.
9. Гулий В.Н. Метаморфизм апатитоносных пород докембрия Алданского щита // Бюл. МОИП. — 1990. — Т. 65, вып. 4. — С. 110—118.
10. Коржинский Д.С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. — Л.; М.: ОНТИ—НКТП, 1936.
11. Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. — М.: Наука, 1986.
12. Кулиш Е.А. Осадочная геология архея Алданского щита. — М.: Наука, 1983.
13. Маракушев А.А. О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах мраморов // Апатиты. — М.: Наука, 1968. — С. 339—347.
14. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. — Л.: Наука, 1973.
15. Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. — Якутск, 1974.
16. Павлов В.А., Чердаков В.И., Комаров П.В. Минералого-геохимические особенности пород и руд железорудных месторождений Южного Алдана // Геология рудных месторождений. — 1987. — № 5. — С. 75—83.
17. Перцев Н.Н. Парагенезисы борных минералов магнезиальных скарнов. — М.: Наука, 1971.
18. Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И. и др. Железные руды Южной Якутии. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
19. Сердюченко Д.П. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. — М.: Наука, 1985.
20. Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
21. Усков М.Н. Карбонаты месторождений и проявлений апатита Алданского щита // Эндеогенные карбонаты Якутии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. — С. 55—83.
22. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. — М.: Наука, 1979.
23. Черкасов Р.Ф. Закономерности размещения карбонатных и диоксидовых пород в архее Алдана // Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1980. — С. 137—148.
24. Энтин А.Р. О природе ритмичнослоистой толщи федоровской свиты иенгрской серии архея Алданского щита // Докл. АН СССР. — 1971. — Т. 201, № 3. — С. 682—685.
25. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. Генетические особенности апатит-карбонатных пород селигдарского типа (Алдан) в свете новых данных по вариациям изотопов углерода и стронция // Там же. — 1987. — Т. 297, № 5. — С. 1228—1232.
26. Schidlowski M., Eichman R., Junge Ch.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget // Precambrian Research. — 1975. — N 1. — P. 1—69.
27. Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology. — Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1990.

Санкт-Петербург
СПбУ

Поступила в редакцию
5 июля 1993 г.

УДК 553.493+553.041/571.56

М.В. Горошко, Г.Б. Соломатин, В.В. Николаев

НОВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ И РУДОНОСНОСТИ АРБАРАСТАХСКОГО МАССИВА

Приведены новые данные по геологии и рудоносности Арбарастахского щелочно-ультраосновного массива позднепротерозойского возраста. Выделены и кратко охарактеризованы различные типы редкометалльных руд. Даны рекомендации по направлению дальнейших оценочных работ. Возраст редкометалльного оруденения определен уран-свинцовым (761 млн лет) и торий-свинцовым (797 млн лет) методами.

Арбарастахский массив щелочно-ультраосновных пород выявлен в 1954 г. Алданской экспедицией ВАГТа при проведении аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000 (В.А. Ларионов и др.). В 1955—1956 гг. С.П. Сто-

© М.В. Горошко, Г.Б. Соломатин, В.В. Николаев, 1994

Химический состав пород жильной серии Арбарастахского массива, мас. %

Оксиды	Номер образца							
	69196	69319	69418	49-4	67056	69201	69103	69231
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	26,77	40,15	42,27	37,34	52,78	60,96	55,95	55,95
TiO ₂	2,12	0,81	0,57	0,26	0,17	0,26	0,26	0,17
Al ₂ O ₃	1,70	14,10	9,30	21,30	19,40	19,50	20,10	18,70
Fe ₂ O ₃	5,57	2,64	2,61	2,40	1,61	0,69	1,88	1,94
FeO	7,10	4,65	5,75	1,84	1,12	1,32	1,67	1,52
MnO	0,23	0,16	0,36	0,09	0,07	0,03	0,07	0,08
MgO	25,0	3,22	6,80	1,76	0,10	1,11	0,70	0,81
CaO	11,76	15,40	12,32	7,98	3,01	1,75	1,33	2,45
Na ₂ O	0,55	7,90	5,50	16,80	8,90	9,80	12,10	12,80
K ₂ O	1,90	1,85	3,20	0,33	6,65	1,10	2,25	1,70
SO ₃	0,36	0,45	0,10	0,10	0,22	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	1,52	0,61	1,00	0,08	0,09	0,06	0,04	0,05
CO ₂	11,16	5,72	7,51	—	2,94	1,60	1,53	2,20
Прочие	3,93	1,05	1,36	8,48	1,46	1,03	1,27	1,36
Сумма	99,67	98,71	98,65	98,66	98,52	99,31	99,25	99,83

Примечание. 1 — щелочной флогопитовый пикрит, 2 — щелочное габбро, 3 — арфведсонитовый ийолит, 4 — канкринитовый ийолит, 5 — канкринитовый фойлит, 6 — пуласкит, 7 — миаскит, 8 — канкринитовый лужавит. Аналитик Меркурьев З.Н., Центральная аналитическая лаборатория Таежной геологической экспедиции ГТЦ Амургеология.

яловым (ВАГТ) проведены детальные поисково-съёмочные работы, в результате которых массив в целом был оценен как перспективный на редкометаллическое оруденение. В 1959—1962 гг. в его пределах проведены поисково-оценочные работы геологами ЯТГУ, в результате которых были оконтурены танталониобиевые рудные залежи и подсчитаны запасы в северо-западной части массива (Д.Н. Шапошников, Д.И. Литовский, А.Г. Харченков, Ю.А. Славутский и др.). В дальнейшем общая структура массива, его минералого-геохимические и петрологические особенности, стадийность и возраст оруденения изучались А.А. Глаголевым (ИГЕМ АН СССР), А.Г. Жабиным и А.Г. Харченковым (ИМГРЭ АН СССР), М.П. Орловой, Е.М. Шаденковым и др. (ВСЕГЕИ), В.М. Бирюковым (ИТиГ ДВО РАН) и А.Р. Энтиным (ЯНЦ СО РАН).

В 1988—1989 гг. в районе Арбарастахского массива аэропартией № 35 ПГО Таежгеология была проведена АГСМ-съёмка масштаба 1 : 50 000 с комплексом наземных заверочных работ, результаты которых изложены ниже.

Арбарастахский массив расположен в западной краевой части Идюмо-Хайканского блока нижнеархейских метаморфических образований Алданского щита. Он приурочен к узлу пересечения северо-восточного Аимо-Токинского глубинного разлома с менее глубинными северо-западными и субширотными разломами. Разноамплитудные перемещения, проявленные в зонах разломов, в целом определили сводово-горстовую структуру, которая подчеркивается развитыми на периферии массива рифейскими терригенными отложениями платформенного чехла [1]. Величина денудационного среза пород фундамента в послерифейское время в районе Арбарастахского массива оценивается в 2,3—2,5 км [2].

Нижнеархейские образования рамы представлены гранитизированными метаморфитами мраморно-кристаллосланцевой двупироксеновой формации [5], относимыми Е.П. Миронюком к холбохской и арбарастахской свитам федоровской серии [6]. Массив в плане имеет округлую, слегка вытянутую в северо-западном направлении форму; площадь его составляет около



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Арбарастахского массива. Составлена по материалам авторов.

1 — жилы флюорита; 2 — фениты; 3 — дайки, пластовые тела (а — щелочных пикритов; б — нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов); 4 — карбонатиты; 5 — карбонатно-апатит-магнетитовые залежи; 6 — биотитизированные пироксениты; 7 — blastsмилониты; 8 — аляскиты; 9 — розовые лейкократовые граниты; 10 — гнейсы, кристаллические сланцы; 11 — минерализованная рудоносная зона объемного катаклаза, рассланцевания; 12 — тектонические нарушения; 13 — предполагаемые аллювиальные россыпи.

38 км². Большинство исследователей подчеркивается концентрически-зональное строение массива в плане, определяемое пироксенитовым ядром, кольцевыми телами рудных карбонатитов и камафоритов и внешней фенитовой оторочкой с малыми телами щелочных сиенитов [1—3, 10, 11]. Клинопироксениты, слагающие субвертикальное штокообразное тело в центральной части массива, в большинстве своем преобразованы в флогопит-амфиболовые, флогопитовые и вермикулитовые метасоматиты. Изредка отмечаются ксенолиты оливинитов, что подчеркивает глубинную природу ультрамафитовых образований массива [11]. Клинопироксениты сопровождаются жильной серией щелочных флогопитовых пикритов, мельтейгитов, ийолитов (табл. 1), обильной в центральной части массива и более редкой по периферии и в зоне экзоконтакта.

Образования второй фазы магматизма представлены породами карбонатитовой серии или ранними карбонатитами [9, 11]. Карбонатиты развиты по системам конических, цилиндрических и пологих разноориентированных трещин как в клинопироксенитах, где они слагают свыше 20 % площади, так и в экзоконтактовой зоне массива. Детальными геолого-радиометрическими методами установлен более сложный, чем считалось ранее, характер развития карбонатитовых залежей в клинопироксенитах. В частности, кроме

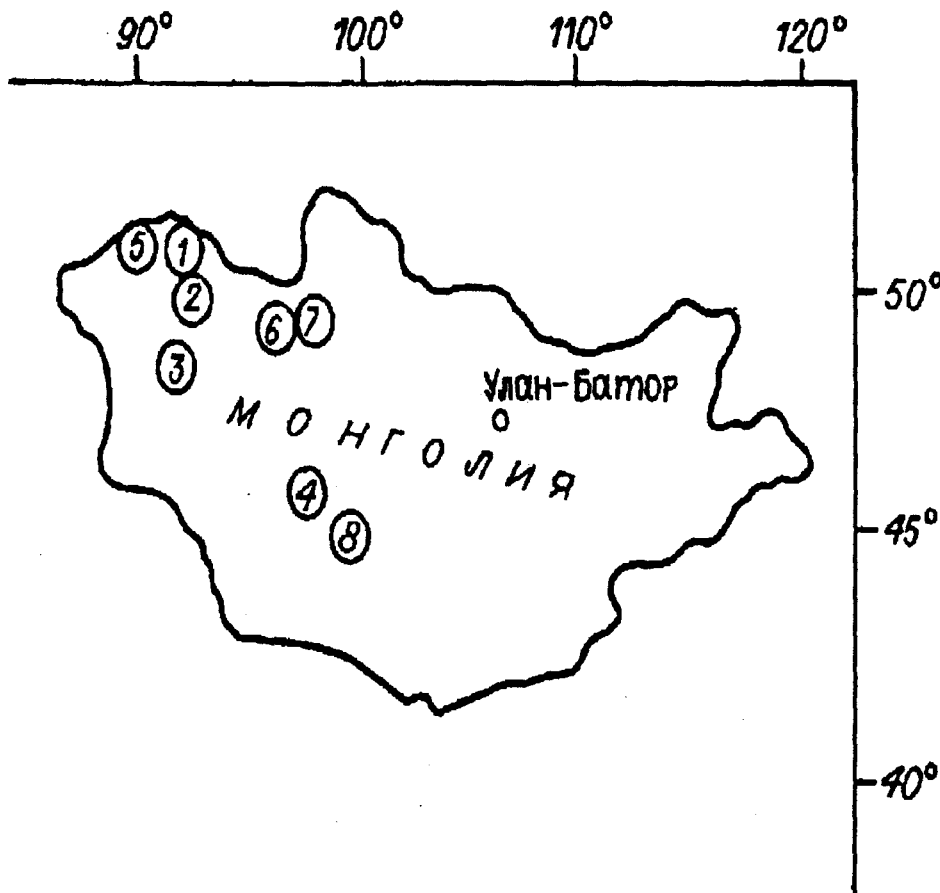


Рис. 2. Карта гамма-поля Арбарастахского массива по данным АГСМ-съемки м-ба 1 : 50 000. По материалам авторов.

концентрических лентообразных тел, развитых по типу кольцевых или конических даек, откартированы сложные S-образные или сигмоидальные залежи, в целом напоминающие в плане систему спиралевидно скрученных брахискладок, отражающих сложные кинематические условия формирования массива (рис. 1). Характерны дуговидные, полукольцевые, серповидные формы залежей, а также разнообразные по форме штокверки и жильные зоны. Размеры залежей изменяются в широких пределах, достигая сотен метров по мощности и 5—6 км по простираю. Внешне ранние карбонатиты представляют собой буровато-серые и желтовато-белые равномерно-зернистые средне- и мелкозернистые породы, состоящие из кальцита, доломита, мелкочешуйчатого флогопита, хондродита, с включениями титаномагнетита, форстерита и других более редких минералов. Карбонатиты экзоконтактовой зоны сложены биотитом и кальцитом, нередко обладают неяснополосчатой текстурой.

Торий-уран-редкометалльное оруденение локализовано в разнообразных по составу и условиям залегания метасоматитах, сформированных в постмагматическую стадию формирования массива. Результаты проведенной АГСМ-съемки доказывают неоднородность в проявлении рудного процесса на площади массива. В частности, максимальной продуктивностью характеризуется линейный блок северо-западного простираения, выделенный по данным аэропоисковых работ в центральной части массива (см. рис. 1, 2). Развитые в пределах данного блока дайки щелочных пикритов подчеркивают глубинную мантийную природу исходного расплава [11].

Элементы	Минералы					
	Пироклор	Бадделеит	Цирконолит	Бетафит	Циртолит	Хондродит
Уран	1—2	0—3	—	10—15	0,07	0,05
Торий	0,15—0,3	0,04	0,5	0,1—0,3	0,07	0,02—1
Ниобий	1,5—10,0	0,5—1	4	7—10	0,3	0,15
Тантал	0,02—0,1	0,04	0,07	0,01	0,007	0,004
Цирконий	0,4—1,5	10—50	25	0,3—1,5	50	0,015
Гафний	0,02	0,1—0,4	0,05	0,01	1	—
Церий	0,2—0,5	0,2	0,5	0,2—0,5	0,1	0,04—0,2
Лантан	0,1—0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,02
Иттрий	0,01	0,01	0,2	0,01—0,1	0,2	0,002
Иттербий	0,001	0,004	0,005	0,002	0,01	—
Скандий	0,005	0,03	—	—	—	0,003
Стронций	0,1	—	—	0,15	—	0,01
Титан	1—4	1,5	7	15	0,7	0,05
Свинец	0,07	0,2	0,02	0,7	0,01	0,001
Фосфор	0,1	—	0,4	0,2	0,1	0,07
Барий	0,05	—	—	0,3	0,02	—

Метасоматиты ранних стадий развиты среди пироксенитов и представлены линзами, узкими линейными штокверками, плитообразными телами карбонатно-апатит-титаномагнетитовых пород, среди которых выделяются относительно более древние форстеритсодержащие (камафориты) и поздние карбонатно-апатитовые разновидности [11]. В последующем они подвергаются катаклазу и милонитизации, а также широкомасштабной карбонатазации, особенно интенсивной в случае ранних карбонатитов. Рудные карбонатиты на 80—85 % сложены кальцитом, характеризуются крупнокристаллической порфиробластовой структурой, содержат гнезда тремолита, актинолита, титаномагнетита, зонального феррифлогопита и хондродита.

Комплекс рудных минералов в метасоматитах включает пироклор, в том числе гатчеттолит, а также бадделеит, дизаналит, перовскит, бетафит, циркон, цирконолит, бастнезит, сфен и другие редкие минералы. Содержания химических элементов в некоторых рудных и породообразующих минералах, определенные рентгеноспектральным методом в Центральной лаборатории Таежной экспедиции, приведены в табл. 2. Наиболее поздние гидротермально-метасоматические проявления карбонатитовой серии представлены секущими прожилками доломитового и анкеритового составов, отмеченными среди кальцитовых рудных карбонатитов в центральной части массива [1].

Завершающие фазы магматизма представлены дайками щелочных габброидов [12] и малыми интрузивными телами — штоками, пластовыми залежами, дайками гипабиссальных сиенитов и сиенит-порфириров натриевого петрохимического ряда. Среди последних установлены нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры, сельсбергиты, тингуаиты, трахитоидные пуласкиты, фойяиты, канкринитовые луювриты (см. табл. 1). Тела щелочных сиенитов и сиенит-порфириров, нередко с сульфидной и флюоритовой минерализацией и аномальными содержаниями иттрия, контролируются зонами кольцевых разломов преимущественно в западной части массива (см. рис. 1).

С завершающими фазами щелочного магматизма связана интенсивная фенитизация горных пород. По составу фениты соответствуют сиенитам и содержат альбит, микроклин, эгирин, арфведсонит, рибекит, реже нефелин и канкринит. Фенитизация развивается во вмещающих архейских метаморфитах по периферии штока клинопироксенитов в виде непрерывной кольцевой зоны шириной 0,5—1,2 км, частично захватывая краевые части ультрамафитов.

рудных зон Арбарастахского массива, мас. %

Минералы

Клиногумит	Флогопит	Кальцит	Апатит	Магнетит	Титаномагнетит	Сфен
0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05	—
0,15	—	0,15	0,01	—	—	—
0,07	0,05	0,4	0,04	0,04	0,2	0,7
0,02	0,007	0,005	—	—	—	0,02
0,03	0,01—0,2	0,08	0,03	0,01	0,05	0,4
—	0,01	—	—	—	—	0,02
0,1	0,2	0,2	0,5	0,07	0,05	0,1
0,05—0,2	0,1—0,2	0,15	0,2	0,02	0,05	0,1
0,0007	0,0005	0,004	0,03	—	—	0,03
—	—	0,0004	0,001	—	—	0,001
0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	—	—
0,04	0,02	0,4	0,06	—	—	0,1
1	0,5	0,1	0,07	0,7	7	10
—	—	0,003	—	0,001	—	0,004
0,4	0,2	0,4	4—15	—	—	7
—	0,1	0,02—0,1	0,05	—	0,02	—

Абсолютный возраст рудных карбонатитов В.А. Тугариновым по гатчетолиту определен в 650 млн лет, по биотиту — 609 млн лет. А.Р. Энтиным и др. на основании определений калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и изотопно-свинцовым методами по флогопиту и апатиту возраст наиболее ранних фаз Арбарастахского массива принимается не моложе 700 млн лет, а завершающих событий — не древнее 540 млн лет. В целом период становления массива охватывает около 160 млн лет [12]. Нами на основании более чем 100 определений изотопного состава свинцов уран- и торийсодержащих минералов на установке УИСА-4 в ЦАЛ Невского ПГО (г. Санкт-Петербург) изохронным уран-свинцовым методом возраст редкометалльного оруденения определен в 761 млн лет, торий-свинцовым — 797 млн лет.

В магнитном и АГСМ-полях Арбарастахский массив фиксируется необычайно контрастными и интенсивными аномалиями. Приращение магнитного поля над массивом составляет 4000—7000 нТл, максимум 15 000 нТл (рис. 3), содержания урана до 70 г/т, тория до 100 г/т.

По результатам объемного моделирования с использованием магнитного и гравиполей Арбарастахский массив представляется субвертикальным, слегка наклоненным в юго-западном направлении штоком, диаметр которого до глубины 2 км от современного эрозионного среза возрастает от 3,5 до 4,8 км и далее с глубиной уменьшается до 3,7 км (рис. 4). В верхней части массива интенсивными локальными аномалиями магнитного поля фиксируются залежи редкометалльно-титаномагнетитовых руд, аппроксимируемые по результатам моделирования с наклоненными (45—70°) разноориентированными плитообразными телами мощностью в среднем 30 м. На фоне высоких содержаний калия во вмещающих архейских метаморфитах пироксенитов Арбарастахского массива, вместе с зоной карбонатизированных и фенитизированных пород характеризуются низкими содержаниями калия (0,5—1,0 %). Локальные ореолы повышенных содержаний калия до 2,5—5,0 % в центральной части массива отражают участки максимальной слюдизации (биотит, флогопит, вермикулит) в пироксенитах.

Распределение урана и тория в пределах массива неравномерно. В его центральной части, характеризующейся максимальным проявлением рудных карбонатитов, а также в карбонатитах экзоконтактовой зоны преобладает уран; торий-урановое отношение здесь не превышает 2. На участках распространения карбонатно-апатит-титаномагнетитовых метасоматитов преобладающим развитием пользуется торий. На карте содержаний урана и тория в центральной и юго-восточной частях массива особенно контрастно выделяется сужающийся к юго-востоку блок общего северо-западного прос-

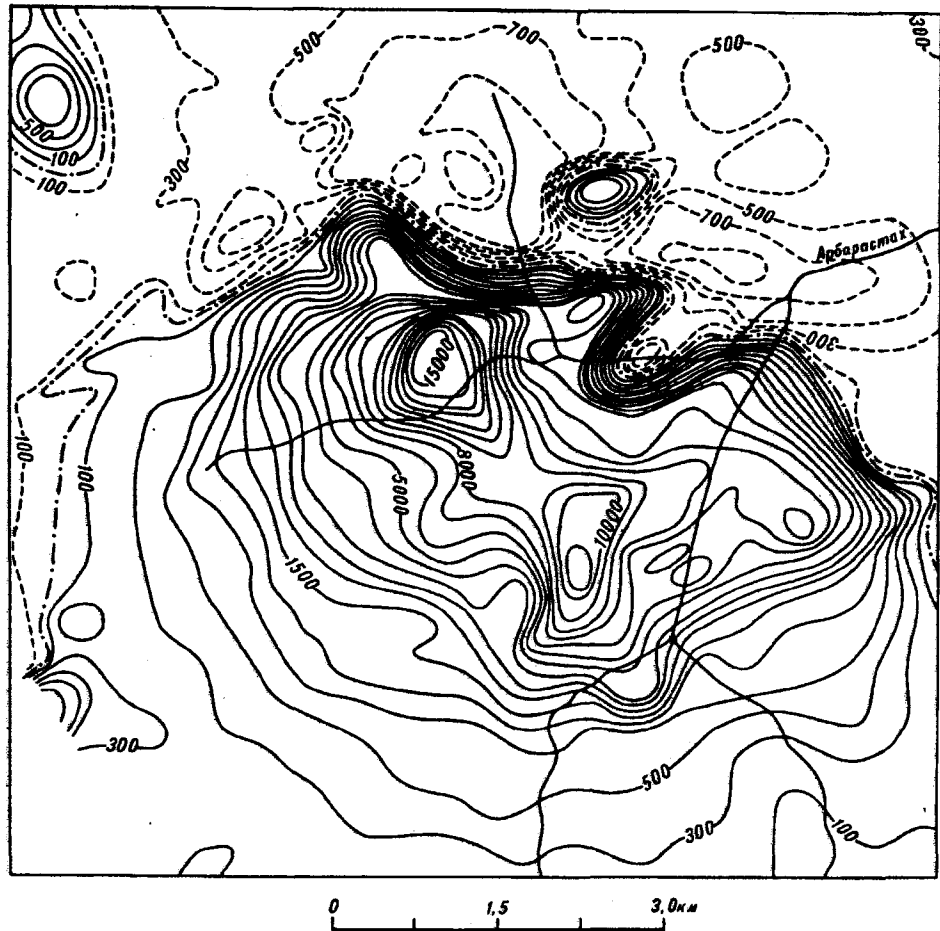


Рис. 3. Карта магнитного поля Арбарастахского массива по данным АГСМ-съемки м-ба 1 : 50 000. По материалам авторов.

Градация изодинам ΔT : 100, 300, 500, 700, 1000 нТл; от 1500 до 3000 — через 500 нТл, свыше 3000 — через 1000 нТл.

тирания размером 2,0 x 5,2 км, объединяющий ореолы с максимальными содержаниями урана и тория.

В гамма-поле продуктивный блок выделяется по изолинии 40 мкР/ч, характеризуясь максимальными значениями радиоактивности 100—130 мкР/ч (см. рис. 2).

Высокая металлоносность Арбарастахского массива по данным литогеохимического опробования, проведенного при заверке аэрогамма-спектрометрических аномалий, подтверждается широким распространением аномальных ореолов основных рудных элементов (мас.%) — урана (0,003—0,3%), тория (0,002—1,0), ниобия (0,002—2,0) и тантала (0,002—1,0%). Тесную связь с ореолами вышеперечисленных элементов обнаруживают аномальные ореолы циркония, гафния, лантана, церия, скандия, стронция, гадолиния, иттрия, иттербия, бария, фосфора, титана, меди.

Из всего многообразия минерализованных рудоносных образований, установленных в пределах Арбарастахского массива и на его флангах, выделяются своими масштабами три типа рудных проявлений, заключающие основную массу комплексных цирконийсодержащих уранотанталониобиевых руд: а) залежи и серии сближенных жильных тел рудных карбонатно-апатит-титаномagnetитовых метасоматитов; б) крупные жильные тела и штокверки, плитообразные залежи минерализованных карбонатитов центральной рудоносной зоны; в) линзовидные залежи и мелкие

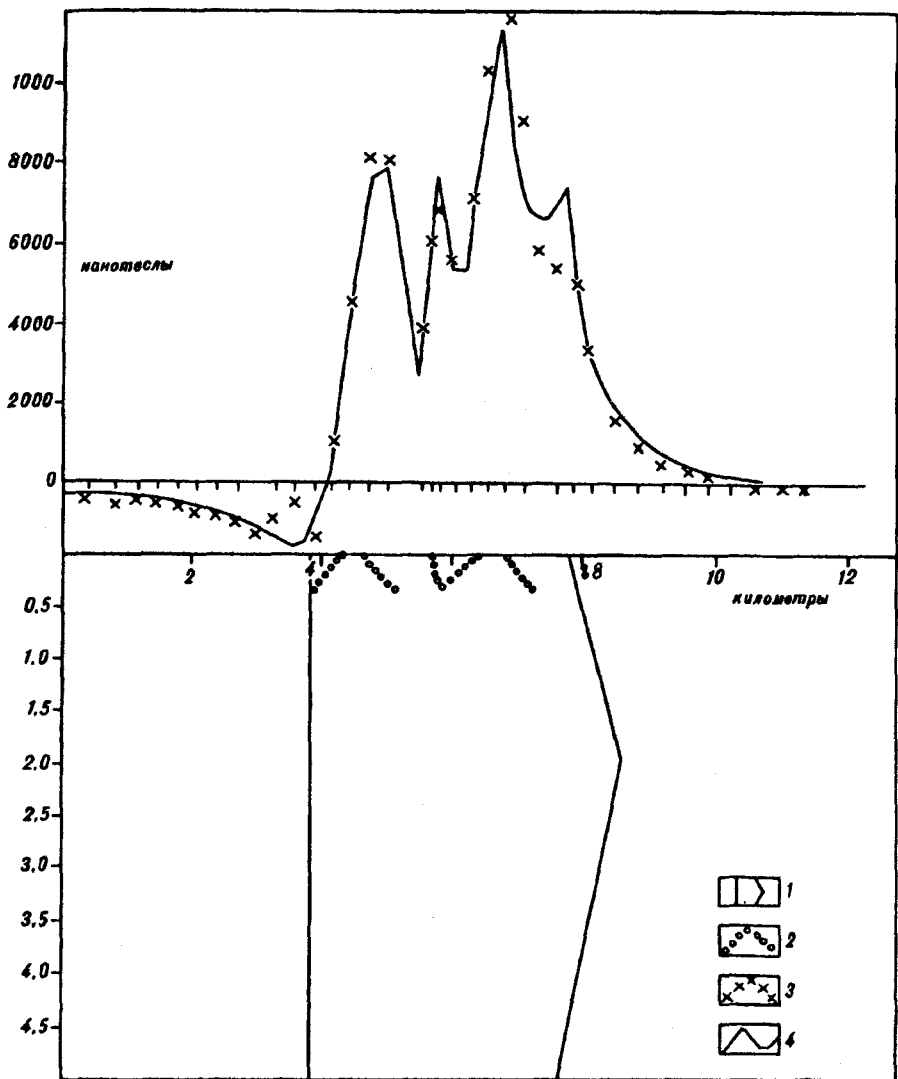


Рис. 4. Результаты подбора контура Арбарахташского массива по данным аэромагнитной съемки по профилю 16.

1 — контур массива ($\kappa = 105300 \times 10^{-5}$ СИ); 2 — карбонатно-апатит-магнетитовые метасоматиты ($\kappa = 18440 \times 10^{-5}$ СИ, $I_n = 16840 \cdot 10^{-5}$ СИ, I — наклонение 73°); 3 — выбранное поле; 4 — исходное поле.

штокверки минерализованных карбонатитов по периферии массива (зоны фенитизированных пород, рис. 1).

Характеристика средних параметров оруденения приведена в табл. 3.

В минерализованных карбонатитах центральной зоны встречаются линзы и жилы руд повышенного качества с содержаниями (мас.%) ниобия — 1,271—4,390, тантала — 0,09—0,26, урана — 0,128—0,220, тория до 0,08 при мощности рудных интервалов до 2,1 м. Наличие таких рудных интервалов, контролируемых разноориентированными тектоническими нарушениями, позволяет прогнозировать выявление обогащенных участков залежей при дальнейшем проведении поисково-оценочных работ.

В качестве попутных компонентов в уранотанталониобиевых рудах кроме циркония и элементов редкоземельной группы могут рассматриваться стронций, фосфор, титан и медь. Стронций содержится в виде примеси в карбонатах, пирохлоре и бетафите. Содержание стронция в карбонатитах (мас.%) составляет 0,7—1,0, в апатит-магнетитовых породах — 0,1—0,3;

Характеристика средних параметров оруденения

Рудные объекты	Средняя мощность рудоносной зоны, м	Среднее содержание в рудных интервалах (мас. %)				Отношение Nb/Ta	
		Средняя мощность, м				Nb/Ta	Th/U
		Nb	Ta	Zr	U		
Оруденение в карбонатно-апатит-титано-магнетитовых метасоматитах	27,3	0,217 2,0	0,016 1,5	0,209 3,2	0,056 1,5	13,6	1,58
Карбонаты центральной зоны	35,4	0,173 1,8	0,025 1,3	0,175 2,2	0,053 1,0	6,9	0,94
Карбонаты внешней зоны	12,3	0,244 1,9	0,012 0,7	0,156 1,6	0,039 0,4	20,3	0,13

содержание пятиоксида фосфора в апатит-магнетитовых метасоматитах и апатитсодержащих карбонатах составляет свыше 10 %. Медь в количестве до 0,1—0,3 % содержится в апатит-магнетитовых метасоматитах.

Промышленная значимость Арбарастахского рудного объекта может существенно возрасти с выявлением редкометалльных аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей. Признаками существования таких россыпей, кроме благоприятной орогидрографической обстановки, могут служить повышенная (30—70 мкР/ч) радиоактивность над пойменными отложениями и установленные высокие содержания рудных минералов в шлиховых пробах из аллювия р. Арбарастах и руч. Лагерный (табл. 4). Учитывая, что площадь перспективных участков долин составляет не менее 5 км², перспективы выявления промышленных россыпей могут иметь реальное значение, что существенно повысит рентабельность промышленного освоения этого объекта.

Итак, можно сделать ряд выводов. 1. По итогам выполненных работ уточнены представления о морфологии Арбарастахского массива на основе объемного моделирования с учетом полученных новых данных по физическим свойствам горных пород. Доказан пластовый характер залежей апатит-титаномагнетитовых руд, развитых в центральной части массива. Детальными геолого-радиометрическими методами откартированы сложные S-образные, спиралевидные формы карбонатитовых залежей, благоприятные для локализации богатых руд. 2. На основании анализа АГСМ-данных и наземных заверочных работ в центральной части Арбарастахского массива выделен линейный тектонический блок северо-западного простирания, характеризующийся повышенной продуктивностью оруденения. 3. Проведена классификация рудных объектов и установлены средние параметры выде-

Таблица 4

Результаты количественного минералогического анализа шлиховых проб

Минералы	Номер пробы			Среднее содержание, г/м ³
	65334(0,8)	67000(1,4)	67002(1,7)	
	Содержание минералов в пробах, г/м ³			
Пироксоло	790,4	1429	280	833
Бадделеит	192,7	435	117	248
Циркон	170,0	140	602,8	304
Сфен	3022,6	2145	1298	2155
Апатит	4650	8340	4730	5907

Примечание. Исходный объем составлял 0,01 м³, конечный вес после промывки 0,8—2,0 кг. В скобках — вес шлиха в кг.

ленных типов руд в коренном залегании, обоснованы перспективы россыпной рудоносности бассейна р. Арбарастах. 4. Основные задачи по расширению промышленных перспектив месторождения: а) создание регулярной сети опробования рудных залежей по всей площади рудного поля с акцентом на поиски богатого ураноталониобиевого оруденения в центральной рудоносной зоне; б) оценка россыпной рудоносности; в) изучение сопутствующего оруденения, в том числе редкоземельного в флюоритовых залежах на западном фланге рудного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г.* Редкометалльные камафориты (формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах). — М.: Наука, 1973.
2. *Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченко А.Г.* Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. — М.: Наука, 1974.
3. *Ельянов А.А., Андреев Г.В.* Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991.
4. *Зленко Н.Д.* Новая петрографическая провинция интрузий центрального типа на восточной окраине Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1959. — Т. 64, вып. 6. — С. 131—132.
5. *Карсаков Л.П., Бирюков В.М.* Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока СССР. Масштаб 1 : 1 500 000/ИТиГ ДВО АН СССР. — Хабаровск, 1987.
6. *Миронюк Е.П.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (Новая серия). Лист 0—52—(53) — Томсарт: Объяснительная записка / ВСЕГЕИ. — Л., 1986.
7. *Орлова М.П., Багдасаров Э.А., Соколова Е.П. и др.* Типоморфизм минералов ассоциации ультрамафитов, щелочных мафитов, щелочных и нефелиновых сиенитов Алданского щита // Породообразующие минералы: Материалы XI съезда ММА. — Новосибирск, 1978. — С. 208—217.
8. *Орлова М.П., Авдонцев С.Н., Шаденков Е.М.* Щелочной магматизм Алданского щита и его минерагеническая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. — Якутск, 1986. — С. 4—12.
9. *Орлова М.П., Багдасаров Э.А., Жидков А.Я. и др.* Особенности крупномасштабного картирования и минералого-геохимического изучения щелочных комплексов и карбонатитов // Сов. геология. — 1989. — № 9. — С. 73—81.
10. *Стоялов С.П.* Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород // Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ. Вып. 7. — М., 1961. — С. 41—46.
11. *Шаденков Е.М.* Петрология позднерифейских щелочно-ультрамафитовых комплексов Алданского щита: Автореф. канд. дис. — Санкт-Петербург, 1993.
12. *Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др.* Минералого-геохимические индикаторы условий образования апатитоносных карбонатитов Арбарастахского массива (Южная Якутия) // Докл. АН СССР. — 1987. — Т. 294, № 5. — С. 1217—1220.

Таежная геологическая экспедиция
ГГП Амургеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 августа 1993 г.

УДК 564.7:551.734(571.61)

Л.В. Нехорошева

ДЕВОНСКИЕ МШАНКИ ПРИАМУРЬЯ

Приведены результаты монографического изучения девонских мшанок из разреза в бассейне р. Кайла, собранных в большененевском, имачинском и ольдойском горизонтах. Установлено 17 видов мшанок, 6 из которых новые. Дана общая характеристика девонских мшанок Приамурья и описаны новые виды.

В девонских отложениях Приамурья мшанки известны в большененевском, имачинском и ольдойском горизонтах и в тепловской свите [7, 13, 17]. В настоящее время наиболее полно изучены раннедевонские мшанки большененевского горизонта [6, 7, 14], отложения которого широко распространены в пределах Верхнего Приамурья (бассейны рек Уруша, Амазар, Омутная, Ольдой, Гуран и др.) и Среднего Приамурья в бассейне р. Кайла [11].

© Л.В. Нехорошева, 1994

Распространение родовых комплексов мшанок в девоне Приамурья

Род	D ₁		D ₂	D ₃
	Большеневерский горизонт	Имачинский горизонт	Ольдойский горизонт	Тепловская свита
<i>Fistulipora</i> *		-----		
<i>Fistuliramus</i> *				
<i>Hallopora</i> *				
<i>Lioclema</i> *				
<i>Eridotrypa</i>				
<i>Monotrypa</i> *				
<i>Leptotrypella</i> *				
<i>Dyscritella</i> *				
<i>Ptilodictya</i> *				
<i>Helopora</i>				
<i>Amurodictya</i>				
<i>Fenestella</i> *				
<i>Hemitrypa</i> *				
<i>Semicoscinium</i> *				
<i>Unitrypa</i> *				
<i>Reteporina</i>				
<i>Polypora</i>				
<i>Nikiforovella</i>				

Примечание. Звездочкой отмечены рода мшанок, встречаемые в разрезе бассейна р. Кайла. Сплошная линия — достоверное распространение, штриховая — предполагаемое.

В этом горизонте мшанки представлены цистопоратами, трепостоматами, криптостоматами и фенестратами. Среди цистопорат встречены только фистулипориды (роды *Fistulipora* и реже *Fistuliramus*). Из трепостомат доминируют представители родов *Lioclema* и *Dyscritella* и значительно реже встречаются *Hallopora*, *Eridotrypa*, *Monotrypa* и *Leptotrypella*. Фенестраты большеневерского горизонта представлены родами *Semicoscinium*, *Fenestella*, *Hemitrypa*, *Unitrypa* и *Reteporina* (табл. 1). Из криптостомат в большеневерском горизонте найдены немногочисленные представители птилодиктиид (роды *Ptilodictya*, *Amurodictya*) и артростилид (род *Helopora*).

Видовые ассоциации мшанок большеневерского горизонта (табл. 2) так же, как и ассоциации табулят и рогов, близки к фаунам благодатской свиты нижнего девона Восточного Забайкалья [15]. Общими видами мшанок большеневерского горизонта и благодатской свиты среди цистопорат являются *Fistulipora subacutula* Modz., а из трепостомат — *Dyscritella daurica* (Modz.) и *Lioclema subramosum* Ull. et Bassl. В видовых ассоциациях большеневерского горизонта последний является самым "космополитным", так как кроме благодатской свиты Восточного Забайкалья известен также в отложениях верхов силура — низов девона Северной Америки [20], в нижнем девоне Горного Алтая [1], Салаира (данные О.П. Мезенцевой), Казахстана [12] и Монголии [6]. Наряду с указанными видами в большеневерском горизонте Верхнего Приамурья найдены *Dyscritella* aff. *interporosa* (Ull. et Bassler) и *Eridotrypa clara* Modz. [6], которые также являются характерными представителями благодатской свиты Восточного Забайкалья [15].

В имачинском горизонте мшанки представлены фистулипоридами, (род *Fistuliramus*), трепостоматами (роды *Lioclema*, *Monotrypa* и *Leptotrypella*) и фенестратами (роды *Hemitrypa*, *Semicoscinium*, *Unitrypa* и *Reteporina*). Среди фенестрат в ассоциации мшанок имачинского горизонта некоторые виды родов *Hemitrypa* (*H. aff. cornea* Nekh.) *Semicoscinium* (*S. amurense* Nekh.) и *Unitrypa* (*U. uruschense* Nekh.) распространены также в отложениях большеневерского горизонта. Среднедевонский (эйфельский) возраст верхней части имачинского горизонта в бассейне р. Кайла по мшанкам определен на основании находок таких видов, как *Fistuliramus changi* (Yang) и *Leptotrypella undans* Duncan, позволяющих коррелировать эту часть горизонта

Распространение видовых ассоциаций мшанок в девоне Приамурья

Вид	1	2	3	4
<i>Fistulipora magna</i> Modz.				
<i>F. subacutula</i> Modz.				
<i>Hallopora elegantuliformis</i> Modz.*				
<i>H. kiselevae</i> Rom.				
<i>Lioclema florea</i> Modz.				
<i>L. subramosum</i> Ulr. et Bassl.*				
<i>L. crassimuralis</i> Rom.				
<i>Eridotrypa clara</i> Modz.				
<i>E. consueta</i> Modz.				
<i>E. mira</i> Modz.				
<i>Leptotrypella guranensis</i> Rom.				
<i>Dyscritella daurica</i> (Modz.)*				
<i>D. grandiacanthoporoides</i> L. Nekh., sp. nov.*				
<i>D. ordinaria</i> L. Nekh., sp. nov.*				
<i>Ptilodictya</i> sp.*				
<i>Helopora perelegans</i> Rom.				
<i>H. morozovae</i> Rom.				
<i>Amurodictya devonica</i> Rom.				
<i>Fenestella sagittulaformis</i> L. Nekh., sp. nov.*				
<i>Semicoscinium galinae</i> L. Nekh., sp. nov.*				
<i>Fistuliramus eurina</i> (Modz.)				
<i>Dyscritella</i> aff. <i>interporosa</i> (Ulr. et Bassl.)				
<i>Hemitrypa</i> aff. <i>cornea</i> Nekh.				
<i>Semicoscinium amurense</i> Nekh.				
<i>Unitrypa uruschense</i> Nekh.				
<i>Fistulipora</i> sp.				
<i>Fistuliramus changi</i> (Yang)*				
<i>Semicoscinium</i> ex gr. <i>striatum</i> Nekh.				
<i>Reteporina</i> ex gr. <i>gigantea</i> Nekh.				
<i>Lioclema maculatum</i> Nekh.*				
<i>L. celebratum</i> Nekh.				
<i>L. priamurense</i> L. Nekh., sp. nov.*				
<i>Monotrypa inconstans</i> Kop.*				
<i>Leptotrypella undans</i> Duncan*				
<i>Hemitrypa kajlaensis</i> L. Nekh., sp. nov.*				
<i>Fistulipora</i> aff. <i>subsphaerica</i> Nekh.				
<i>Lioclema yakovlevi</i> (Schoenm.)*				
<i>Fenestella</i> ex gr. <i>vera</i> Ulr.				
<i>Hemitrypa</i> aff. <i>devonica</i> Nekh.*				
<i>Semicoscinium bugusunicum</i> Nekh.				
<i>S. planiforme</i> Krasn.				
<i>S. kysilschincicum</i> Nekh.				
<i>Polypora belgebaschensis</i> Nekh.				
<i>P.</i> ex gr. <i>losikha</i> Nekh.				
<i>Dyscritella amazarensis</i> (Modz.)				
<i>Fenestella</i> ex gr. <i>quadrulla</i> Nekh.				
<i>Nikiforovella amazarica</i> Nekh.				

Примечание 1 — большеверский горизонт, 2 — ивичинский горизонт, 3 — ольдойский горизонт, 4 — тепловская свита. Звездочкой отмечены виды, монографически изученные из опорного разреза бассейна р. Кайла.

со средним девонем Горного Алтая [3], Кузнецкого бассейна [8], Северо-Восточного Китая [19, 21] и Северной Америки [18].

В ольдойском горизонте находки мшанок приурочены в основном к его нижней половине, где они представлены фистулипоридами (род *Fistulipora*), трепостоматами (роды *Lioclema*, *Dyscritella*) и фенестратами (роды *Fenestella*, *Hemitrypa*, *Semicoscinium*, *Polypora*). В видовых ассоциациях трепо-

стomat ольдойского горизонта доминирует *Lioclema yakovlevi* (Schoenmann), широко распространенная в живете (бейская свита) Минусинских котловин [8], в живете — низах франа Алтая [3, 9] и Монголии [5]. Что же касается фенестрат ольдойского горизонта, то они представлены формами, близкими или идентичными видам, распространенным в живете — низах франа Горного Алтая [7, 10] и в живете Казахстана [12].

В тепловской свите мшанки обнаружены пока только в разрезах Верхнего Приамурья [7], где они найдены как в нижней, так и в верхней части свиты. Согласно биостратиграфическому расчленению девонских отложений Приамурья [13], эти части тепловской свиты соответствуют двум брахиоподовым лонам. В нижней лоне *Tylothyris mesastrialis* (верхний фран) мшанки относительно редки и представлены однообразными трепостоматами (*Lioclema* sp.) и фенестратами (*Fenestella* ex. gr. *quadrulla* Nekh., *Semicoscinium* sp.). В верхней лоне *Waagenoconchia speciosa*, *Cyrtospirifer* gr. *sulcifer* (фамен) из мшанок встречены трепостоматы (*Dyscritella?* *amazarensis* (Modz.), *Lioclema* sp.), фенестраты (*Fenestella* sp., *Semicoscinium* sp.) и рабдомезины (*Nikiforovella amasarica* Nekh.).

Завершая краткую характеристику девонских мшанок Приамурья, можно подчеркнуть следующее.

Таксономический состав мшанок большеберского горизонта в целом имеет особенно четкие признаки фауны Монголо-Охотской провинции.

В составе мшанковых ассоциаций имачинского и ольдойского горизонтов отмечается сходство с одновозрастными мшанками Монголо-Охотской и Саяно-Алтайской провинций, а также фиксируется наличие общих видов с Казахстаном, Северным Китаем и Северной Америкой.

Для комплекса мшанок тепловской свиты характерно наличие форм, типичных для позднего девона Монголо-Охотской провинции.

Своеобразие таксономического состава девонских мшанок Приамурья обусловлено наличием местных (эндемичных?) видов, известных в настоящее время только в пределах рассматриваемого региона.

Ниже приведено описание 6 новых видов мшанок, три из которых являются представителями родов *Lioclema* и *Dyscritella* отряда *Trepostomata* и три — принадлежат к родам *Fenestella*, *Hemitrypa* и *Semicoscinium* отряда *Fenestrata*. Наряду с этим в статье дано краткое описание впервые найденного в девонских отложениях Приамурья представителя рода *Ptilidictya*.

Автор выражает глубокую благодарность Г.Р. Шишкиной за предоставленную ему для монографического изучения коллекцию мшанок, послонно собранных в опорном разрезе девона в бассейне р. Кайла.

Изученная коллекция девонских мшанок, включающая описанные и упомянутые в статье виды, хранится в ЦНИГРмузее им. Ф.Н. Чернышева в г. Санкт-Петербурге под № 12 900.

ОТРЯД ТРЕПОСТОМАТА

С Е М Е Й С Т В О Н Е Т Е Р О Т Р Ы П И Д А Е U L R I C H, 1890

Р о д *Lioclema* Ulrich, 1882

Lioclema priamurense L. Nekhorosheva, sp. nov.

Р и с. 1, ф и г. 1

Название вида по местонахождению.

Г о л о т и п — ЦНИГРмузей № 7/12 900. Среднее Приамурье, р. Кайла; нижний девон, эмский ярус, имачинский горизонт, лона *Dalejina musculosa*, *Douvillina orientalis*.

О п и с а н и е. Колония ветвистая, слегка сплюснутая, 6,5 x 5,5 мм в поперечном сечении при ширине экзозоны около 2 мм. Устья зооциев округленные или овальные расположены на поверхности колонии без определенной порядка. На 2 мм в любом направлении приходится 5—6, иногда 7 устьев. Диаметр округленных устьев 0,15—0,17 мм, размеры овальных устьев не превышают 0,19 x 0,10—0,12 мм. Ширина перистом около

0,02 мм. Стенки зооциев в эндозоне тонкие, в экзозоне их толщина достигает 0,030—0,035 мм. Диафрагмы тонкие единичные либо отсутствуют. Мезозооциии многочисленны, в поперечном сечении многоугольные, округленно-многоугольные, иногда петалоидные диаметром 0,06—0,10 мм. Они целиком изолируют соседние зооциии, располагаясь между ними в 1—2, редко 3 ряда. Диафрагмы в мезозооцииях частые тонкие, обычно прямые, иногда слегка провисающие и слабо пережимающие стенки. В дистальных частях колонии и экзозоны отмечается утолщение диафрагм в мезозооцииях до 0,015—0,020 мм. Расстояние между соседними диафрагмами варьирует от 0,04 до 0,10 мм. Акантопоры развиты по всей экзозоне, но особенно обильны они в приповерхностных частях колонии. Около каждого устья зооциия расположено не менее 5 акантопор. Многочисленные акантопоры развиты в стенках мезозооциий, местами они вдаются в стенки мезозооциий, придавая их устьям неправильную петалоидную форму.

С р а в н е н и е. Свообразие строения *Lioclema priamurensе* sp. nov. состоит в наличии многочисленных акантопор, расположенных вокруг устьев зооциев и в углах соединения стенок соседних мезозооциий. Эта особенность характерна также для *L. attenuatum* Duncan, 1939, описанной из среднего девона (группа Траверс) США [18]. Но в отличие от указанного вида у *L. priamurensе* колония ветвистая (у *L. attenuatum* колония тонкая, обрастающая). По обилию мезозооциий описываемый вид сходен с *L. celebratum* Morozova, 1961 из среднедевонских отложений Кузбасса [8], от которого отличается обилием акантопор, отсутствием неравномерных утолщений стенок зооциев и наличием единичных диафрагм в зооцииях (у *L. celebratum* диафрагмы частые, особенно в экзозоне). По многочисленным акантопорам *L. priamurensе* sp. nov. сходна с *L. crassimuralis* Rom., 1979 из нижнедевонских отложений Амурской области [14], но отличается обилием мезозооциий с тонкими частыми диафрагмами (у *L. crassimuralis* мезозооциии редкие с относительно толстыми диафрагмами). В целом в строении колонии *L. priamurensе* и *L. crassimuralis* безусловно есть сходство и поэтому вполне возможно, что они могут быть близкородственными видами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, эмский ярус, низы имачинского горизонта; Среднее Приамурье.

М а т е р и а л. Одна колония из разреза бассейна р. Кайла (обр. К-31). Сборы Г.Р. Шишкиной, 1975 г.

С Е М Е Й С Т В О D Y S C R I T E L L I D A E D U N A E V A E T M O R O Z O V A , 1 9 6 7

Р о д *Dyscritella* Girty, 1911

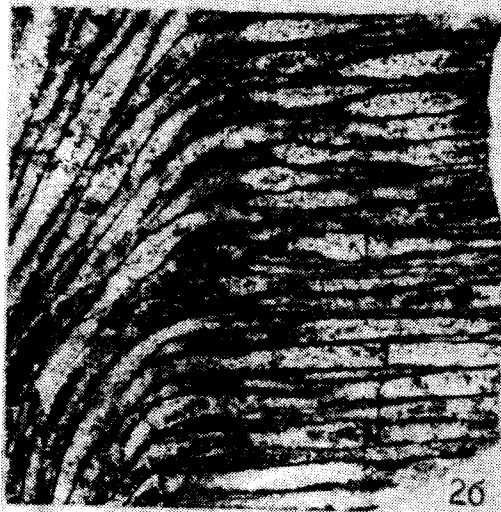
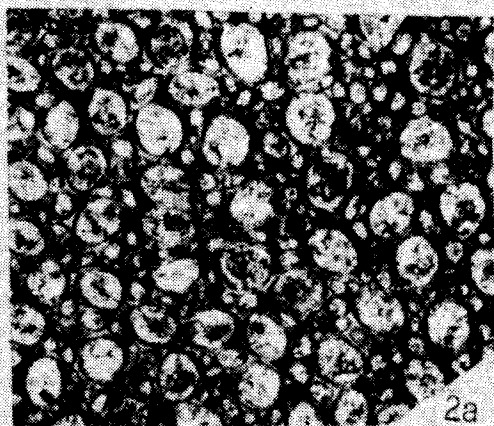
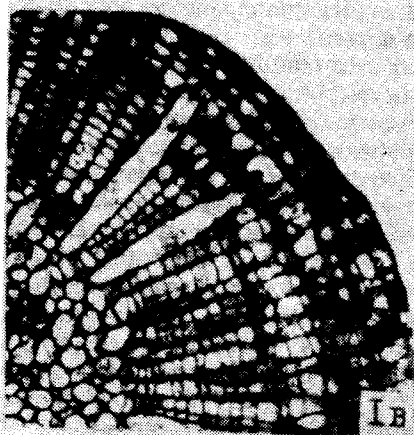
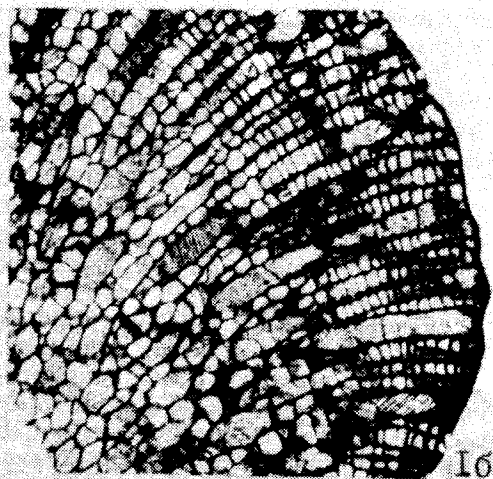
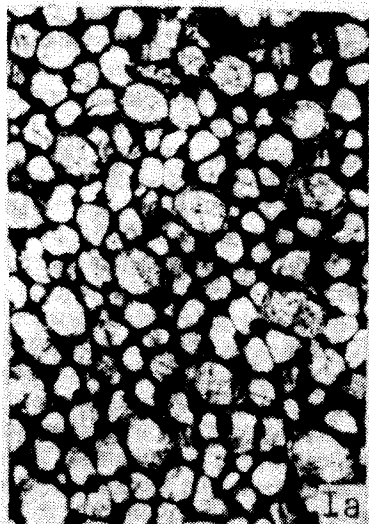
Dyscritella ordinaria L. Nekhorosheva, sp. nov.

Р и с . 1 , ф и г . 2 , 3

Название вида от *ordinarius* (лат.) — обыкновенный.

Г о л о т и п — ЦНИГРмузей № 10/12 900. Среднее Приамурье, р. Кайла; нижний девон, пражский ярус, большеверский горизонт, верхилонь *Dalejina oblata*, *Howellella* gr. *mercuri*.

О п и с а н и е. Колония ветвистая, с гладкой поверхностью. Сечение веточек округленное или овальное диаметром от 6 до 9 мм, или 8—9 x 11—12 мм. Экзозона широкая, четко обособленная, ее ширина варьирует от 0,84—2,00 до 3,3—4,2 мм в зависимости от диаметра колонии. Устья зооциев округленные или овальные, иногда неправильной формы, расположены на поверхности колонии без определенного порядка. На 2 мм в любом направлении обычно насчитывается 8—9 устьев, количество которых местами сокращается до 7 или увеличивается до 10. Диаметр округленных устьев не превышает 0,15—0,17 мм, а размер овальных устьев колеблется в пределах 0,15—0,17 x 0,10—0,12 мм. В эндозоне стенки зооциев тонкие, прямые либо слабоволнистые. В экзозоне стенки утолщаются до 0,025—0,035 мм. Диафрагмы в зооцииях, как правило, отсутствуют. Только у некоторых экземпляров отмечаются в зооцииях тонкие единичные диафраг-



мы, расположенные на границе эндо- и экзозон. Эксилязооэциии многочисленны, развиты только в пределах экзозоны. Они почти полностью изолируют соседние зооэциии, располагаясь между ними в 1, редко в 2 ряда, местами образуя небольшие скопления (см. рис. 1, фиг. 2а). Диаметр эксильазооэциии от 0,04 до 0,10 мм. Акантопоры крупные диаметром 0,07—0,08 мм с четким центральным каналом, диаметр которого не более 0,015 мм. Акантопоры в виде коротких шпиков выступают над поверхностью колонии на высоту около 0,17—0,21 мм. Вокруг каждого устья зооэциии расположены 2, реже 3 акантопора.

С р а в н е н и е. От известных эндо- и среднем девоне дискрителлы описываемый вид отличается размерами колонии и особенностями строения ее деталей. Так, от близкой по наличию относительно узкой эндозоны, количеству и форме устьев зооэциии *Dyscritella interporosa* (Ulz. et Bassl., 1913) из низов девона США [20] *D. ordinaria* sp. nov. отличается более толстоватистыми колониями (их диаметр достигает 6—9 мм вместо 2—3 мм у *D. interporosa*) и меньшим количеством акантопор около каждого устья (2—3 против 6 акантопор у сравниваемого вида). По соотношению размеров экзо- и эндозон описываемый вид сходен с *D. devonica* Volkova, 1974 из живецких отложений Горного Алтая [3], от которого отличается наличием крупных акантопор (их диаметр достигает 0,07—0,08 мм против 0,015—0,020 мм у *D. devonica*), а также характером расположения устьев зооэциии на поверхности колонии.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, большеверский горизонт; Среднее Приамурье.

М а т е р и а л. Многочисленные колонии встречены в разрезе бассейнов рек Кайла (обр. 22а, 23, 23б, 23г) и Багданиха (обр. 22а); расшлифовано 15 экземпляров. Сборы Г.Р. Шишкиной, 1973 и 1975 гг.

Dyscritella grandiacanthoporoides L. Nekhorosheva, sp. nov.

Р и с. 2, ф и г. 1

Название вида от *grandis* (лат.) — большой, крупный и от акантопора.

Г о л о т и п — ЦНИГРмузей № 12/12 900. Среднее Приамурье, р. Кайла; нижний девон, пражский ярус, большеверский горизонт, верхилонь *Dalejina oblata*, *Howellella* gr. *mercuri*.

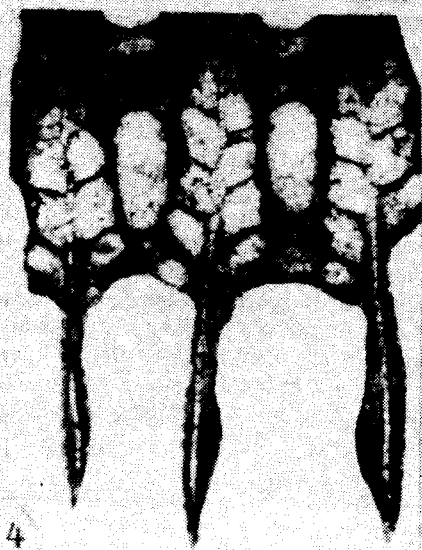
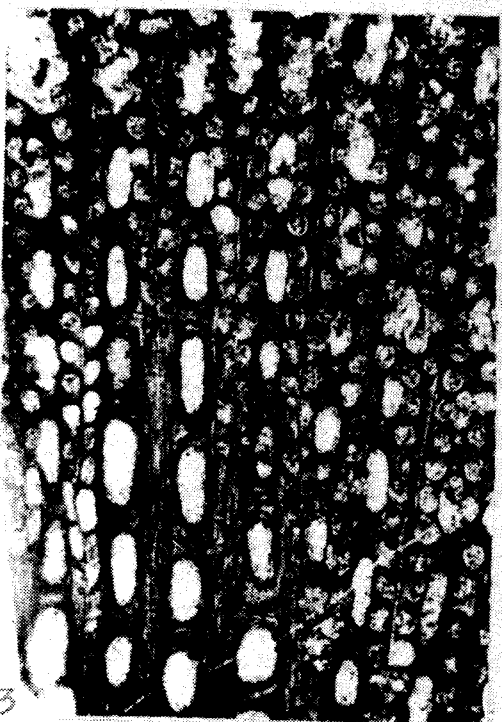
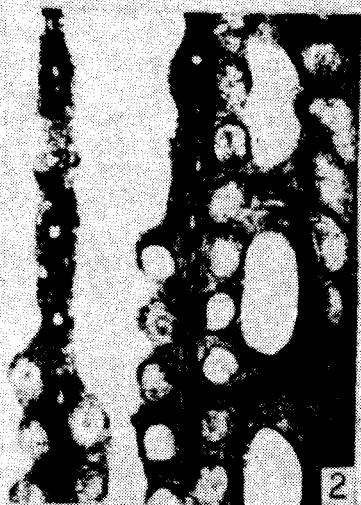
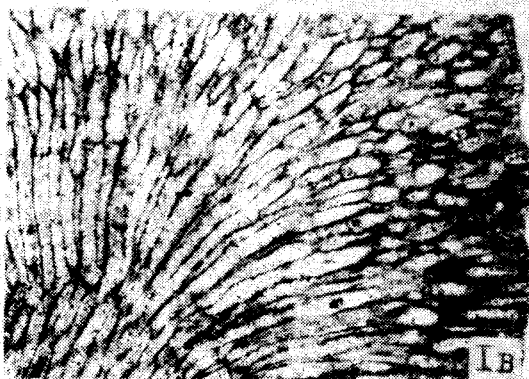
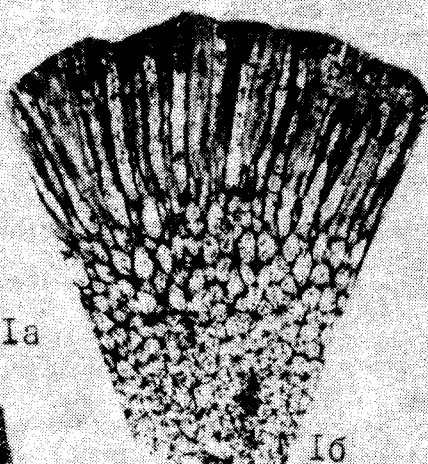
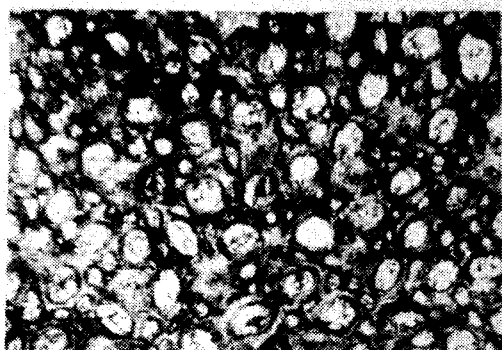
О п и с а н и е. Колония ветвистая, с гладкой поверхностью диаметром 5—6 мм. Устья зооэциии овальные или округленные. В экзозоне развиты крупные однообразные акантопоры и многочисленные эксильазооэциии. Ширина экзозоны 1,00—1,60 мм. На 2 мм в любом направлении насчитывается 7—9 устьев диаметром 0,13—0,15 мм, иногда 0,17 мм. Стенки зооэциии в эндозоне тонкие, а в экзозоне — неравномерно утолщенные до 0,04—0,08 мм. Акантопоры развиты по всей ширине экзозоны, крупные, диаметром 0,10—0,13 мм при величине центрального канала 0,015—0,025 мм.

С р а в н е н и е. По размерам колонии и ее деталей описываемый вид близок к *Dyscritella ordinaria* L. Nekh., sp. nov., но отличается наличием крупных акантопор, диаметры которых близки или равны диаметрам устьев зооэциии, а также более широкой эндозоной. По крупным акантопорам *D. grandiacanthoporoides* сходен с представителями рода *Dyscritellina* Morozova, 1967 [4]. Однако полное отсутствие диафрагм в зооэциии описываемого вида исключает его принадлежность к указанному роду.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, большеверский горизонт; Среднее Приамурье.

Рисунок 1.

Фиг. 1. *Lioclema priamurense* L. Nekhorosheva, sp. nov. Голотип № 7/12 900: 1а — тангенциальное сечение (x40), 1б — продольное сечение (x20), 1в — поперечное сечение (x20). Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. К-31; нижний девон, эмский ярус, низы имачинского горизонта. Фиг. 2. 3. *Dyscritella ordinaria* L. Nekhorosheva, sp. nov. 2 — голотип № 10/12 900: 2а — тангенциальное сечение (x40), 2б — продольное сечение (x20), 3 — экз. № 11/12 900, поперечное сечение (x20). Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 22а, 23б; нижний девон, пражский ярус, большеверский горизонт.



М а т е р и а л. Кроме голотипа еще одна колония из типового местонахождения в бассейне р. Кайла (обр. 23). Сборы Г.Р. Шишкиной, 1975 г.

ОТРЯД CRYPTOSTOMATA

С Е М Е Й С Т В О Ptilodictyidae ZITTEL, 1880

Р о д *Ptilodictya* Lonsdale, 1839

Ptilodictya sp.

Р и с. 3, ф и г. 2

О п и с а н и е. Колония двуслойно-симметричная шириной от 2,1 до 2,5 мм. На поверхности колонии устья зооциев расположены правильными продольными и диагонально-пересекающимися рядами. На 2 мм в центральных продольных рядах приходится 7—8 устьев зооциев, в диагональных рядах — 6, реже 7 устьев. Форма устьев варьирует от удлиненно-овальной в центральных рядах до округленно-прямоугольной в краевых рядах. Размеры устьев от 0,21—0,25 × 0,10—0,12 мм до 0,25—0,27 × 0,12—0,14 мм.

С р а в н е н и е. По размерам устьев зооциев и их количеству на 2 мм в продольном ряду описываемая форма близка к *Ptilodictya tenella* Ulr. et Bassl., 1913 из нижнего девона (формация Гельдерберг) США [20]. Однако детальное сравнение приамурской *Ptilodictya* sp. с указанным видом невозможно из-за недостатка материала. Можно только отметить, что описываемая форма отличается от сравниваемого вида наличием удлиненно-овальных устьев (у *P. tenella* устья прямоугольные).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт, верхняя часть лоны *Dalejina oblata*, *Howellella* gr. *mercuri*.

М а т е р и а л. Два обломка колонии из разреза р. Кайла (обр. 22и). Сборы Г.Р. Шишкиной, 1975 г.

ОТРЯД FENESTRATA

С Е М Е Й С Т В О Fenestellidae KING, 1849

Р о д *Fenestella* Lonsdale, 1839

Fenestella sagittulaformis L. Nekhorosheva, sp. nov.

Р и с. 2, ф и г. 2, 3

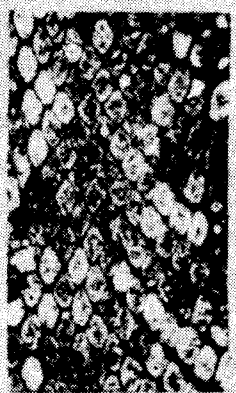
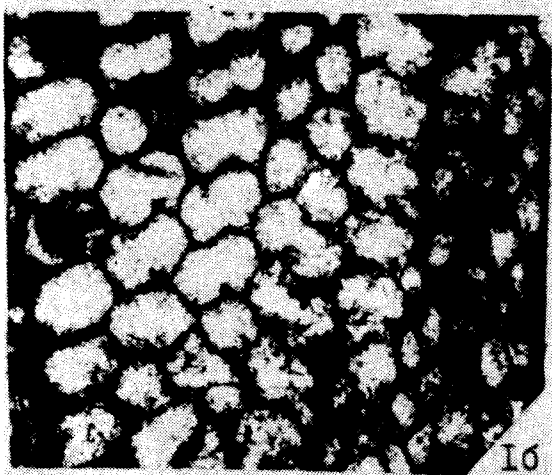
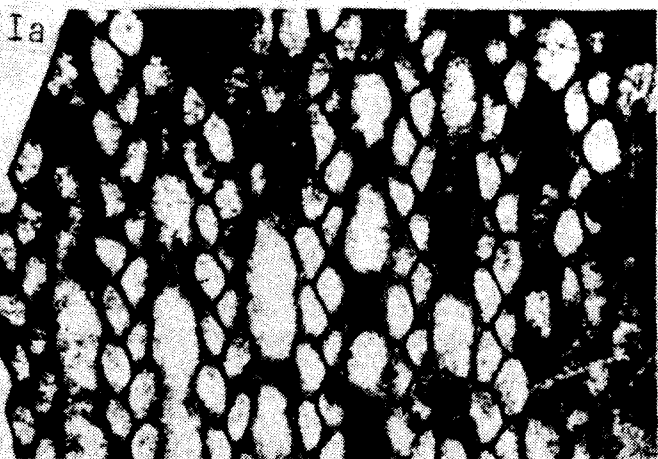
Название вида по сходству с *Fenestella sagittula*.

Г о л о т и п — ЦНИГРмузей № 16/12 900. Среднее Приамурье, р. Кайла; нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт, верхняя лона *Dalejina oblata*, *Howellella* gr. *mercuri*.

О п и с а н и е. Основные размеры: 20—22/16—18//27—28. Сетка правильная с прямыми прутьями, сравнительно широкими перекладинами и с удлиненно-овальными петлями. Поверхность колонии пронизана частыми мелкими капиллярами, на прутьях четко выражена струйчатость. Сечение зооциев в основании четырехугольное, устья округленно-овальные. Кили прямые с одним рядом чашек бугорков. Ширина прута 0,15—0,17 мм, длина петли 0,33—0,46 мм, ширина петли 0,15—0,17 мм. На 10 мм ширины сетки приходится 20—22 прута при ширине перекладины 0,15—

Рисунок 2.

Фиг. 1. *Dyscritella grandicanthoporoides* L. Nekhorosheva, sp. nov. Голотип № 12/12 900: 1а — тангенциальное сечение (x40), 1б — поперечное сечение (x20), 1в — продольное сечение (x20). Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 236; нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт. Фиг. 2, 3. *Fenestella sagittulaformis* L. Nekhorosheva, sp. nov. 2 — паратип № 17а/12 900, участок тангенциального сечения (x40), видны устья зооциев и килевые бугорки; 3 — голотип № 16а/12 900, тангенциальное сечение (x20). Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 236; нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт. Фиг. 4. *Semicoscium galinae* L. Nekhorosheva, sp. nov. Голотип № 20а/12 900, участок тангенциального сечения (x40) с четко выраженными расширяющимися кверху киллями. Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 236; нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт.



2a

I6

26

3

4

0,21 мм. Число петель на 10 мм не превышает 16—18. На пруте на 5 мм приходится 27—28 зооциев. Размеры устьев зооциев 0,12—0,13 × 0,10 мм. Диаметр килевых бугорков 0,03 мм, расстояние между бугорками 0,17—0,21 мм. Диаметр капилляров 0,05—0,08 мм.

С р а в н е н и е. Описываемый вид по строению колонии и форме сечения зооциев близок к *Fenestella sagittula* Troizk., из нижнедевонских отложений Северо-Восточного Прибалхашья [16]. Но в отличие от указанного вида у *F. sagittulaformis* sp. nov. более тонкие прутья (0,15—0,17 мм вместо 0,25—0,27 мм у сравниваемого вида), более длинные петли (0,33—0,46 мм против 0,31 мм у *F. sagittula*) и более частые бугорки на кйлах.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт; Среднее Приамурье.

М а т е р и а л. Кроме голотипа еще одна колония из разреза в бассейне р. Кайла (обр. 236). Сборы Г.Р. Шишкиной, 1975 г.

Р о д *Hemitrypa* Phillips, 1841

Hemitrypa kajlaensis L. Nekhorosheva, sp. nov.

Р и с. 3, ф и г. 1

Название вида от р. Кайла.

Г о л о т и п — ЦНИГРмузей № 18/12 900. Среднее Приамурье, р. Кайла; нижний девон, эмский ярус, имачинский горизонт лона *Dalejina musculosa*, *Douvillina orientalis*.

О п и с а н и е. Основные размеры: 18—20/12—13//13—15. Колония сетчатая воронковидная с широкими перекладинами основной сетки. Толщина колонии 1—1,20 мм при толщине защитной сетки около 0,30 мм. На прутьях фронтальной поверхности отмечаются редкие бугорки. Сечение зооциев в основном пятиугольное, переходящее в округленно-пятиугольное. Устья зооциев овально-округленные. На 10 мм ширины колонии насчитывается 18—20 прутьев шириной 0,25—0,31 мм. На 10 мм высоты колонии приходится 12—13 петель длиной 0,31—0,52 мм и шириной 0,25—0,29 до 0,31 мм. Ширина перекладины 0,42—0,52 мм, диаметр устьев зооциев 0,15—0,17 мм, диаметр бугорков 0,03—0,04 мм. Отверстия защитной сетки округлые или овальные, их средний диаметр 0,19—0,21 мм. На 5 мм вдоль прута насчитывается 15 отверстий защитной сетки, что соответствует количеству зооциев основной сетки, приходящихся на то же расстояние.

С р а в н е н и е. По основным размерам колонии и форме сечения зооциев описываемый вид близок к *Hemitrypa cornea* Nekh., 1948 из низов среднего девона Рудного Алтая [9], от которого отличается более короткими петлями (0,31—0,52 мм вместо 0,55—0,60 мм у сравниваемого вида), более широкими перекладинами (0,42—0,52 мм против 0,25—0,30 мм у *H. cornea*) и более крупными зооциями, которых на 5 мм вдоль прута насчитывается не более 15 (у *H. cornea* — 16—18). По количеству прутьев и петель на 10 мм изученный вид сходен с *H. megafenestrula* Yang, 1956 из среднедевонских отложений Китая [22], от которого отличается более крупными зооциями.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, эмский ярус, имачинский горизонт; Среднее Приамурье.

М а т е р и а л. Кроме голотипа еще две неполные колонии из разреза бассейна р. Кайла (обр. 31). Сборы Г.Р. Шишкиной, 1975 г.

Рисунок 3.

Фиг. 1. *Hemitrypa kajlaensis* L. Nekhorosheva, sp. nov. Голотип № 18a/12 900: 1a — тангенциальное сечение (x20) основной сетки, видны зооции в среднем сечении; 1б — тангенциальное сечение (x20) защитной сетки. Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 31-7; нижний девон, эмский ярус, низы имачинского горизонта. Фиг. 2. *Ptilodictya* sp. Экз. № 15a/12 900. 2a, б — тангенциальные сечения (x40 и x20). Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 22и; нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт. Фиг. 3, 4. *Semicoscinium galinae* L. Nekhorosheva, sp. nov. 3 — голотип № 20a/12 900, тангенциальное сечение (x20). Видны зооции в среднем сечении; 4 — паратип № 21a/12 900, поперечное сечение (x40). Среднее Приамурье, р. Кайла, обр. 236; нижний девон, пражский ярус, больше-неверский горизонт.

Название вида в честь Г.Р. Шишкиной.

Г о л о т и п — ЦНИГРмузей № 20/12 900. Среднее Приамурье, р. Кайла; нижний девон, пражский ярус, большеневский горизонт, верхи лоны *Dalejina oblata*, *Howellella* gr. *mercuri*.

О п и с а н и е. Основные размеры: 20—22/16—18//25—26. Сетка мелкая, правильная, прутья прямые, соединенные широкими перекладинами. Сечение зооциев четырехугольное. Киль в основании тонкий, кверху расширяющийся. Фронтальная поверхность сетки пронизана многочисленными капиллярами и с частыми мелкими бугорками. Аналогичные бугорки развиты на расширенных частях килей. На 10 мм ширины сетки приходится 20—22 прута, на 10 мм высоты сетки насчитывается 16—18 петель, на 5 мм вдоль прута с каждой стороны приходится 25—26 зооциев. Толщина сетки 0,84—0,94 мм. Ширина прута 0,21—0,25 мм, перед бифуркацией увеличивается до 0,42 мм. Длина петли 0,31—0,42 мм, ширина петли варьирует от 0,15—0,17 мм до 0,21—0,25 мм. Ширина перекладины 0,17—0,21 мм, диаметр устьев зооциев 0,08—0,10 мм. Ширина кия в основании не более 0,04 мм, в расширенной части достигает 0,10—0,15 мм, иногда 0,17—0,19 мм. Диаметр капилляров 0,010—0,015 мм. Размер бугорков не превышает 0,02—0,03 мм в диаметре.

С р а в н е н и е. По основным размерам сетки, четырехугольной форме сечения зооциев описываемая форма близка к *Semicoscinium flagiliformis* Wasch., 1964 из нижнедевонских отложений Средней Азии [2], но отличается большим числом зооциев на 5 мм вдоль прута (25—26 против 24 у сравниваемого вида), более узкими петлями (0,21—0,25 мм вместо 0,28 мм у *F. flagiliformis*) и более тонкими перекладинами (0,17—0,21 мм против 0,26 мм у сравниваемого вида). Кроме того, максимальная ширина кия у *S. gallinae* sp. nov. не более 0,15—0,19 мм (у *S. flagiliformis* ширина кия 0,31—0,36 мм).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, большеневский горизонт; Среднее Приамурье.

М а т е р и а л. Кроме голотипа еще две колонии из разреза бассейна р. Кайла (обр. 236). Сборы Г.Р. Шишкиной, 1975 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астрова Г.Г., Ярошинская А.М. Раннедевонские мшанки Салаира и Горного Алтая // Труды Томского университета. — 1968. — Т. 202. Сер. геол. — С. 47—62.
2. Вазунова Л.И. Мшанки из нижнедевонских отложений Зеравшанского и Туркестанского хребтов // Труды управл. геол. и охраны недр ТаджССР. Вып. 1. — М.: Недра, 1964. — С. 75—105.
3. Волкова К.Н. Девонские мшанки Юго-Восточного Алтая. — М.: Наука, 1974. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 199).
4. Дунаева Н.Н., Морозова И.П. Особенности развития и систематическое положение некоторых позднепалеозойских трепостомат // Палеонтол. журнал. — 1967. — № 4. — С. 86—94.
5. Копаевич Г.В. Атлас мшанок ордовика, силура и девона Монголии. — М.: Наука, 1984.
6. Модзалевская Е.А., Нехорошев В.П. Раннедевонские мшанки Верхнего Приамурья // Ежегодник ВПО. — 1965. — Т. XVII. — С. 115—131.
7. Модзалевская Е.А., Нехорошев В.П. Тип Вгузоа — Мшанки // Полевой атлас силурийской, девонской и раннекаменноугольной фауны Дальнего Востока. — М.: Недра, 1969. — С. 44—59.
8. Морозова И.П. Девонские мшанки Минусинских и Кузнецкой котловин // Труды ПИН АН СССР. — 1961. — Т. 86.
9. Нехорошев В.П. Девонские мшанки Алтая // Палеонтология СССР. Т. 3, часть 2, вып. 1. — М., 1948.
10. Нехорошев В.П. Девонские мшанки Казахстана // Труды ВСЕГЕИ. Т. 186. — М.: Недра, 1977.
11. Нехорошева Л.В. Общая характеристика девонских мшанок Приамурья // Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 1990. — С. 68—70.

12. Пламенская А.Г. Мшанки нижнего и среднего девона Казахстана // Биостратиграфия нижнего и среднего девона Джунгаро-Балхашской провинции. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. — С. 91—111.
13. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока. — Магадан, 1982.
14. Романчук Т.В. Некоторые новые раннедевонские мшанки Верхнего Приамурья // Палеонтол. журнал. — 1979. — № 4. — С. 40—46.
15. Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 2. — М.: Недра, 1973.
16. Троицкая Т.В. Девонские мшанки Казахстана. — М.: Недра, 1968.
17. Шишкина Г.Р. Региональные стратиграфические подразделения девона Приамурья // Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 1990. — С. 66—68.
18. Duncan H. Trepostomatous Bryozoa from Traverse Group of Michigan // Contrib. Mus. Paleontol. of Univ. Michigan. — 1939. — V. 5, № 10. — P. 171—270.
19. Hu Zhao-xin. Additional material of Bryozoa from the Yukiang Formation of Early Middle Devonian in Henghsien, Kwangsi // Acta Paleontol. Sinica. — 1965. — V. 13, N 2. — P. 232—240.
20. Ulrich E.O., Bassler R.S. Systematic paleontology of the Lower Devonian deposits of Maryland // Maryland Geol. Surv. — Baltimore, 1913. — P. 259—290.
21. Yang K.C. The Middle Devonian Bryozoa from Wutsum shale, Kwangsi // Acta Paleontol. Sinica. — 1954. — V. 2, N 2. — P. 207—226.
22. Yang K.C. The Middle Devonian Bryozoa from the Heital Formation of Mishan Country, Kirin Province // Acad. Sinica. — 1956. — V. 5, № 4. — P. 763—793.

ВНИИОкеангеология
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
20 октября 1993 г.

УДК 551.328.4:551.15(571.651)

В.А. Игнатьев

НАЛЕДИ И МАНТИЙНЫЕ ДИАПИРЫ НА ЧУКОТКЕ

Сопоставление ареала наледей, включающего около 750 объектов, с картой рельефа поверхности Мохо свидетельствует о том, что наледеобразование в арктических районах независимо от объема и сезонности наледей и типа питающих их вод связано с поступлением на земную поверхность подмерзлотных вод с повышенной температурой. Последнее обусловлено тепловым воздействием мантийных диапиров (путем передачи тепла через окружающие породы, через выплавки из мантии и газообразные флюиды) на подмерзлотные толщи и циркулирующую в них воду. Формирование наледей происходит преимущественно в областях и зонах тангенциального сжатия в условиях активных современных тектонических подвижек. Внутри ареала наледей по их полному отсутствию и резкому разрежению можно трассировать зоны тектонического растяжения.

Насколько нам известно, проблема связи наледеобразования с подкоровой обстановкой в литературе не рассматривалась. Поэтому предлагаемая информация, основанная на результатах работы по наледам Западной Чукотки, возможно, заинтересует специалистов и стимулирует соответствующее исследование.

Используя материалы разномасштабных аэрофотосъемок и гидрогеологических и геолого-съёмочных работ 1950—1991 гг., мы составили карту современных наледей (всего учтено около 750 объектов). Независимо от параметров наледей и типа питающих их вод практически все они группируются в компактный ареал, свидетельствующий о наличии некоего единого глубинного фактора наледеобразования.

Наледи и тектоника. По нашему мнению, в тезисной форме высказанному в [2, 3], территория Западной Чукотки входит в состав плитного меланжа — продукта дробления краевой части Северо-Американской плиты (САП) при сдвиговом (трансформном) взаимодействии с Евразийской плитой (ЕАП). Полоса плитного меланжа, состоящая из крупных включений — осколков плиты и плитного матрикса, имеет ширину более 600—650 км. На севере она уходит под воды Ледовитого океана, на юге по Еропольско-Березовской шовной зоне граничит с Колымо-Омолонским массивом — северным фронтом ЕАП и жестким упором для проскальзывающего края САП (рис. 1).

© В.А. Игнатьев, 1994

156°

168°

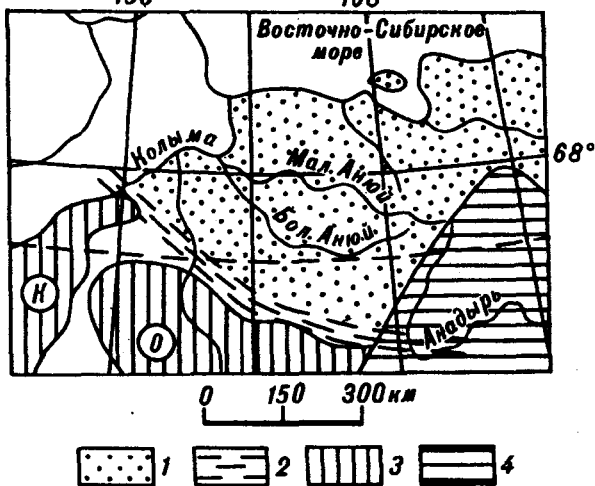


Рис. 1. Обзорная карта.

1 — плитный меланж — фронтальная часть Северо-Американской плиты; 2 — Еропольско-Березовская шовная зона; 3 — жесткие массивы (К — Кольимский, О — Омолонский) — фронтальная часть Евразийской плиты; 4 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

На востоке полоса меланжа частично завуалирована вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а на северо-запад ее можно проследить до Кольмской низменности, где она скрыта под кайнозойскими осадками, но, несомненно, протягивается и дальше на северо-запад.

Зжатые между взаимодействующими САП и

ЕАП крупные осколки плиты вовлекались в сдвигово-вращательные движения, подвергаясь обкатыванию и приобретая, в конечном счете, субцилиндрическую форму. В осадочном чехле данная форма осколков проявляется в виде кольцевых структур вращения (КС) с характерным в плане вихревым рисунком разломов, ограничивающих плитные "цилиндры" и КС. Компактная часть разломов (сквозькоровых и коровых разной глубины заложения) образует кольцевую зону разломов (КЗР) шириной 40—50 км. В эпохи тектономагматической активизации, совпадающие с плитными подвижками, вдоль КЗР внедрялась магма из очагов в пределах мантийных диапиров и из промежуточных внутрикоровых камер. На существование диапиров под рассматриваемым блоком земной коры указывают расчеты С.Ф. Рыжкова (Магадан, 1982 г.), результаты которых отражены на его карте рельефа поверхности Мохо (фрагмент карты представлен на рис. 2).

Сложная геодинамическая обстановка, возникающая при скользящей коллизии САП и ЕАП, генерировала не только КС, кольцевые и дуговые разломы, но и линейные дизъюнктивы типа сдвигов, сбросов, раздвигов, а также области и зоны тектонического сжатия и растяжения. Линейные разломы, в частности, характерны для Еропольско-Березовской шовной зоны и приморской части территории.

Нами изучены Малоанжойская (МАКС), Большеанжойская (БАКС) и Приморская (ПКС) КС, соответственно диаметром 170 × 175, 180 × 250 и 140 × 180 км; их описания см. в [2, 3]. Намечается еще ряд КС, но их контуры и строение пока не уточнены. Малоанжойская КС, в отличие от других КС, имеет жесткое "ядро" — Соколино-Чуванейский интрузивный массив, который на глубине, по данным Л.Я. Ващиловой (Магадан, 1988 г.), видимо, переходит в гранитогнейсовый купол. Вокруг "ядра" в процессе развития МАКС сформировалась внутренняя кольцевая зона разломов (ВКЗР).

Как известно, Чукотка — это область сплошного развития многолетней мерзлоты, в толще которой вода находится в твердой фазе. Мощность криолитозоны измеряется сотнями метров, поэтому напорные подмерзлотные воды способны достичь дневной поверхности только по проницаемым зонам дробления вдоль разломов при соблюдении следующих условий: температура этих вод в начале миграции вверх должна быть достаточно высокой, а пути миграции должны периодически подновляться для восстановления их проницаемости.

Анализ структурно-тектонической схемы территории и размещения на ней наледей (на рис. 3 представлены только контуры изученных КС и ареалы наледей) свидетельствует о следующих закономерностях наледообразования:

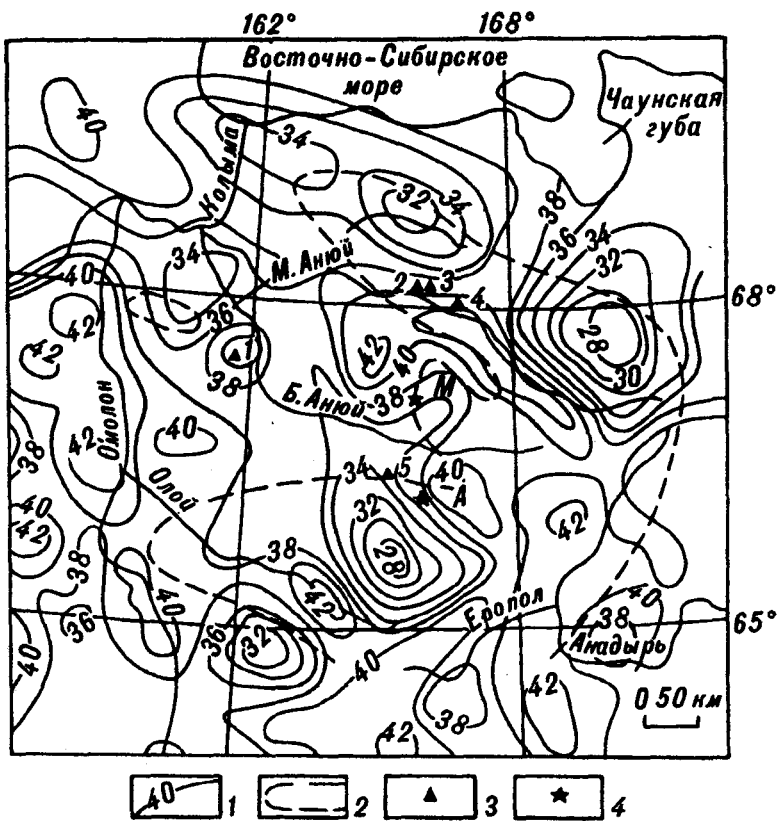


Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохо и ареала наледей.

1 — изолинии глубины залегания поверхности Мохо, км; 2 — ареалы наледей; 3 — участки определения в скважинах мощности криолитозоны (1 — междуручье Яровая — Овражка, 2 — долина р. Энмынвеем, 3 — участок Безымянный, 4 — долины рек Бол. Кепервеем и Понусурген, 5 — долина р. Баймка); 4 — верхнечетвертичные сарганские вулканы (М — Анюйской группы, А — Алучинской группы).

1. Наледи концентрируются преимущественно в областях и зонах современного тангенциального сжатия: на участках сжатия в пределах КС и в интерстициях между ними, а также в Еропольско-Березовской шовной зоне. Для рассматриваемых КС характерна неотектоническая активность: здесь развиты молодые тектонические уступы и рвы, сквозные и висячие речные долины со ступенчатыми продольными и V-образными поперечными профилями и неоднократно проявлялась четвертичная перестройка гидросети. Подмерзлотные воды в источниках в пределах КЗР КС наряду с растворенными в них солями нередко выносят и значительное количество взвешенных частиц — продуктов тектонического истирания пород. По данным В.Я. Коваленко (1960 г.), толщина ежегодно возобновляемого их слоя вблизи источников может достигать 2—3 см. Ю.М. Довгаль (1963 г.) в западной части КЗР БАКС описал источник подмерзлотной воды, замутненной частицами карбонатных пород из разреза палеозоя, слагающего борт долины р. Бол. Анюй вблизи источника. В долине р. Китеп-Гуйтенерьвеем в пределах ПКС автор настоящей статьи наблюдал непрерывное истечение из трещин в зоне сдвига густой пульпы — смеси воды и тонких продуктов истирания триасовых филлитов.

2. Внутри ареала наледей их плотность и параметры резко уменьшаются, либо наледи вообще отсутствуют в зонах и областях тектонического растяжения, где существуют благоприятные условия для циркуляции подмерзлотной воды в раздвиговых полостях внутри криолитозоны. При этом напор воды и ее температура снижаются и она утрачивает потенциальную способность истекать на дневную поверхность зимой и генерировать наледи. В частности, выделена Илирнейская зона растяжения, включающая чет-

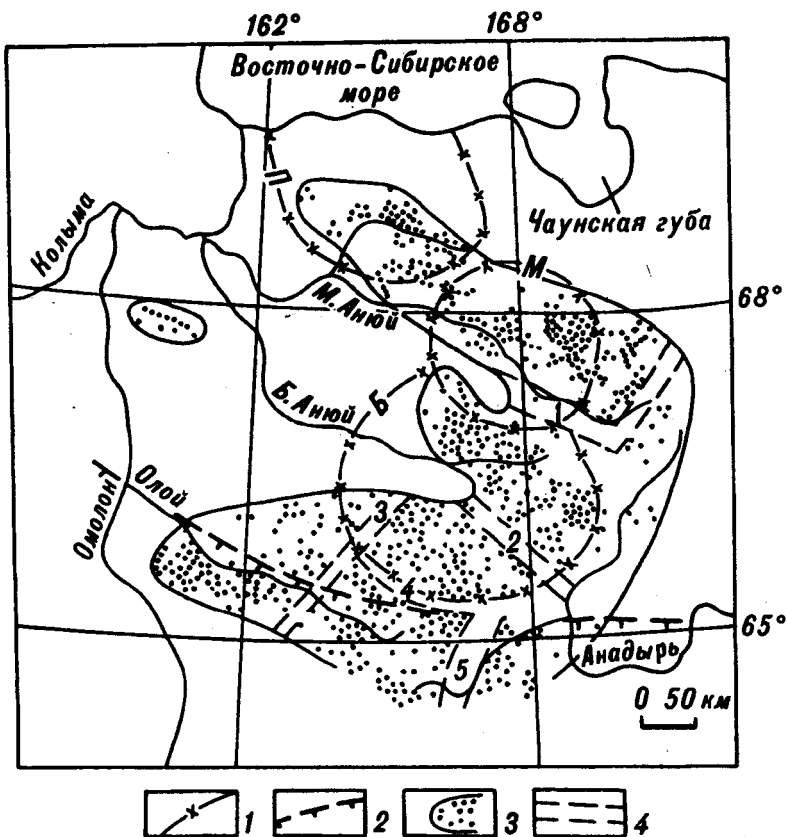


Рис. 3. Карта кольцевых структур и наледей.

1 — контуры кольцевых структур (М — Малоанюйская, Б — Большеханюйская, П — Приморская); 2 — северная граница Еропольско-Березовской шовной зоны; 3 — арал наледей (плотность точек примерно соответствует плотности наледей); 4 — зоны растяжения (1 — Илирнейская, 2 — Яблонская, 3 — Олойская, 4 — Оконайтовская, 5 — Лео-Еропольская).

вертикальную депрессию вдоль р. Мал. Анюй и прилегающее к ней с юга междуречье. К западу эта зона переходит в дуговую зону растяжения вдоль ВКЗР, облегающую с юга “ядро” МАКС. Достаточно четко трассируются и другие зоны растяжения, отраженные на рис. 3.

Наледи и мантийные диапиры. На рис. 2 совмещены арал наледей и карта рельефа поверхности Мохо. Нетрудно заметить совпадение арала, в том числе и локального на северо-западе района, с мантийными диапирами (выступами разуплотненной (?) мантии), а именно: с Раучуанским и Люпвеевским диапирами соответственно к югу и к западу от Чаунской губы, с Анюйским диапиром между реками Бол. Анюй и Олой, с Омолонским диапиром между реками Олой и Омолон и с Баексовским диапиром между реками Мал. Анюй, Омолон и Колыма.

Диапиры ответственны за мезозойский вулканический и плутонический магматизм и, кроме того, в пределах Раучуанского диапира располагались корни палеогеновых базальтовых вулканов, а в эпоху сартанского оледенения Анюйский диапир поставлял магму вулканам Анюйской и Алуцинской групп [1].

Вопросы мантийного диапиризма, его влияния на процессы, происходящие в верхних этажах земной коры и, тем более, на поверхности Земли, в той или иной степени остаются объектами дискуссий. Для наледообразования решающее значение имеет тепловое воздействие диапиров на вмещающие их породы. В [4] приводятся данные Б. Сингера о том, что диапир радиусом всего 3—6 км повышает температуру окружающих его пород на 400—700 °С на глубинах 20—60 км. Тепловая аномалия, несомненно, про-

Мощность криолитозоны по данным бурения

Номер участка	Номер скважины	Местонахождение	Абсолютная высота устья скважины, м	Глубина скважины, м	Мощность мерзлоты, м	Абсолютная высота подошвы мерзлоты, м
1	120	Междуречье Яровая-Овражья	100	286	236	-136
	121	»	105	306	236	-131
2	34	Долина р. Энмынвеем	322	230	210—220	+100 ÷ +110
	35	»	326	277	220—230	+96 ÷ +106
	36	»	326,5	308	215	+111
3	—	Участок Безымянный из штольни	670	534	300	+370
4	14-ПА	Долина р. Понеурген	370	250	193	+177
	25	Долина р. Бол. Кепервеем	238	305,7	85—90	+148
5	—	Долина р. Баимки	420	201	190—193	+224 ÷ +230

является и в высоких горизонтах земной коры, затрагивая в арктических областях и подмерзлотные толщи, и саму криолитозону. Подобное предположение вполне правомерно, учитывая длительность теплового воздействия диапиров и интенсивный перенос тепла вверх вылавками из мантии, дифференциатами магмы, жидкими и газообразными восходящими флюидами.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о мощности криолитозоны и высотном положении ее подошвы дают лишь общее представление о влиянии на них рельефа поверхности Мохо (табл. 1).

На участках 2—5 (см. рис. 2), которые проецируются на склоны мантийных диапиров, мощность криолитозоны колеблется в пределах 90—300 м, причем ее нижняя граница всюду выше уровня моря. Под участком 1 — мантийная депрессия, подошва криолитозоны опустилась на 130—136 м ниже уровня моря и на 227—500 м ниже этой подошвы на участках 2—5. Мощность мерзлоты заметно уменьшается под долинами рек Энмынвеем, Бол. Кепервеем, Понеурген, Баимка вследствие подтока теплых подмерзлотных вод вдоль зон разломов, входящих в КЗР БАКС и МАКС. Под горным массивом (точка 3) мощность криолитозоны 300 м.

Высокая температура подмерзлотных вод над диапирами способствует преодолению ими криолитозоны, сохраняя на всем пути к поверхности положительную температуру. Судя по одновременности магматических проявлений, более высокую температуру подмерзлотных вод следует ожидать в зоне влияния Анюйского диапира. И действительно, температура в источниках в бассейнах рек Бол. Анюй и Яблонь заметно выше, чем на других участках: она колеблется от +0,4 до +0,7 °С, а в некоторых источниках достигает +1,1 ÷ +1,6 °С. В долине р. Бол. Анюй ниже устья р. Орловка над северным отрогом Анюйского диапира вода имела температуру +3,2 ÷ +3,6 °С при температуре воздуха -1,5 °С. В долине р. Каральваам в 50 км к юго-востоку от Анюйских вулканов температура воды в источнике, по данным В.Я. Коваленко, оставалась положительной и при температуре воздуха -58 °С.

К северу от р. Мал. Анюй над Раучуанским диапиром температура подмерзлотных вод в источниках обычно +0,1 ÷ +0,4 °С, редко поднимается до +0,7 °С и опускается до 0°. Над другими, более “холодными” диапирами температура воды в источниках близка 0°.

Повышенная температура подмерзлотных вод над Анюйским диапиром обусловила функционирование высокопродуктивных водных источников. В бассейнах правых притоков р. Бол. Анюй — рек Яракваам, Гремучая,

* Сведения о температуре воды заимствованы из материалов гидрогеологов А.Н. Бордашева (1956—1957 гг.), Р.К. Алстера (1957—1958 гг.), В.Я. Коваленко (1960 г.) и О.К. Бутомо (1964 г.)

Количество наледей в зоне влияния диапиров

Категория наледей	Диапиры					Всего наледей
	Раучуанский	Люпвеемский	Анюйский	Омолонский	Басковский	
Мелкие	3	15	19	6	—	43
Средние	24	13	34	23	8	102
Крупные	96	56	110	43	3	308
Очень крупные	33	6	68	15	—	122
Гигантские	—	—	10	—	—	10
Итого	156	90	241	87	11	585

Примечание. 1. Площадь наледей по категориям: мелкие — менее 10 000 м²; средние — 10 000—100 000 м²; крупные — 100 000—1 000 000 м²; очень крупные — 1 000 000—10 000 000 м²; гигантские — более 10 000 000 м². 2. Над большей частью Басковского диапира Колымская низменность (область растяжения).

Орловка, находящаяся в относительной близости к Анюйской группе вулканов, дебит источников, определенный путем пересчета объема наледи на воду и учета времени формирования наледи, достигает 300—450 л/с, а в долине р. Айнахурген даже 1485 л/с. В бассейнах рек Бургахчан, Алучин, Яблонь дебит источников до 430—670 л/с, в долине р. Теленеут для одной наледи определен в 1200 л/с, а в долине р. Ильгувеем (бассейн верховьев р. Олой) расчетный дебит источника 1500 л/с. Максимальный дебит источников в зонах влияния Раучуанского и Люпвеемского диапиров соответственно 60 л/с и 100 л/с, над Омолонским диапиром лишь в двух случаях предполагается дебит 90 л/с и 120 л/с. Сведений об источниках над Басковским диапиром мы не имеем.

В свете изложенного становится понятной концентрация более 33 % наледей в зоне влияния Анюйского диапира, в том числе и всех гигантских наледей (табл. 2): в долине р. Бургахчан площадь одной наледи 10,5 млн м², в долине р. Теленеут — одна наледь площадью 15 млн м², вторая — 22,5 млн м², в долине р. Айнахурген — наледь площадью 16 млн м², в долине р. Яблонь четыре наледи имеют площадь более 10 млн м², в долине р. Ильгувеем площадь одной наледи 23,7 млн м². Мощность этих гигантских наледей 5—7 м, причем к осени она уменьшается до 1,5—2 м, а отдельные их блоки ежегодно полностью размываются в половодье. Только высокая температура подмерзлотных вод на их выходе в сочетании с постоянным восстановлением проницаемости зон дробления разломов поддерживает функционирование источников и интенсивное наращивание наледей зимой и при самых сильных морозах.

Над Раучуанским диапиром мощность наледей обычно не превышает 2 м и лишь в отдельных, очень крупных наледях она равна 3—3,5 м. В зонах влияния Люпвеемского и Омолонского диапиров мощность наледей не превышает 1—3 м, над глубоко залегающим Басковским диапиром — не более 1—1,5 м.

Итак, можно сделать следующие выводы. 1. Наледи, независимо от их объемов, сезонности и типа питающих их вод, контролируются процессами, происходящими в верхних слоях мантии.

2. Главным фактором наледообразования является аномально высокая температура подмерзлотных толщ и циркулирующих в них вод, которыми питаются источники на земной поверхности. С этим же фактором связано существование полыней на реках и ручьях и непромерзающих зимой озер в арктических районах.

3. Наиболее благоприятная геодинамическая обстановка для формирования наледей — это преобладание тангенциального сжатия и периодические тектонические подвижки, восстанавливающие проницаемость путей миграции подмерзлотных вод к поверхности.

4. Ареалы наледей позволяют выделять блоки земной коры с мантийными диапирами на глубине. Оптимальная глубина залегания мезо-кайнозойских диапиров, благоприятная для наледообразования, менее 36—

38 км. Внутри ареала наледей по их отсутствию или значительному разрежению можно трассировать зоны растяжения, которые геологическими методами могут быть и не выявлены.

Мы рассмотрели лишь наледи (80 % от общего их количества), расположенные в зонах влияния крупных мантийных диапиров с поперечниками в основании от 100 до 300 км, а в верхней части 15—90 км. Только такие диапиры и нашли отражение на карте рельефа поверхности Мохо. Фактическая картина в области перехода от мантии к земной коре конечно же сложнее: несомненно имеют место самостоятельные диапиры или апофизы крупных диапиров с поперечниками в первые километры, ответственные за формирование остальных 20 % наледей. Сгущения последних на каком-либо участке можно интерпретировать как показатель присутствия мантийного диапира на глубине.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Игнатьев В.А.* Новые данные о Анюйской группе вулканов // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 2. — С. 118 — 121.
2. *Игнатьев В.А.* Кольцевые макроструктуры Западной Чукотки и их генезис // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР: Тез. докл. школы-семинара. — Магадан, 1990. — С. 87—90.
3. *Игнатьев В.А.* Кольцевые макроструктуры Западной Чукотки из зоны столкновения Евразийской и Северо-Американской плит // Геокинематика, геодинамика и тектоника континентального обрамления и окраинных морей: Тез. к VII Советско-Японскому симпозиуму. Ч. 1. — Магадан, 1991. — С. 65—67.
4. *Лазаренков В.Г., Ланда Э.А.* Признаки твердофазной природы внедрения Кондерского массива и проблема мантийного диапиризма // Изв. АН СССР. Сер.-геол. — 1992. — № 2. — С. 102—113.

*Чукотгеолком
Анюйское государственное
горно-геологическое предприятие
Билибино*

*Поступила в редакцию
26 июля 1993 г.*

ДИСКУССИЯ

Наледи — продукт послонного намораживания жидкой воды на твердом основании. Причинами их формирования служат естественная гравитационная разгрузка потоков подземных вод, промерзание водоносных систем с образованием криогенного напора, приложение внешних нагрузок на ледяной покров, колебание расходов подледных водных потоков, таяние снега и льда в условиях частого перехода температур воздуха через 0 °С, водопритоки на охлажденные берега в результате периодических и непериодических приливов, сброс промышленных и бытовых вод в холодный период года.

Наледи классифицируются по типу наледообразования, по происхождению, по типу наледообразующих вод, по местоположению, по времени формирования, по размерам, по химическому составу, по степени опасности. К числу наиболее существенных наледообразующих факторов относятся климатические и водные ресурсы, снежный покров, рельеф местности, геологическое строение, вечная и сезонная мерзлота (Алексеев, 1987; Соколов, 1975; Толстихин, 1974 и др.).

В.А. Игнатьев, игнорируя (а может быть, и не зная?) эти работы по теории наледообразования, ставшие уже классическими, не принимая во внимание закономерностей формирования таких многогранных явлений природы как наледи, не осуществив необходимого их классифицирования по указанным признакам, выдвигает гипотезу о непосредственной связи в с е х наледей с мантийными диапирами. Сама по себе такая постановка дела ненаучна. Какие же аргументы приводятся в пользу высказываемой гипотезы? 1. Совпадение ареала наледей с мантийными диапирами (выступами разуплотненной мантии) (см. рис 2). По этому поводу можно заметить, что ареал распространения наледей совпадает не только с диапирами, но и, как видно из рис. 2, с п о н и ж е н и я м и рельефа поверхности Мохо. 2. Данные о мощности и высотном положении подошвы криолитозоны (см. табл. 1), на которые якобы влияет поверхность Мохо. Во-первых, отсутствие в таблице данных об этих характеристиках для поверхности Мохо не позволяет впрямую увидеть такое влияние. Во-вторых, положение подошвы криолитозоны выше или ниже уровня моря может быть связано с положением в рельефе той или иной точки (что и видно при внимательном рассмотрении данных таблицы). Положение в рельефе многое определяет в теплообмене между криолитозонной и атмосферой, который существенно влияет, как следует из исследований мерзлотоведов, на ее мощность. В-третьих, утверждение о подтоке теплых подмерзлотных вод, связанных с диапирами вдоль зон разломов, в принципе возможно, но подкреплено никакими сведениями. 3. Высокая температура источников подмерзлотных вод. Здесь возникает целый ряд вопросов, ответы на которые в тексте отсутствуют:

1) температурная точка отсчета для суждения о том, какие воды следует считать теплыми ("высокая температура" по выражению автора) и холодными; 2) каким количеством данных по температуре оперирует автор статьи? Судя по текстовому их изложению — это единичные сведения (для "высокой температуры") по сравнению с огромным количеством (750 — стр. 75) наледных объектов; 3) где доказательства того, что "высокая температура" — следствие влияния мантийных диапиров и потоков вещества из них; данные по теплотоксам отсутствуют; таким образом, создается впечатление о вольной интерпретации отдельных измерений температуры; 4) утверждение В.А. Игнатъева о том, что источники подмерзлотных вод с "высокой температурой" создают большое количество разных наледей, в том числе и гигантских, опровергается наблюдениями над формированием как раз небольших по размерам наледных напластований, обеспеченных термальными водами (Алексеев, 1987); 5) приводимые на стр. 80 данные о расчетных дебитах источников наледообразующих вод не сопоставляются с данными о "высоких температурах" и, следовательно, не доказывают их связи с диапирами.

Таким образом, весьма слабая аргументация В.А. Игнатъева в пользу своей гипотезы не позволяет отнести к последней достаточно серьезно. Однако автор этих строк не может отрицать, что некоторые наледи через обеспечивающие их водные источники косвенно связаны с мантийными диапирами. Вопрос в настоящий момент должен ставиться в первую очередь о роли мантийных диапиров в формировании подземных вод криолитозоны, а уж потом надо искать связи наледей с ними. Следует при этом четко помнить, что гляциологи и гидрогеологи давно уже доказали связь наледей с зоной рифтообразующих разломов, которые уходят в подкоровую область на глубину, большую, чем положение мантийных диапиров. И таким образом, последние могут рассматривать как один из факторов наледообразования. А насколько он значителен, покажет будущее.

*ИВЭП ДВО РАН
Хабаровск*

А.В. Иванов

УДК 550.2

В.М. Голубев

КОНСПЕКТ ТЕОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ И ЧЕЛОВЕКА

Представлены главные выводы системного исследования строения и развития Земли — ее геосферы, биосферы, антропосферы — как органической части космофизической мегасистемы природы. Предложены глубинные механизмы ведущих геологических, климатических, биологических, социальных и личностных процессов, объясняющие и взаимно увязывающие известные механизмы. Заложены основы науки о всеобщих связях — общей космодинамики Земли и ее философской базы — геодиалектики, наметившие контуры общей теории Земли.

Статья представляет основные выводы исследования, которое является попыткой создания и философского осмысления общей теории Земли. В работе анализируются структура, космические связи и развитие геосферы, биосферы [2,3] и антропосферы как единой разноуровневой системы. Такой синтез не мог быть возможен без использования многовековых достижений мировой науки практически во всех отраслях знания и опыта крупнейших естествоиспытателей, особенно В.И. Вернадского, А.Л. Чижевского, В.Л. Личкова.

Анализ структуры Земли базируется на дешифрировании разномасштабных карт рельефа ее поверхности, при котором выявлена регулярная (относительно известной) сеть планетарной трещиноватости. Сеть ориентирована относительно оси вращения Земли, и ее системность не предполагает коренных различий в деформационных свойствах континентальной и океанической земной коры. Сеть состоит из глобальных разнонаправленных и ранжированных линейных систем разломов с шагом между ними от 7740 до 10 км и менее. Шаг разломов может отражать размерность периодов и фаз соподчиненных волн деформаций земной коры, а ранг разломов — повышаться за счет ритмического усиления волн при сочетании их переломных точек. В узлах пересечений линейные системы разломов опережают ветвящимися системами разломов и вместе с ними формируют разнопорядковую ромбовидную и концентрическую ячеистую структуру коры.

Тектонофизический рисунок линейных и ветвящихся систем разломов показывает преобладание в земной коре сдвиговых георотационных напря-

жений. Они компенсируются раздвигами и сбросами, надвигами и взбросами и обеспечивают повороты блоков коры с их подъемом или погружением и надвиганием друг на друга. Такая разгрузка георотационных напряжений взаимовызывает образование линейных и концентрических геоструктур.

Сеть планетарной трещиноватости в целом стационарна. Она включает разломы разных геотектонических циклов, что обусловлено взаимопеременным возбуждением разных деформационных направлений и изменением кинематики разломов при циклических изменениях скорости вращения Земли. Устойчивость глобальной деформационной сети подтверждается унаследованным (полициклическим) развитием крупнейших геоструктур и свидетельствует об отсутствии значимых перемещений континентов или оси вращения Земли.

Изменения скорости вращения преобразуют фигуру Земли за счет циклического уменьшения ее полярного сжатия при замедлении вращения лунными приливами. Одновременные пульсационные уплотнения и общее сокращение радиуса Земли при гравитационной дифференциации ее вещества частично компенсируют замедление вращения. Георотационная гравимагнитная сепарация вещества стимулирует его физико-химическую дифференциацию, отвечающую за концентрически-слоистую структуру Земли, а изменения скорости ее вращения отвечают за деформации на границах разнородных слоев и конвекцию в мантии.

Разрушение и динамотермальная переработка земной коры в глобальных сдвиговых зонах при изменениях скорости вращения и полярного сжатия Земли выражаются в развитии горно-складчатых (геосинклинальных) систем. Их собственно геосинклинальный этап развития связан с преимущественным растяжением коры при ускорении вращения и усилении полярного сжатия Земли, а орогенный этап — с сжатием коры при замедлении вращения и полярном растяжении. При таких инверсиях скорости вращения и соответствующих сменах направленности сдвиговых движений вдоль глобальных сдвиговых зон возникают бегущие деформационные волны, которые формируют стадийность геосинклинального процесса. Вращательно-поступательные движения прилегающих жестких массивов коры определяют дугообразность горных систем и образование стоячих деформационных волн при погружении или поднятии массивов. Стабилизация вращения Земли завершает геосинклинальный цикл развития с гидростатическим уравниванием по-разному уплотненных блоков коры.

Процессы магматизма и регионального метаморфизма стимулируются динамотермальной разгрузкой напряжений растяжения и сжатия глобальных сдвиговых зон и соотносятся с этапами и стадиями геосинклинального процесса. Зоны присдвигового растяжения и вторичные раздвиги при растяжении массивов становятся глубинными магмоподводящими трещинами, над которыми образуются вулканогенные пояса и площадные вулканические покровы. Узлы планетарной сети контролируют размещение вулканических очагов. При сжатии массивов или геосинклинальных зон осадконакопления происходит их прогрев и гранитизация осадочных пород с образованием плутонических тел в узлах сети георотационных напряжений.

Циклическое разрушение и последующее тектоническое скучивание континентальной коры в глобальных сдвиговых зонах с разномасштабным переуплотнением (до океанизации) прилегающих жестких массивов коры характеризует геосинклинальный процесс в своей основе как деструктивный (деструктивно-конструктивный). Именно геосинклинальный процесс обеспечивает стадийное обновление и преобразование континентальной коры и способствует образованию океанической коры. Это видно из размещения геосинклинальных систем и подобных, но обратных по тектонофизике (преобладание напряжений растяжения) вулканогенных рифтов в пределах глобальных континентального и океанического деформационных поясов. Они охватывают соответственно юго-западные и юго-восточные окраины Евразии и Северной Америки и срединно-океанические хребты Мирового океана, осложняясь меридиональными ответвлениями на тектонически активных долготях Земли [1].

Глобальные деформационные пояса развиваются полициклически и разделяют относительно непереработанные крупные блоки первичной земной коры — кратоны, которые еще в конце протерозоя были широко представлены на земной поверхности за счет ее сокращения и коробления при циклическом сжатии Земли. Георотационная и изостатическая подвижность кратонов способствует усилению тектонических, магматических, метаморфических процессов в глобальных деформационных поясах на активных окраинах континентов и отвечает за формирование дополнительных относительно пассивных подвижных поясов между континентами и океанами. Таким образом, георотационные деформации являются необходимым элементом механики развития земной коры, которая определяется существенно сдвиговыми движениями. Они реализуются волновой тектонофизикой по принципу “бега на месте”, что объединяет фиксистские и мобилистские представления в геотектонике.

Циклическое усиление геосинклиальной переработки земной коры при последовательном повышении ее жесткости обеспечило континентализацию и океанизацию первичной гранитно-метаморфической оболочки Земли. Дифференциация коры стимулировалась самым масштабным со времени образования относительным расширением Земли в фанерозое, приведшим в конце кайнозоя к поднятию континентов и погружению дна океанов. Океанические котловины образовывались стадийно за счет ступенчатого погружения периферийных блоков переуплотненных кратонов вслед за сужением ареалов их платобазальтового вулканизма. Границы ареалов перемещались к своим осевым зонам — срединно-океаническим и подводным хребтам, расположенным в глобальных и региональных зонах растяжения океанизированных кратонов. Спрединговые геомагнитные аномалии фиксируют стадии прерывистого перемещения краевых зон сокращающегося ареала платобазальтового вулканизма завершающего (позднемелового—неогенового) этапа альпийского цикла океанизации. Последовательность спрединговых аномалий маскирует расширение ареала вулканизма начального (юрско-позднемелового) этапа и создает обманчивую картину наращивания океанических плит в срединно-океанических хребтах и движения плит под континенты.

Дифференциация земной коры на континенты и океаны характеризуется их симметрией (антисимметрией) относительно центра Земли. Такая антиподальность, как и намечаемая антиподальность глобальных континентального и океанического горных поясов, связывается в первую очередь с противонаправленностью георотационных сдвиговых напряжений на противоположных сторонах Земли и предполагает одновременность развития антиподальных структур. При этом хребты земной поверхности, сопоставимые с ребрами комбинированного многогранника кубической сингонии, представляют силовую структуру эллипсоида деформации вращающейся Земли, оси и плоскости симметрии которого служат осями и плоскостями деформаций. К осям симметрии приурочены центры глобальных концентрических морфоструктур: Арктической и Антарктической, Африканской и Тихоокеанской, Индоокеанской и Центрально-Американской, вписанных в ромбовидные формы. Экваториальная и долготные плоскости симметрии проявляются в зеркальном расположении континентальных хребтов относительно океанических и формируют тектонически активные критические широты и долготы Земли.

Первичной причиной появления кристаллографических черт Земли может быть кристаллоподобная концентрация ее вещества при гравиротационной физико-химической дифференциации, предопределявшаяся минералогическим составом вещества. Вместе с тем осевая и плоскостная симметрия Земли осложняется неоднородной структурой окружающих космофизических полей. Из этого следует недостаточность георотационного механизма образования антиподальной структуры поверхности Земли, обусловленной в значительной мере ее глубинной асимметрией. Она могла возникнуть из-за межпланетных гравитационных воздействий,

сформировавших плотностные и вещественные корово-мантийные неоднородности Земли.

Пространственная устойчивость гравитационных воздействий Луны и Солнца может отвечать за появление континентального и океанического полушарий Земли с центрами в Западной Европе и на юге Тихого океана за счет смещения от центра Земли ее внутреннего твердого ядра в пределах жидкой оболочки. При этом лунно-солнечная гравитация, локализуемая и усиливаемая при циклических соединениях и противостояниях планет, может быть главной причиной антиподальности глобальных деформационных поясов. Соответствующее циклическое перемещение земного ядра сказывается в изменении угла наклона Земли к плоскости орбиты и движения геомагнитных полюсов. Пространственная совместимость серий гравитационных воздействий обеспечивается резонансностью движения тел Солнечной системы и подтверждается совмещением центральных линий солнечных и лунных затмений с линиями планетарной трещиноватости.

При резонансах в движении эксцентрично построенных космических тел на линиях соединений и противостояний центров их масс, по-видимому, возникают гравитационные ударные волны. Они, циклически повторяясь и группируясь, формируют на обращенной к Луне при воздействиях стороне Земли зоны подъема мантии и разуплотнения коры, выраженные вулканическими срединно-океаническими хребтами. На противоположной стороне Земли формируются уже зоны мантийного и корового прогибания, над которыми при сдвиговых деформациях растут окраинно-континентальные горные хребты. Именно в гравитационно ослабленных зонах земной коры разгружаются основные георотационные напряжения, резко возрастающие при резонансных межпланетных воздействиях в поворотных (критических) точках земной орбиты.

Таким образом, главными факторами структурообразования в земной коре являются резонансные гравитационные воздействия Солнца, Луны, планет и связанные с ними и усиливаемые межпланетным магнитным полем изменения скорости вращения пульсационно сжимающейся и все более эксцентричной и неоднородной Земли. Георотационные и геогравитационные силы отвечают за элементы осевой и центральной симметрии Земли, которые искажаются внешними гравитационными силами, создающими асимметрию ее структуры. Из этой триады сил, обеспечивающих гравитационную тектонику, только гравитационные силы, и то частично, можно отнести к внутренним силам Земли, тогда как остальные силы космического происхождения.

Связь сети планетарной трещиноватости с векторами движения тел Солнечной системы позволяет утверждать, что сеть отражает структурные линии динамического поля Земли. Это геодинамическое поле опосредует напряжения в неравномерно движущейся и вращающейся Земле при пересечении ею структурных линий динамического поля Солнечной системы. Проявление глобальной деформационной сети в аномалиях гравитационного и электромагнитного полей Земли показывает первичную природу космодинамического, или фундаментального физического, поля, вероятно, определяемого распределением энергии в пространстве и времени.

Энергетическая аномальность геодинамической сети видна не только в сейсмичности земной коры и активности сопутствующих зон в гидросфере и атмосфере, но и в ареально-зональной активности биосферы. Биогеографические провинции и области Земли оконтурены линиями планетарной трещиноватости, выделяющими регионы с однотипными геологическими и ландшафтно-климатическими условиями. Места обитания многих видов органического мира часто имеют линейный или концентрический рисунок и приурочены к крупным разломам и их узлам. Сезонные и спонтанные миграции в животном мире проходят вдоль глобальных разломов земной коры и стимулируются разнопорядковыми циклическими вариациями геодинамического поля. Физические параметры геодинамических узлов, в том числе ландшафтно-климатические, обладают элементами планетарной симметрии, направляющей миграции. Все это свидетельствует об участии ге-

динамического поля в организации неживой и живой природы на ее ведущих системных уровнях.

Устойчивость места обитания видов обуславливается образованием новых биоформ в районах геодинамических узлов, ранг которых контролирует ранг возникающих за счет разномасштабных физических мутаций биотаксонов. Такие очаги видообразования приурочены к глобальному континентальному поясу складчато-глыбовых деформаций, который можно считать главным поясом видообразования Земли, причем центры видообразования находятся в региональных структурных узлах [4].

Силовая структура геодинамического поля выражается наряду с разломами линиями резкого изменения структуры геофизических и геохимических полей и осями их аномалий. С геофизическими аномалиями могут быть связаны аномальные явления в атмосфере, гидросфере, земной коре, а в биосфере ими могут стимулироваться циклические изменения направленности и скорости биологических процессов, вплоть до мутаций. Геохимические аномалии обеспечивают повышенные концентрации в почвах и водах биоактивных химических элементов и соединений, также часто мутагенных. Таким образом, масштаб геодинамической, в частности, геофизической и геохимической стимуляции биологических процессов предопределяет уровень биопотенциала разных регионов Земли, который реализуется в соответствии с ландшафтно-климатическими условиями.

Появление человека как вида приурочено к геодинамическим зонам и узлам древних Африканской и Тихоокеанской геодинамически активнейших концентрических геоструктур. Они характеризуют экваториальную асимметрию Земли и могут служить ее центральными генетическими банками. Генетические преобразования первичных негроидной и австралоидной рас во вторичные расы произошли в районах сопряжения этих концентров. Тем самым появились очаги цивилизации у резких изгибов глобального пояса складчато-глыбовых деформаций в Средиземноморье, Индокитае, Центральной Америке. Наиболее активно формировалась цивилизация в Средиземноморье, находящемся вблизи центра континентального полушария Земли, что обеспечило опережающее развитие народов Европы. Однако первые цивилизации могли возникнуть и на погружившихся в антропогене островных блоках особенно геодинамически активных срединно-океанических хребтов.

Геодинамическая активность и геологическая структура контролируют и геополитическую структуру. Все национально-культурные центры расположены на разломах, связанных с рифтовыми зонами, в местах их пересечения менее активными линиями сети планетарной трещиноватости, к узлам которой приурочены другие крупные города (рис. 1). Территории государств часто имеют однотипное геологическое строение, что способствует национальной дифференциации и малым размерам стран в пределах континентального деформационного пояса с его региональной геологической неоднородностью и мозаичностью аномальных геофизических полей. Этот сейсмически активный пояс является поясом социальной напряженности: Индокитай, Ближний Восток, Средиземноморье, Центральная Америка. На относительно геодинамически пассивных докембрийских щитах находятся страны с традиционно миролюбивой политикой: Австралия, Индия, скандинавские, центрально-африканские, Бразилия, Канада. Страны, расположенные в основном на посредственно геодинамически активных фанерозойских плитах — в Евразии и Северной Америке — создают промежуточный по напряженности политический климат, становящийся глобальным фоном. Рифтовым зонам плит и щитов свойственна повышенная социальная активность живущих рядом народов. Значимость структуры геодинамического поля для расселения человека на Земле и генетической дифференциации его расовых и национальных черт говорит о геодинамической и геологической предпосылках социальной географии, которые предшествуют физико-географическим предпосылкам — ландшафтной и климатической. Сочетание геодинамической и геологической предпосылок в еще большей мере регулирует собственно биологические процессы, обуславливая состав и

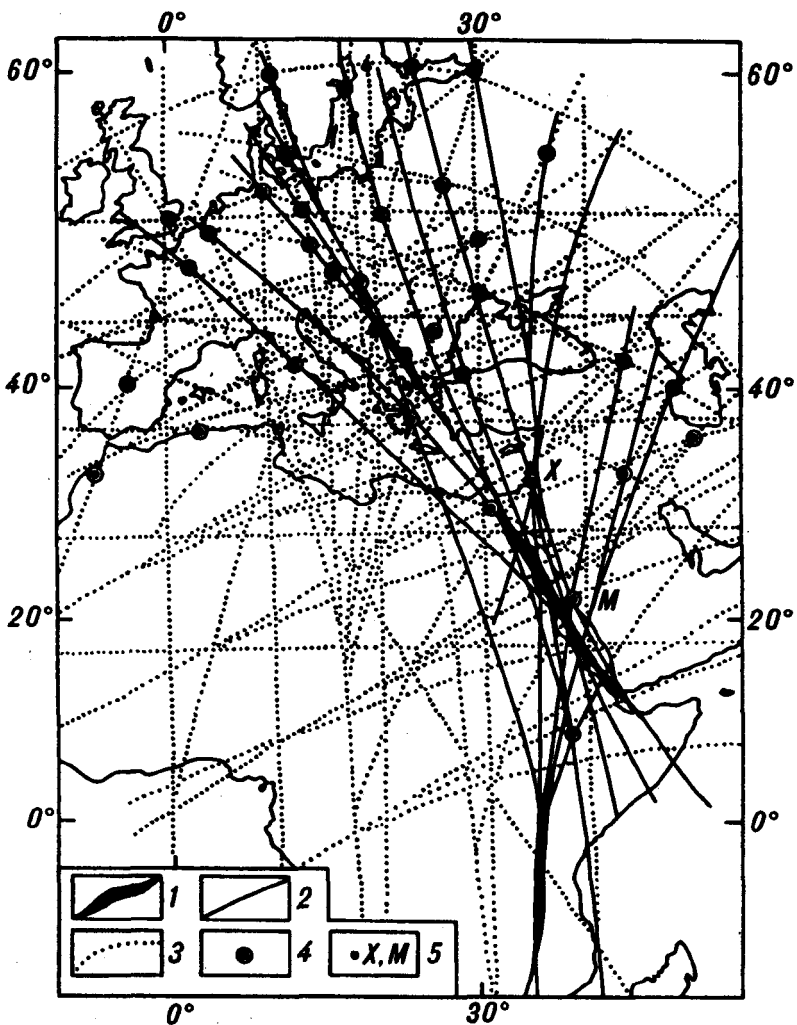


Рис. 1. Геодинамика размещения национально-культурных центров Западной Евразии и Африки.

1 — оси рифтовых зон; 2 — их периферийные ветви; 3 — прочие линии планетарной трещиноватости; 4 — столицы государств и крупные города; 5 — родина христианства (X) и исламизма (M).

плотность биогеоценозов, что подчеркивает производность биосферы от геосферы.

Связь преобразований структуры Земли с изменением ее кинематики и движением тел Солнечной системы свидетельствует о космофизической природе цикличности земных процессов, причем этапы развития Земли сопоставляются с движением Солнца вокруг ядра Галактики (рис. 2). Основные составляющие этого движения — сидерический и аномалистический периоды обращения — могут отвечать за вариации в критических точках орбиты напряженности галактических гравитационного и электромагнитного полей, которые ведут к изменениям кинематики и физических полей Солнечной системы и Земли.

Сидерический период выделяется по стратиграфической шкале фанерозоя тремя циклами осадконакопления по 215 млн лет, состоящими из четырех фаз, или стратиграфических систем, по 55, 70, 55, 35 млн лет. Аномалистический период представлен четырьмя циклами осадконакопления по 190 млн лет, состоящими из четырех фаз по 45,45, 55,45 млн лет. Границы сидерических и аномалистических фаз вместе с промежуточными

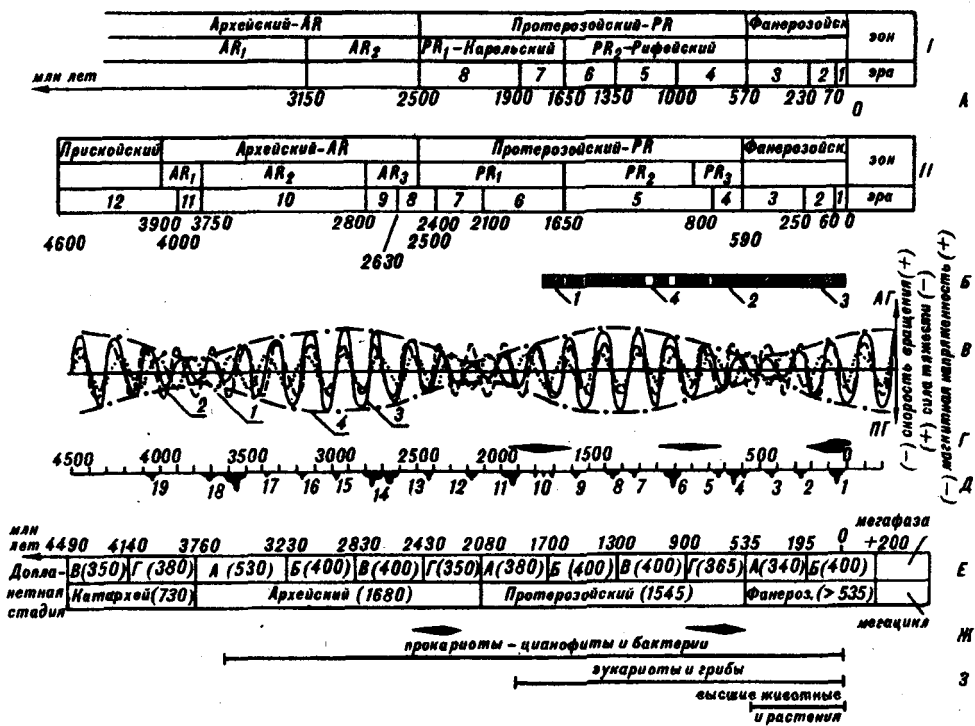


Рис. 2. Галактические мегациклы движения Земли с момента ее образования в сопоставлении с геодинамическими и биологическими процессами.

А - общая геокронологическая шкала: I - по М.А. Семихатову с соавторами, 1991 (эры: 1 - кайнозойская, 2 - мезозойская, 3 - палеозойская, 4 - поздние, 5 - средние, 6 - раннерифейская, 7 - поздние, 8 - раннекарельская); II - по У.Б. Харленду с соавторами, 1985 (эры: 1 - кайнозойская, 2 - мезозойская, 3 - палеозойская, 4 - синийская, 5 - рифейская, 6 - без названия, 7 - гуронская, 8 - без названия, 9 - рэндская, 10 - свазийская, 11 - исуанская, 12 - хадская); Б - полярность геомагнитного поля (по А.Н. Храмову с соавторами, 1982): 1 - прямая, 2 - обратная, 3 - переменная, 4 - неизученная; В - динамика движения Земли вокруг ядра Галактики: (+) - увеличение, (-) - уменьшение геодинамических параметров; АГ - алогалактий, ПГ - перигалактий солнечной орбиты; 1 - сидерическая, 2 - аномалистическая, 3 - результирующая, 4 - метарезультирующая цикличность; Г - эпохи платобазальтового вулканизма (по Г.Ф. Макаренко, 1983); Д - эпохи тектономагнитических диастрофизмов (по Л.И. Салопу, 1982): 1 - альпийская, 2 - мезозойская, 3 - палеозойская, 4 - катанская, 5 - луфилианская, 6 - гренивилльская, 7 - авянская, 8 - кибарская, 9 - выборгская, 10 - паргузская, 11 - карельская, 12 - ладожская, 13 - селецкая, 14 - кеонарская, 15 - барбертонская, 16 - свазлендская, 17 - беллингийская, 18 - саамская, 19 - готхобская; Е - циклическая геодинамическая шкала и длительность ее подразделений в млн лет; Ж - крупнейшие ледниковые эпохи (по Л.И. Салопу, 1977); З - генеральная этапность развития органического мира (по Б.С. Соколову, 1976).

границами соответствуют границам стратиграфических отделов. Интерференция обоих периодов обращения формирует разные по амплитуде и длительности (155—195 млн лет) результирующие геодинамические циклы. Они отвечают за итоговые циклы осадконакопления и сопоставляются с геотектоническими циклами: байкальским, каледонским, герцинским, альпийским, начавшимся неотектоническим. Геодинамические (геосинклинальные) циклы разделяются критическими точками на четыре геодинамические фазы по 25—65 млн лет, попарно составляющие полуциклы растяжения и сжатия земной коры. Преобладающие в первом полуцикле растяжения проходят на фоне повышенной силы тяжести, что способствует рифтообразованию, тогда как сжатие второго полуцикла начинается при пониженной силе тяжести, благоприятствующей росту.

Последовательность сближения начальных точек сидерического и аномалистического периодов Солнечной системы формирует четыре геодинамических мегацикла развития земной коры по 1550—1700 млн лет: половинный катархийский, архейский, протерозойский, незавершенный фанерозойский. Мегациклы разделяются на четыре мегафазы по 360—530 млн лет, попарно объединяющиеся в полумегациклы относительно растяжения и сжатия Земли. Фанерозойский полумегацикл относительного растяжения составляют палеозойская и незавершенная мезозойско-кайнозойская мегафазы, объединяющие соответственно соответственно низкоактивные каледонский,

герцинский и катастрофические альпийский, неотектонический циклы. Полное совмещение (синхронизация) начальных точек периодов обращения протосолнечной туманности 4,5 млрд лет назад привела к образованию Земли. Максимальная десинхронизация этих периодов в начале фанерозоя проявилась в снижении интенсивности сжатия Земли (ее относительном растяжении) и способствовала образованию океанов. Они характеризуют начало стадии старения Земли с появлением у нее лунного облика, тогда как следующая синхронизация может сопровождаться разрушением Земли. Полный цикл синхронизации галактических периодов в 8,2 млрд лет разделяет и обуславливает эпохи звездообразования в Галактике, существующей, таким образом, около 13 млрд лет.

Кроме геотектонических процессов галактические изменения параметров движения Земли обеспечивают циклические изменения напряженности геогравитационного поля (силы тяжести), контролируя тем самым осадконакопление, магматизм, горообразование. В геомагнитном поле изменения скорости вращения Земли опосредуются инверсиями полярности, причем ускорению вращения отвечает прямая полярность поля, а замедлению — обратная полярность. Возникновение при геомагнитных инверсиях теллурических токов стимулирует плавление земной коры в геодинамических узлах и поясах с интенсификацией магматизма в соответствии с геодинамическими циклами. Изменения тектонофизической и геофизической обстановок сказываются в типовых различиях начального и финального магматизма геосинклинального цикла. В свою очередь климат и оледенения Земли контролируются двумя главными факторами: положением Солнца в определенной точке его орбиты, что отражается в уровне его активности и светимости и состоянии динамических параметров Земли — прецессии и эксцентриситета земной орбиты, угла наклона оси, скорости вращения, отвечающих за перераспределение достигающей ее солнечной энергии и климатическую зональность.

Физические факторы развития Земли подтверждаются циклическостью образования месторождений полезных ископаемых, в том числе углеводородов [1]. Главной предпосылкой формирования всех видов месторождений можно считать циклическое изменение хода физико-химических процессов при инверсиях космофизических и геофизических полей. Ускорение и замедление этих процессов, а также изменение термобарических условий плавления и кристаллизации вещества, стимулируют и синхронизируют образование в общем мономинеральных скоплений. Такая способность физико-химических процессов реагировать на полевые воздействия указывает на существование у химических элементов внутренних физоритмов (в частности, периодов полураспада), заложенных в них при образовании и обеспечивающих самоорганизацию природы.

Циклическость физико-химических процессов предполагает относительный характер их закономерностей, что объясняется постепенным изменением фундаментальных физико-химических констант и изменением хода процессов при достижении константами критических значений. Такие качественные скачки происходят при инверсиях космофизических и геофизических полей в переломных (критических) точках циклов и особенно интенсивны в геодинамически активных узлах земной поверхности, что говорит о нестационарности физико-химических процессов как во времени, так и в пространстве. Именно с физической нестационарностью, контролируемой космодинамикой и геодинамикой, увязывается зарождение и развитие жизни на Земле, а также возникновение аномальных явлений, циклически наблюдаемых, но не получивших еще убедительного объяснения.

Регулирующее влияние физических полей видно в эволюции биосферы, следующей за геодинамическими мегациклами, мегафазами, циклами [4]. К их критическим точкам приурочены глобальные эпохи вымирания и зарождения биотаксонов, ранг которых опосредует масштаб геодинамической активизации при их образовании. Само зарождение жизни на Земле могло произойти за счет органического синтеза при экстремальных инверсиях

космофизических и геофизических полей, обусловивших в дальнейшем генетические перестройки организмов, сформировавшие многоуровневую структуру органического мира. Климатические и геохимические изменения в окружающей среде прямо не сопоставляются с этапностью развития жизни и отвечают за эволюционную составляющую филогенеза.

Самые значимые геномные мутации могут предопределяться попеременным возрастанием в критических точках солнечной орбиты высокоэнергетических потоков солнечного и галактического излучений, которые ослабляют и разрушают молекулярные связи в геноме. Одновременные инверсии и вариации геофизических полей перестраивают молекулярную структуру клетки, но сами по себе способны только к менее энергоемкой модификации генома. Усиление геофизических вариаций в геодинамически активных регионах и узлах сети планетарной трещиноватости повышает число и масштаб мутаций в локальных географических районах — центрах видообразования, охватывающих целые популяции.

Ритмика космофизических и геофизических полей при зарождении биотаксона закрепляется в молекулярной структуре генома, формируя видовые биоритмы и норму реагирования на вариации физических полей. Развитие биотаксона в рамках генетически заложенного жизненного цикла обеспечивается постоянной синхронизационной подстройкой биоритмов к ритмике результирующего геодинамического цикла, фазы которого становятся жизненными стадиями биотаксона. Возвращение родственного для биотаксона геодинамического цикла в начальную фазу, с выходом ее физических параметров из диапазона резонансной реакции биотаксона, затрудняет подстройку биоритмов, существующих только при внешней стимуляции. Десинхронизация биоритмов с физическими ритмами сказывается в вырождении (потере жизненной силы) и вымирании (преобразовании) биотаксона в критических точках циклов, что усугубляется синхронными катастрофическими изменениями в среде обитания.

Революционные преобразования биосферы при инверсиях космофизических и геофизических полей объясняют пульсационный характер расхождения генетических признаков. Последующее экологическое приспособление биотаксонов к сходным условиям обитания отражает уже эволюционную составляющую филогенеза, обуславливающую сближение генотипов разных биоформ за счет сохранения самых эффективных и универсальных органов в борьбе биотаксона за существование. Такой механизм физического филогенеза сглаживает противоречие между ламаркистской и неodarвинистской теориями эволюции. Их двуединство определяется как обусловленными извне и направленными физическими мутациями организмов, опосредованными биоритмикой в жизненной силе, так и естественным отбором, закрепляющим жизнеспособные преобразования.

Механизм физического филогенеза демонстрируется также развитием производной биосферы — антропосферы. Этапы становления человека как вида контролируются инверсиями геомагнитного поля, а изменения климата служат факторами естественного отбора. Отбор опосредуется способностью к труду, которая отражает развитость нервной системы и служит естественным инструментом преодоления циклически нарастающих экологических кризисов.

Физические факторы антропогенеза действуют и на уровне короткопериодных циклов, проявляясь в сопоставимости этапов развития человечества с многолетними циклами солнечной активности и гравимагнитного воздействия Солнца, Луны, планет. Вариации космофизических полей через изменения скорости вращения Земли опосредуются ее магнитным и гравитационным полями, вариации которых направляют биофизические вариации человека.

При сложении рядов 22-летних циклов солнечной активности и 18,6-летних лунных приливных циклов с XVIII по XX вв. выделено 15 результирующих геодинамических циклов по 9—22 года. Эти многолетние циклы объединяются в три околосекулярные геодинамические мегафазы, отвечающие крупным циклам изменения солнечной активности и скорости

вращения Земли и сопоставимые со стадиями социально-экономических формаций. Нарастание социальных катастроф — войн и революций — в общем синхронно в разных странах и следует за геодинамическими циклами и мегафазами. Начало социальных катастроф и перестроек чаще всего приурочено к годам экстремумов циклов, а их длительность контролируется размерностью геодинамических фаз.

Эпохи десинхронизации солнечных и лунных циклов вблизи рубежа веков характеризуются крупнейшими войнами и революциями, а эпохи солнечно-лунной синхронизации в конце второй трети веков отмечаются экономическим и культурным расцветом общества. В соответствии с околовековыми и многолетними геодинамическими циклами изменяются психика поколений, характер и форма научной, художественной, производственной деятельности. Космофизические и геофизические вариации сказываются в массовой модификации генотипов и изменении психоэмоциональной возбудимости и физиологической активности человека. Такое возбуждение общества на рубеже веков при синхронном ухудшении экологических условий и росте социально-экономических противоречий и социально-психологического стресса создает революционные и военные ситуации.

Разнопорядковая цикличность глобальных вариаций физических полей генотипически предопределяет психическую расслоенность общества, а региональные различия геофизических полей формируют этнические особенности психики. Генетическая и психическая целостность этносов усиливается биодинамическими полями, которые свойственны в разной мере всему живому и резонансно взаимодействуют с образованием социополей, отражающих энергетику общества. Индивидуальные биополя индуцируются внешними физическими полями и за счет повышенной чувствительности нервной системы особенно выражены у выдающихся личностей, рождающихся в критические годы, месяцы, дни геодинамических циклов. Такие люди составляют высший общественный слой — интеллигенцию, которая является организующей силой общества.

Масштаб региональной экстремальности вариаций космофизических и геофизических полей при зарождении этносов формирует уровень их биопотенциала и продолжительность их жизненных циклов. Многовековые фазы жизненных циклов этносов разделяются критическими эпохами, критичность которых резко повышается при региональной, а еще более при глобальной геодинамической активизации. Многовековые геодинамические циклы составляют результирующие фазы 2000-летнего солнечного и 1850-летнего лунного циклов и соответствуют неравномерному ходу развития человечества. Многоуровневая сопоставимость социальных процессов с циклическими вариациями космофизических и геофизических полей свидетельствует о физической природе движущих сил общественного развития. Физические факторы развития преобразуются в социофизические и биофизические (психологические) и стимулируют социальные факторы, т.е. классовую и национальную экономическую и политическую борьбу, которая в принципе направлена на преодоление растущих региональных и глобальных экологических противоречий.

Глобальные вариации космофизических и геофизических полей, переходящие в региональные и местные, происходят также с окологодовыми, околосезонными, околосуточными и более дробными циклами. Они контролируют аналогичные биодинамические ритмы человека, сочетание которых обеспечивает цикличность ведущих биохимических, физиологических, психических процессов. Совмещение критических точек разнопорядковых физических циклов обуславливает резкие синхронные изменения в организмах людей, выражаемые уже в динамике общественной жизни.

Интерференция 12-, 19-, 28-летнего солнечно-лунно-земных физических циклов формирует типовую стадийность и ритмичность развития человека, причем синхронизация этих циклов в 95 лет ограничивает видовую продолжительность жизни. Характер и экстремальность физических полей во время зачатия и рождения предопределяет психологический тип и сте-

пень неординарности человека, а резонансное совмещение критических точек его жизненного цикла с критическими точками текущих физических циклов способствует как физиологической, социальной, творческой активизации, так и заболеваемости и смерти.

Подобным механизмом управляются землетрясения, которые вместе с погодными инверсиями служат земным посредником в космофизической и геофизической стимуляции биологических и социальных процессов. Таким образом, человек, как и все живое, является чуткой биофизической системой, настроенной на акустические, электромагнитные, гравитационные колебания своей планеты, пульсирующей уже с ритмом Солнца и Галактики. Функциональное сродство человека с Землей и Солнечной системой ограничивает антропосферу.

Взаимосвязь развития космических, геологических, биологических, социальных и личностных систем показывает, что ни одна система не может существовать за счет внутренних сил. Земные процессы опосредуют космофизические и формируют нисходящий ряд более сложных природных систем, соединенных обратными связями и внешне все более самостоятельными. Космофизические системы взаимодействуют с помощью гравитационных и электромагнитных полей, волновая (ритмическая) структура которых выражается в симметрии и подобии разнопорядковых природных тел. Эти поля служат потенциальной и кинетической составляющими частного гединамического и фундаментального космодинамического информационно-энергетических полей, частично и в полной мере представляющих сущность материи (праматерии). Ее формой является вещество, а содержанием (духом) — ритмика. Пространство — время — движение отвечают взаимосвязанным свойствам материи, реализующим ее триединые начала и создающим природную организацию, которая есть способ существования материи. Триединый подход разрешает противоречия между материалистической и идеалистической трактовками основного вопроса философии.

Природа развивается путем последовательного образования материальных систем из более простых по принципу физического сродства. Первичный хаос упорядочивался за счет взаимодействий элементарных физических частиц материи, которые, складываясь и резонансно усиливаясь, привели к формированию и взаимодействию тел, т.е. к возникновению физических полей высшего ранга. Физические поля и стали регулировать развитие нисходящей ранжированной последовательности природных систем путем подчинения своей ритмике. Лавинообразное усложнение организации вещества, с повышением асимметрии и неоднородности его структуры, подготовило качественный скачок в развитии вещества — образование организменных систем. Они уже обладали способностью к многоплановой — функциональной — реакции на физические воздействия, составляющей таким образом сущность жизни.

Руководящая роль физического резонанса на всех уровнях организации материи показывает, что принцип резонанса есть тонкий и универсальный инструмент природы. Он реализует самые слабые физические взаимодействия, обеспечивая тем самым органическую связь разноуровневых подсистем природы и ее гармоническое направленное развитие. Круговорот спиралевидных циклов синхронизации и десинхронизации природных процессов — созидания и разрушения Вселенной — служит вечным двигателем природы, который опирается на закон сохранения и превращения энергии.

Информационная сущность ритмики космофизических и геофизических полей предполагает биофизический механизм познания (отражения) мира человеком. Его главный орган чувств — нервная система — совместно с резонаторными подсистемами организма воспринимает волновые физические воздействия по типу антенного колебательного контура и перерабатывает их головным мозгом в мысленные образы и абстрактные категории, моделирующие окружающий мир. Возрастные, половые и национальные различия в биофизической структуре человека обуславливают особенности в отражении мира. Вместе с тем общая гармоничность фигуры человека, как и конституции всего живого, гарантирует неискаженное восприятие ве-

дущих ритмов природы. Такое биофизическое восприятие мира, отвечающее за подсознательную (вернее надсознательную) психическую деятельность человека, может быть высшей формой чувствования и составляет прообраз сознательного восприятия.

Циклически повторяющиеся экстремальные вариации физических полей обеспечивают интуитивное познание мира и формирование идей, становящихся духовной силой развития общества. Тем самым стимулируются перевороты в религии, искусстве, науке, которые подготавливают социальные революции. Степень резонансной подстроенности и чувствительности нервной системы к природным полям обуславливает познавательную способность человека. Она определяется как значимостью генотипов родителей и степенью биофизического сродства между ними — любви, так и физической аномальностью времени и места его зачатия и рождения. Познавательная способность реализуется главным образом правым полушарием головного мозга, тогда как левое полушарие более специализировано на логической формализации знания. Накопление и обобщение информации об окружающем мире при антропогенезе способствовало увеличению объема и усложнению структуры мозга, ставшего в значительной мере наследуемым хранилищем знания.

Нервная система служит не только приемником космофизических и геофизических полей, но также генератором и передатчиком биодинамического поля, которое, видимо, является душой человека и несет личностную информацию. Ее восприятие возможно при резонансно настроенной (родственной) организации принимающей нервной системы и облегчается при повышенной мощности биополя. Переход приматов к прямохождению расширил диапазон воспринимаемой ими коротковолновой информации, что стало качественным скачком в развитии познавательной способности и одухотворенности человека. Совокупность индивидуальных биополей, как закрепощенных, так и освобожденных от телесной оболочки, образовала ноосферу Земли, представляющую биополе планеты и определяющую геодинамическое поле. Ноосфера усложняется за счет последовательной концентрации индивидуальных биополей, циклически развивающихся (совершенствующихся) при перерождениях до слияния с космодинамическим полем и существующих вместе со своей производной — мыслью.

Ведущая подсознательная форма познания мира показывает посредническую роль личности в получении нового знания. Наиболее объективные суждения возникают при целостном чувственном восприятии мира, формализуемом посредством логики. Такое двуединство способов познания говорит о родственности религии, искусства, науки, использующих только разные формы отображения единой реальности и совместно создающих синтетический способ познания — интеллектуальный, который опирается на научную веру.

Космодинамическая модель развития Земли и человека объединяет практически все крупные и часто взаимоисключающие теории и концепции общими системными механизмами развития и обеспечивает прогноз геологических, биологических, социальных и личностных процессов. Геосистемный подход возрождает древнюю науку всеобщих связей, потребность в современном варианте которой демонстрируется нарастающим кризисом дифференцированной науки. Философской основой новой объединяющей науки — общей космодинамики Земли — может стать геодialeктика. Она является логическим следствием синтеза наук о Земле и человеке, т.е. о макром мире — геокосмосе, опирающегося на науки о космосе и веществе, т.е. о мегамире и микромире — макрокосмосе и микрокосмосе. Системная целостность определяет программный характер геодialeктики, которая будучи физически опредмеченной диалектикой, формирует общие принципы экологии человека и направляет развитие отраслевых наук на базе глубинных межсистемных закономерностей. Такая направленность познания должна привести к всеобщей теории развития мира и синтетическому геокосмическому мировоззрению, исходящему из убежденности в физической одухотворенности Природы и отводящему человеку подобающее ему место.

1. Голубев В.М. Геодинамические и космофизические предпосылки образования и глобального распределения нефтегазовых скоплений // Сов. геология. — 1989. — № 10. — С. 16—23.
2. Голубев В.М. Основы общей космодинамики геосферы и биосферы // Отечественная геология. — 1992. — № 9. — С. 79—84.
3. Golubev V.M. On the fundamentals of the Earth's evolutionary theory (geosphere, biosphere) // 29 International Geological Congress. Abstracts. V. 1. — Kyoto, Japan, 1992. — p. 47,67.
4. Golubev V.M. Mechanisms of global extinctions and biological evolution // International Symposium Carboniferous to Jurassic Pangea. Abstracts. — Calgary, Canada, 1993. — P. 116.

УДК 552.30

Ю.А. Мартынов

К ПРОБЛЕМЕ ХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД — СИСТЕМАТИКА ПО ГЛИНОЗЕМУ

Рассматривается возможность использования величины минералогической глиноземистости в качестве классификационного признака базальтовых лав и анализируется построенная на этом принципе дискриминационная диаграмма (Fe + Mg)—Ca—(Al—Na—K). По используемым критериям выделяются две крупные группы базальтовых пород — мантийная и субдукционная, происхождение которых связано с плавлением различных по составу магматических субстратов.

К настоящему времени опубликовано множество схем химических классификаций магматических пород (в том числе и на основе сложных математических выкладок), но ни одна из них не получила всеобщего одобрения. Последнее объясняется, главным образом, тем, что в основу этих классификаций чаще всего положены формальные признаки, слабо отражающие генетические особенности классифицируемых объектов и, как следствие, их геохимические и изотопные характеристики. Вызывает, например, удивление широкое использование щелочей в качестве петрохимических дискриминантов. Согласно экспериментальным данным [21], эти элементы высокоомобильны в присутствии магматического флюида, и их содержание в породах по крайней мере не всегда отражает состав первичного расплава. В этой связи не удивительно, что на Камчатке по соотношению натрия и калия выделяются семь магматических серий (низкокалиевая, высококалиевая, шошонит-латитовая и др.), в то время как по геохимическим признакам — только две (островодужная и внутриплитная) [1]. Вариация железистости, другого важного петрохимического показателя, несомненно, связана с флюидным режимом формирования магматических серий, но как и содержание щелочей, в меньшей степени зависит от состава первичного расплава. Например, толеитовые базальты островных дуг и срединно-океанических хребтов близки между собой по содержанию щелочей и железистости, но на порядок отличаются концентрациями когерентных микроэлементов (Ni, Co, V), что противоречит возможности их образования в результате дифференциации одной исходной магмы.

При выделении генетических типов магматических пород более информативны микроэлементы (особенно редкоземельные) и изотопные соотношения. К сожалению, из-за высокой стоимости анализа, банк данных по содержанию этих элементов в магматитах по крайней мере на порядок меньше такового для петрогенных окислов. Поэтому при разработке универсальной генетической классификации все-таки лучше брать за основу петрохимические критерии, но они, в отличие от существующих, должны адекватно отражать главные геохимические особенности магматических образований. Ниже этот вопрос рассмотрен на примере базальтов.

Согласно существующим представлениям, близиквидусные силикатные жидкости представляют собой полиэлектролиты с квазикристаллическим

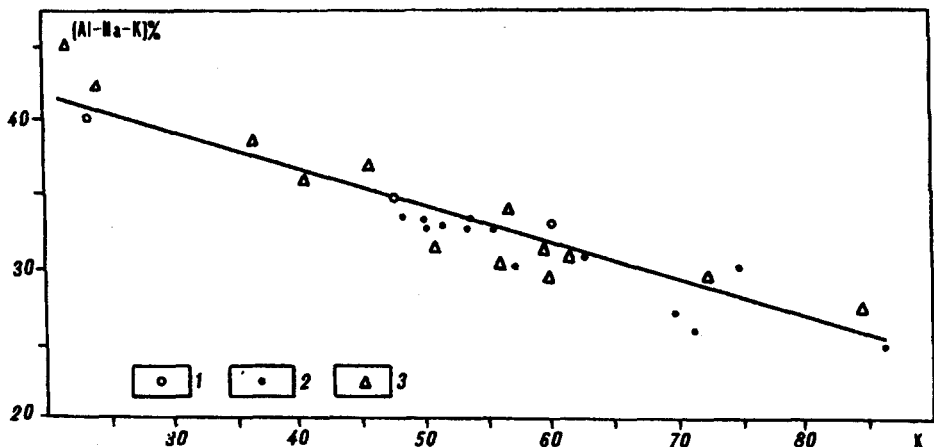


Рис. 1. Корреляция величины коэффициента деполимеризации расплава (K) и минералогической глиноземистости ($Al-Na-K$).

1, 2 — высокоглиноземистые (1) и толеитовые (2) базальты Восточного Сихота-Алиня, по данным автора; 3 — высокоглиноземистые базальты Алеутской островной дуги [8,11] и Каскадных гор США [24].

строением и сложной гетерогенной структурой. Основу их составляют кремне(алюмо)кислородные полианионы, полимеризованные в зависимости от количества сеткообразующих катионов (Si^{4+} , Al^{3+} , P^{5+} , Fe^{3+}), а также от количества и природы катионов модификаторов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}). Соотношения этих двух групп элементов определяют структуру расплава и, следовательно, способность концентрировать те или иные элементы-примеси.

Наиболее чувствительным структурно-химическим параметром расплава считается степень деполимеризации [8]:

$$K = O^- / O^0 = \frac{2(O - 2H)}{H}, \quad (1)$$

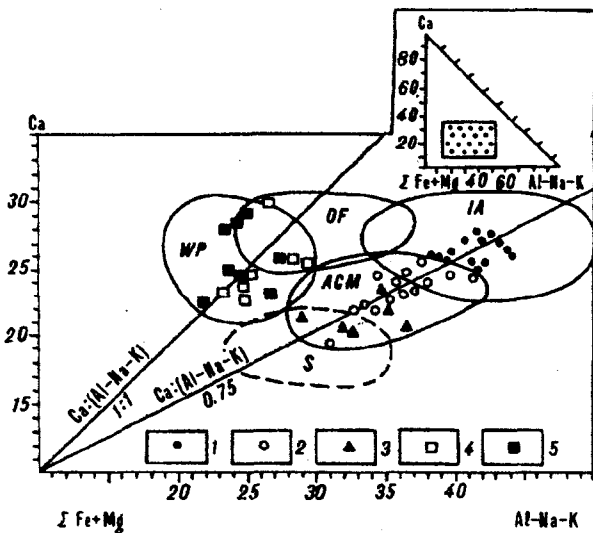
где O^0 и O^- — мостиковый и не мостиковый ионы кислорода, H — суммарное количество грамм-ионов сеткообразователей, O — суммарное число грамм-ионов кислорода в расплаве. К сожалению, для классификационных целей использовать эту величину неудобно из-за сложности расчета и недостаточной графической наглядности. Для пород с близким содержанием SiO_2 , например базальтов, лучше взять за основу предложенный С.А. Коренбаумом [4] коэффициент минералогической глиноземистости:

$$al^m = Al/R^+ + 0,5R^{2+}, \quad (2)$$

где $R^+ = Na + K$, а $R^{2+} = Ca + Mg + Fe$. Его значение как структурного параметра расплава подтверждают отчетливая корреляция с коэффициентом K уравнения (1) (рис. 1) и зависимость от этой величины ассоциаций порообразующих минералов эффузивных пород, например, появление биотита [4] и ортопироксена [5]. Графическим выражением минералогической глиноземистости может служить диаграмма $(Fe + Mg) - Ca - (Al - Na - K)$ (рис. 2). Прежде, чем переходить к ее анализу, необходимо отметить, что фракционирование большинства порообразующих минералов основных эффузивов (за исключением клинопироксена и глиноземистой шпинели), а также вариации общего давления в зонах генерации магм не должны оказывать существенное влияние на величину $Ca / (Al - Na - K)$ отношения (рис. 3, врезка). Следовательно, в генетически родственных магматических сериях оно должно оставаться постоянным, отражая в первом приближении состав магмогенерирующего субстрата.

Базальты различных геохимических типов (океанические, внутриплитные, островодужные, активных континентальных окраин) формируют на диаграмме самостоятельные поля, причем, что очень важно, вне зави-

Рис. 2. Диаграмма (Fe + Mg) — Ca — (Al — Na — K) для базальтовых пород различных формационных типов.



1-3 — высокоглиноземистые базальты Алеутской островной дуги (1) [11], Охотско-Чукотского (2) [9] и Восточно-Сихотэ-Алинского (3) вулканических поясов; 4, 5 — толеитовые (4) и щелочные (5) базальты вулкана Халеакала, Гавайи [12]. Полями на диаграмме околнурены внутриплитные (WP), океанические (OF) и островодужные (IA) эффузивы, а также базальты активных континентальных окраин (ACM), S — поле базальтов совганского комплекса Восточного Сихотэ-Алиня. При построении диаграммы использовались данные: по Камчатке автора и [12,10]; Алеутской островной дуге [11,19]; Японии [20,22]; Ново-Гейбридским островам [14,18], Восточному Сихотэ-Алиню автора; Охотско-Чукотскому вулканическому поясу [9]; Каскадным горам США [24]; Южно-Американским Андам [13, 17]; рифтовым структурам Африки и Тихого океана [3]; Гавайским островам [12,15] и др.

симости от степени дифференциации и щелочности.

Последнее хорошо видно на примере щелочных, субщелочных и толеитовых магм вулкана Халеакала, Гавайи (см. рис. 2), фигуративные точки которых располагаются в пределах единого поля внутриплитных эффузивов.

В расположении полей базальтов различных структурных обстановок наблюдается ряд закономерностей. Фигуративные точки океанических и внутриплитных эффузивов группируются вдоль линии постоянного $\text{Ca}/(\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$ отношения, близкого к хондритовому (1 : 1). Такое соотношение типично для большинства ультраосновных магм Земли, включая мантийные ксенолиты (см. рис. 3). Следовательно, происхождение двух геохимических классов базальтовых магм можно связывать с плавлением единого мантийного вещества, а смещение внутриплитных эффузивов в сторону высокого содержания железомagneзиального компонента, видимо, отражает более высокое общее давление в зонах магмогенерации. Последнее вполне согласуется с существующими представлениями и подтверждается многочисленными экспериментальными данными.

Поля высокоглиноземистых базальтов островных дуг и активных континентальных окраин, происхождение которых в той или иной степени связано с активностью зон субдукции, также располагаются на диаграмме вблизи линии постоянного $\text{Ca}/(\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$ отношения, но его величина (0,75) заметно ниже, чем в рассмотренных выше типично мантийных образованиях. Сходными значениями этой величины характеризуются некоторые типы глубинных ксенолитов, связанных с кимберлитами, но вряд ли эти породы можно рассматривать в качестве магмогенерирующего субстрата для лав, глубина образования которых, согласно геофизическим данным, не превышает 100—150 км. Относительно высокая глиноземистость субдукционных базальтов, видимо, является следствием значительной переработки их родоначального магмогенерирующего субстрата перед началом его плавления. Заметное уменьшение величины $\text{Ca}/(\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$ отношения, например, должно происходить при метасоматозе (см. рис. 3, врезка), поскольку подвижность кальция, калия и натрия — элементов-модификаторов, в этом случае значительно выше, чем глинозема — элемента сеткообразователя.

Важная роль метасоматоза в происхождении субдукционных базальтов подчеркивалась многими авторами [21], и наши данные, таким образом, лишь подтверждают существующее представление. Относительно высокое содержание железомagneзиального компонента в базальтах активных континентальных окраин может свидетельствовать о более высоком давлении в

* Последнее особенно хорошо видно на примере базальтов одной структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса, Алеут (см. рис. 2).

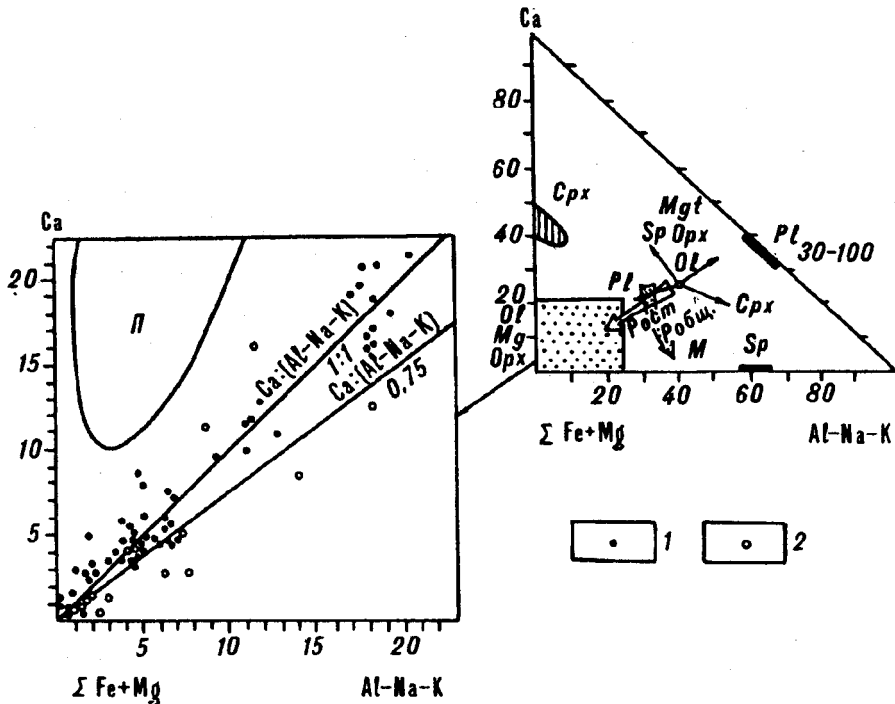


Рис. 3. Диаграмма (Fe + Mg)—Ca—(Al—Na—K) для различных типов ультраосновных пород Земли (1) и глубинных ксенолитов, связанных с кимберлитами (2). П — поле пироксенов. На врезке показаны направления изменения составов базальтовых жидкостей при фракционировании главных породообразующих минералов (Ol — оливин, Mgt — магнетит, Opx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Sp — глиноземистая шпинель), увеличения общего давления в зонах генерации (P) и влияния метасоматических процессов (M) по экспериментальным данным [14, 16, 20, 23, 25].

зонах их магмогенерации, что не противоречит ряду других косвенных данных, например, характеру распределения микроэлементов [6].

Способность предлагаемой классификационной схемы адекватно отражать геохимические характеристики основных эффузивов хорошо иллюстрируют данные по плиоцен-плейстоценовым базальтам Восточного Сихотэ-Алиня (совгаванский комплекс). По геологическим характеристикам и особенностям составов эти породы очень близки к базальтам континентальных рифтов [7], но отличаются от последних более низкой величиной $Ca/(Al-Na-K)$ отношения. На диаграмме (Fe + Mg)—Ca—(Al—Na—K) они формируют самостоятельное поле, положение которого позволяет предполагать: а) более глубокие условия их генерации по сравнению с высокоглиноземистыми базальтами Восточного Сихотэ-Алиня; б) существенную роль субдукционного компонента в их происхождении. Последнее подтверждается геохимическими данными. В базальтах совгаванского комплекса, например, отчетливо проявлены положительная K, Rb, Sr, Ba, а в некоторых случаях и слабвыраженная Nb—Ta аномалии (рис. 4), что считается типичным для субдукционных эффузивов [21]: Сходный геохимический тип пород описан среди четвертичных платобазальтов юго-запада Японии [20], хотя островодущие признаки в них проявлены гораздо слабее.

Предложенная дискриминантная диаграмма, хотя и далека от совершенства, имеет и ряд положительных моментов. Прежде всего, она базируется на ясных теоретических посылах и не требует сложных пересчетов. Кроме того, достаточно надежна в выделении существующих геохимических типов основных магматических пород.

К недостаткам классификационной диаграммы следует отнести иногда значительное перекрытие полей базальтов различных геохимических типов.

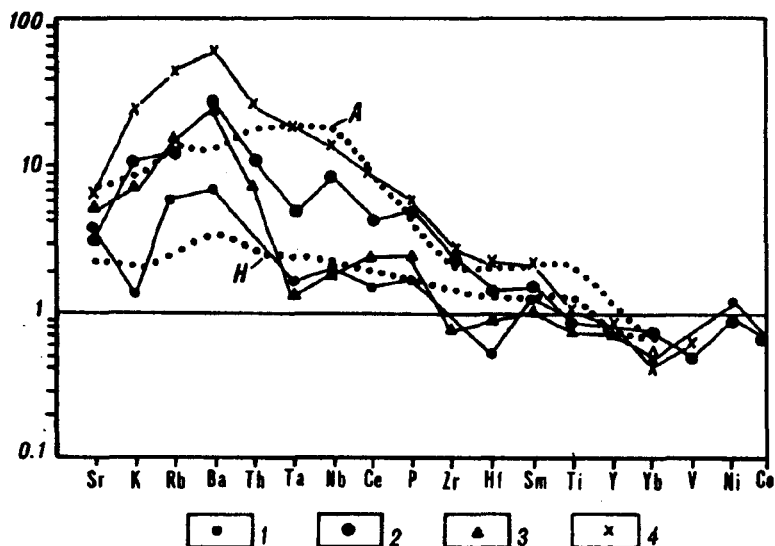


Рис. 4. Распределение микроэлементов в базальтоидах совгаванского комплекса Сихотэ-Алиня, нормализованное к среднему океаническому базальту по данным автора [7].

1 — низкокальциевые толеиты; 2, 3 — субщелочные базальты; 4 — щелочные базальты. *H* — толеитовые базальты Гавайских островов, *A* — щелочные базальты Антарктиды по [21].

Но следует заметить, что это относится только к породам близкого генезиса. Субдукционные и мантийные классы пород различаются между собой достаточно отчетливо.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вольнец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н.* Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических метаморфических пород Камчатки. — Новосибирск, 1990. — С. 73—114. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 390).
2. *Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки.* — М.: Наука, 1972.
3. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. — М.: Недра, 1987.
4. *Коренбаум С.А.* Типоморфизм слюд магматических пород. — М.: Наука, 1987.
5. *Мартынов Ю.А.* Концентрационные факторы, определяющие появление низкокальциевых пироксенов в толеитовых базальтах // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 5. — С. 104—109.
6. *Мартынов Ю.А.* Окраинно-континентальные известково-щелочные базальты — особый геохимический тип (на примере Восточного Сихотэ-Алиня). — Владивосток, 1990.
7. *Мартынов Ю.А., Левашов Г.Б.* Геохимические критерии рифтогенной природы плиоцен-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 303, № 2. — С. 472—476.
8. *Персигов Э.С.* Вязкость магматических расплавов. — М.: Наука, 1984.
9. *Палин В.Ф.* Петрология контрастной серии Амгуэмэ-Канчаланского вулканического поля Чукотки. — Владивосток, 1990.
10. *Селянгин О.Б.* Петрогенез базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. — М.: Наука, 1987.
11. *Brophy J.B.* The Gold Bay volcanic center, Aleutian volcanic arc. I. Implications for the origin of high-alumina arc basalt // Contrib. Mineral. Petrol. — 1986. — V. 93, N 2. — P. 368—380.
12. *Chen C.Y., Frey F.F., Garcia M.O.* Evolution of alkalic lavas at Haleokala volcano, east Maui, Hawaii. Major trace element and isotopic constraints // Contrib. Mineral. Petrol. — 1990. — V. 105. — P. 197—218.
13. *Deruelle B.* Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes // J. Volcan. Geotherm. Res. — 1982. — V. 14. — P. 77—124.
14. *Dupuy C., Dostal J., Marcelot G. et al.* Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1982. — V. 60. — P. 207—228.
15. *Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O. et al.* Evolution and Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenetic and geochemical constraints on post shield volcanism // J. Geophys. Res. — 1990. — V. 95, N B2. — P. 1271—1300.
16. *Jagues A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0—15 kb pressure and the genesis of tholeiite basalts // Contrib. Miner. Petrol. — 1980. — V. 73. — P. 287—310.
17. *Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M.* Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile, high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis // Ibid. — 1977. — V. 63. — P. 199—228.

18. *Marcelot G., Maury R.C., Lafeure C.* Mineralogy of Erromando lavas (New Hebrides): evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts // *Lithos.* — 1983. — N 2. — P. 135—150.
19. *Myers S.J., Marsh B.D.* Geology and petrogenesis of the Edgecumbe volcanic field, SE Alaska: The interaction of basalt and sialic crust // *Contrib. Miner. Petrol.* — 1981. — V. 77. — P. 272—287.
20. *Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M.T.* Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China // *J. Geophys. Res.* — 1989. — V. 94, N B4. — P. 4634—4654.
21. *Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Hawkesworth C.J., Norry N.J. (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths.* — Shiva publishers, Nantwich, 1983. — P. 230—248.
22. *Sakuyma M., Nesbitt R.W.* Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the north-east Japan Sea // *J. Volcan. Geotherm. Res.* — 1984. — V. 29. — P. 413—450.
23. *Seyfried W.E., Mottl M.J., Bischoff J.L.* Sea water/basalt ratio: effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the oceanic floor // *Nature.* — 1978. — V. 275, N 5677. — P. 211—213.
24. *Smith A.L., Carmichael J.S.E.* Quaternary lavas from the Southern Cascades, Western USA // *Contrib. Miner. Petrol.* — 1968. — V. 19. — P. 213—238.
25. *Takahashi E., Kushiro I.* Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *Amer. Miner.* — 1983. — V. 68. — P. 859—879.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
11 октября 1993 г.

УДК 553.061.14

П.В. Ивашов

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Изложены результаты проведения экспериментального моделирования химического выветривания (растворения) брусита и касситерита в лабораторных условиях под влиянием воды, низкомолекулярных органических кислот (щавелевая и лимонная) и серной кислоты с заданными концентрациями, приближенными к природным условиям. Оказалось, что все четыре реагента успешно растворяют брусит и касситерит, исходное вещество которых было в виде минеральных фракций размером меньше 0,25 мм. По степени усиления растворяющего действия реагенты располагаются в следующие ряды: серная кислота—вода—щавелевая кислота—лимонная кислота для брусита, вода—щавелевая кислота—лимонная кислота—серная кислота для касситерита.

Проведение экспериментального моделирования растворения минералов водой и различными природными реагентами имеет большое значение для установления особенностей миграции и накопления тех или иных химических элементов (металлов) в тонкодисперсных продуктах гипергенеза. Моделирование в лабораторных условиях статического химического выветривания (растворения) минералов дает возможность оценить агрессивность того или иного природного (как органического, так и неорганического) реагента к минералам и как следствие — определить скорость образования вторичных продуктов в виде конечных минеральных соединений путем трансформации первичного минерального вещества. Сопоставление вещественного состава полученных в лабораторных условиях конечных продуктов выветривания с природными аналогами в какой-то степени дает возможность ответить на вопрос о механизме химического выветривания и установить общие закономерности преобразования первичного минерального вещества (пород и минералов) в зоне гипергенеза.

Совместное проведение этих исследований, т.е. параллельное изучение продуктов гипергенеза как натуральных, так и искусственно полученных в лабораторных условиях в результате модельных опытов представляет большой интерес применительно к территории Дальнего Востока, исходя, с одной стороны, из специфических природных условий этого региона, обусловлен-

ных муссонным климатом, а с другой — из наличия здесь уникальных минеральных соединений, имеющих исключительно важное значение для народного хозяйства России.

Из всего многообразия минеральных ресурсов Дальнего Востока наиболее характерными и профилирующими для Тихоокеанского рудного пояса являются брусит и касситерит (оловянный камень). Залежи брусита в виде мощных массивов находятся на Малом Хингане, а группа крупных месторождений касситерита сосредоточена в Комсомольском рудном районе [2,3]. Образцы брусита из массивов Малого Хингана и касситерита одного из оловорудных месторождений Комсомольского района и послужили объектами для постановки эксперимента по статическому химическому выветриванию их в лабораторных условиях. Выбор этих природных минеральных соединений для проведения модельного опыта определяется не только их уникальностью в условиях Дальнего Востока. Эти два минерала с точки зрения поведения их в зоне гипергенеза почти диаметрально противоположны вследствие их различной устойчивости к агентам химического выветривания.

Известно, что касситерит (SnO_2) с его изометрической каркасной структурой кристаллической решетки, геохимическим составом, плотнейшей упаковкой атомов в кристалле, высокой твердостью (6—7 по шкале Мооса), значительной удельной массоплотностью порядка 6,8—7,1 и другими физико-химическими и кристаллохимическими параметрами является одним из самых устойчивых минералов в зоне гипергенеза [1, 5—8, 12—14].

А брусит ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) — природное соединение гидроксида магния, плотный, кристаллографически четко оформленный минерал слоистой структуры, с низкой твердостью (2 по шкале Мооса) и небольшой удельной массоплотностью порядка 2,39 относительно легко выветривается в зоне гипергенеза [3, 10]. Поэтому проведение экспериментального моделирования процесса химического выветривания (растворения) этих минералов одними и теми же природными реагентами (слабыми электролитами) в лабораторных условиях представляет большой научный интерес и имеет методическое значение, особенно в связи с решением задач прикладной геохимии и почвоведения.

Методика эксперимента. Главной целью постановки модельного опыта по статическому выветриванию брусита и касситерита было установление степени агрессивности различных химических растворов по степени разложения этих минералов. Такими растворами были выбраны наиболее распространенные в природе соединения — вода дистиллированная (H_2O), серная кислота (H_2SO_4), а также низкомолекулярные органические кислоты — щавелевая ($\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$) и лимонная ($\text{H}_8\text{C}_6\text{O}_7$), являющиеся, как известно, составной частью почвенного гумуса и почвенных растворов [9].

Выбранные в качестве химических растворителей брусита и касситерита реагенты до постановки опыта имели определенную заданную нормальность раствора (0,05 н.), кроме воды, которая характеризовалась как нейтральная или близкая к ней среда. Исходным веществом были порошки брусита и касситерита массой 1 г (с размером зерен меньше 0,25 мм), т.е. фракции, пропущенные через сито с диаметром ячеек 0,25 мм. Эти порошки заливались тем или иным раствором в колбах емкостью 250 мл с притертой пробкой. Два раза в рабочий день все восемь колб взбалтывались по 5 мин для усиления процесса взаимодействия минералов с реагентами. Критериями степени агрессивности раствора по отношению к бруситу и касситериту было изменение кислотности среды, фиксируемое по данным измерения величин pH, а также общее количество исходного вещества, растворенного и вынесенного в фильтрат.

Необходимо было установить: за какой период времени наступит устойчивое равновесие твердой и жидкой фаз в каждом из восьми вариантов эксперимента и при каких значениях pH? В задачу опыта не входило систематическое измерение величины pH через определенное заданное время с той или иной периодичностью. В связи с этим измерение величин pH

Динамика изменения рН фильтратов в зависимости от продолжительности эксперимента и химического состава реагента при растворении брусита

Реагент	рН растворов до начала опытов	Интервалы определения рН фильтратов, сут									
		309	581	590	611	638	642	994	1220	1221	1227
H ₂ O	6,0	6,2	7,0	7,0	6,5	7,0	7,0	7,3	7,3	7,5	8,0
H ₂ C ₂ O ₄	1,5	7,0	7,2	7,3	7,3	7,9	7,9	7,9	7,9	8,0	8,0
H ₈ C ₆ O ₇	2,0	6,5	7,0	7,2	7,2	7,5	7,5	7,8	8,0	8,0	8,0
H ₂ SO ₄	1,5	7,0	7,2	7,3	7,3	7,5	7,5	7,8	7,8	8,0	8,0

было в опытах эпизодическое по мере ожидаемого равновесия. Надобность в систематическом измерении величин рН в экспериментах отпала еще и потому, что, зная исходное значение рН до опыта и рН устойчивого равновесия, методом интерполяции всегда можно рассчитать любую заданную периодичность динамики изменения рН в зависимости от длительности проведения опыта. Естественно, это можно делать при допущении, что процесс растворения, а следовательно и изменения величин рН, идет равномерно при указанных размерах частиц исходного субстрата.

Судя по предварительным исследованиям физико-химических свойств естественных продуктов гипергенеза (мелкозема) брусита, в частности нижних горизонтов почв и коры выветривания, устойчивое квазиравновесное состояние в природных условиях наступает при значениях рН = 8 [3]. Поэтому необходимо было выяснить: сколько потребуется времени, чтобы установилось равновесие с исходным субстратом (бруситом), исходя из массы навески, объема реагента и начальных значений рН каждого растворителя, до их устойчивых значений, которые могут свидетельствовать о наступившем равновесии той или иной статической системы.

Аналогичный подход был и к статическим системам растворения касситерита, хотя предварительных данных о значениях рН естественных гипергенных аналогов трансформации касситерита (как в случае с бруситом) не было, поскольку в природе вообще отсутствуют мономинеральные касситеритовые массивы, подобные бруситовым массивам. Тем не менее также предполагалось, что на тот или иной период длительности опыта, как и с бруситом, указанные химические реагенты вступят с касситеритом в устойчивое равновесие при определенных значениях рН.

Весь эксперимент проводился в стандартных условиях, т.е. при комнатной температуре и нормальном давлении. Общая продолжительность эксперимента по всем восьми вариантам опытных моделей составила 1227 сут, хотя наступление устойчивого равновесия некоторых из указанных статических систем наступило значительно раньше. Однако окончание эксперимента планировалось после наступления устойчивого равновесия между твердой и жидкими фазами всех восьми вариантов статических систем моделирования.

Особенности химического выветривания брусита. Динамика изменений рН образующихся фильтратов вследствие функционирования статических систем брусит—реагент приведена в табл. 1. Анализ этих данных показывает, что все реагенты, независимо от их начальной кислотности, к концу модельных опытов вступили в устойчивое равновесие с бруситом при рН = 8. Следовательно, несмотря на различный химический состав реагентов, их действие на брусит заканчивается в определенной физико-химической обстановке (статической системе), которая контролируется практически одним показателем — кислотностью среды. В данном случае лабораторный эксперимент подтверждает природное растворение брусита комплексным почвенным раствором, который также вступает в равновесие с исходным веществом при рН = 8.

Динамика изменения рН фильтратов в зависимости от продолжительности опытов изображена графически (рис. 1). Сравнение графиков изменения кислотности фильтратов показывает, что все четыре реагента от-

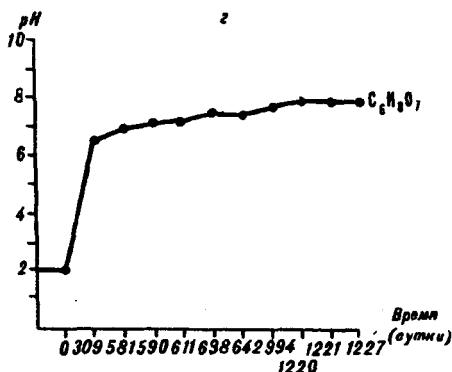
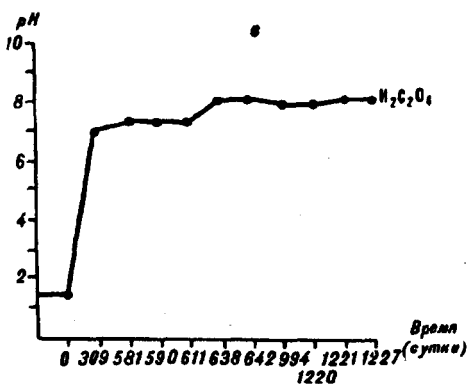
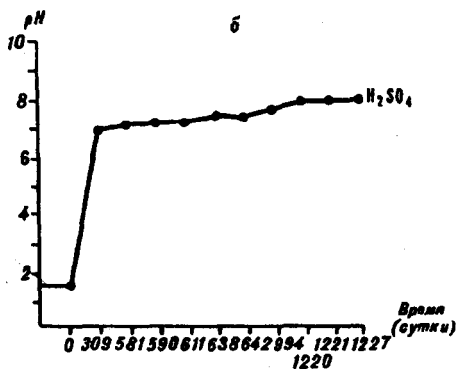
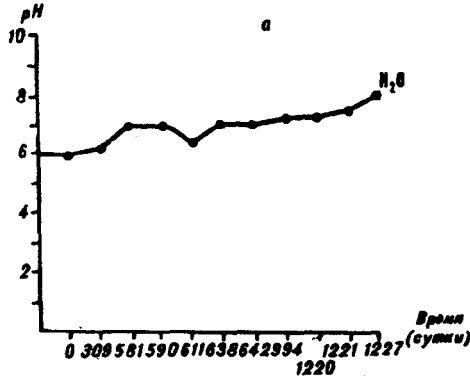
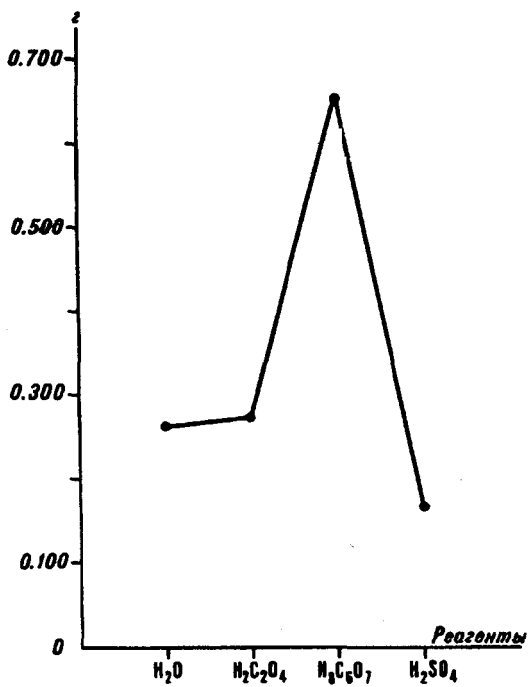


Рис. 1. Диаграмма изменения величин рН фильтратов при растворении брусита.
 а — дистиллированной водой, б — серной, в — щавелевой, з — лимонной кислотами.

носителем быстро и интенсивно вступают в реакцию с бруситом, причем квазиравновесное состояние достигается при $\text{pH} = 7$, т.е. примерно за одну четвертую часть продолжительности эксперимента. Остальные три четверти времени длительности эксперимента затрачены на то, чтобы повысить значение pH до 8, при котором наступило устойчивое равновесие. Следовательно, все четыре реагента, имеющие кислую реакцию среды, весьма агрессивно взаимодействуют с бруситом и относительно быстро доводят реакцию среды до нейтрального значения ($\text{pH} = 7$) за счет выноса в раствор ионов магния. Дальнейший процесс растворения (уже в условиях слабо щелочной среды) идет значительно медленнее и полностью заканчивается при $\text{pH} = 8$. Отсюда можно сделать вывод, что как и в лабораторных условиях, так и в природе относительное равновесие системы брусит—раствор, в том числе и системы брусит—почвенный раствор, наступает при $\text{pH} = 8$. Это дает основание считать, что процесс растворения (химического выветривания) брусита наиболее энергично идет в условиях кислой и частично нейтральной среды, в диапазоне pH от 1 до 8. Этот интервал значений pH и следует брать во внимание при расчетах методом интерполяции с целью выявления зависимостей растворения брусита от времени, кислотности среды, химического состава реагента и образующегося фильтрата, при допущении, что во всех случаях удельная поверхность зерен порошка вещества, т.е. брусита, была одинакова.

При постановке модельного опыта, кроме установления времени наступления устойчивого равновесия, планировалось также выявить степень агрессивности вышеуказанных реагентов на одно и то же количество исходного брусита. Необходимо было ответить на вопрос: какой из четырех реагентов, разных по химическому составу, за период достижения устойчивого равновесия больше всех растворит брусита и переведет тем самым определенное количество исходного вещества в фильтрат? Не случайно реагенты были

Рис. 2. Диаграмма содержания минерального вещества в фильтрате в зависимости от химического состава реагентов при растворении брусита.



выбраны такими, чтобы можно было выявить диапазон растворения брусита, приближенный к природному процессу химического выветривания. В частности, выбранные реагенты (растворители) составляют основу почвенных растворов: вода, органические и неорганические кислоты заданных низких концентраций. Степень агрессивности того или иного реагента определялась по количеству растворенного брусита, т.е. переводу в фильтрат исходного вещества. Динамика растворения исходного брусита под влиянием выбранных реагентов, исходя из их концентраций, характеризуется следующим количеством этого минерала, перешедшего в раствор (г): под действием воды — 0,2579, щавелевой кислоты — 0,2691, лимонной кислоты — 0,6452, серной кислоты — 0,1588. Анализ полученных материалов показывает, что за время достижения устойчивого равновесия при pH = 8 каждый из выбранных реагентов перевел в раствор различное количество брусита. Наиболее агрессивной в этом смысле оказалась лимонная кислота, под действием которой за время опыта перешло в раствор больше половины исходного брусита, т.е. около 64 %. Наименее агрессивным оказался 0,05 н. раствор серной кислоты, под влиянием которого растворилось лишь около 16 % исходного вещества. Что касается воды, то по растворяющему действию на брусит (около 26 %) она находится на третьем месте (после органических кислот). Следовательно, вода по отношению к бруситу является достаточно агрессивным реагентом (рис. 2). Под ее влиянием этот минерал растворяется вполне энергично и, по всей вероятности, в растворе образуется устойчивое при pH = 8 вторичное минеральное соединение $MgCO_3$ — магнезит, который отмечен в природных аналогах, т.е. в продуктах природного выветривания брусита в условиях Дальнего Востока [11].

Если агрессивность раствора серной кислоты по отношению к бруситу принять за единицу, то растворяющее действие дистиллированной воды будет больше в 1,6 раза, щавелевой кислоты — в 1,7 раза, лимонной кислоты — в 4 раза. На основании этих данных указанные реагенты можно расставить в так называемый ряд агрессивности, т.е. расположить их по степени увеличения растворяющего действия (химического выветривания) на брусит в статических системах: серная кислота — дистиллированная вода — щавелевая кислота — лимонная кислота.

Особенности химического выветривания касситерита. Изучение динамики изменения величины pH фильтратов, образующихся в результате воздействия реагентов на касситерит, показало, что несмотря на отмеченную выше исключительную устойчивость этого минерала по отношению к процессам растворения, он все же выветривается химическим путем. Об этом как раз и свидетельствуют изменения значений pH в результате протекающих химических реакций в статических системах касситерит—реагенты, причем достаточно существенно во всех четырех вариантах модельных опытов (табл. 2). Однако диапазон изменения pH от начала опытов до наступления равновесия в фильтратах незначителен, что еще раз под-

Динамика выветривания рН фильтратов в зависимости от продолжительности эксперимента и химического состава реагентов при растворении касситерита

Реагент	рН растворов до начала опытов	Интервалы определения рН фильтратов, сут									
		309	581	590	611	638	642	994	1220	1221	1227
H ₂ O	6,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
H ₂ C ₂ O ₄	1,5	5,2—5,3	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
H ₈ C ₆ O ₇	2,0	2,0	2,3—2,4	1,7	1,7	2,2	2,5	4,0	4,0	4,0	4,0

черкивает слабое воздействие на касситерит указанных химических соединений, как органических, так и неорганических. Тем не менее, во всех четырех вариантах эксперимента произошло химическое выветривание касситерита, и к концу модельных опытов со всеми реагентами касситерит вступил в устойчивое равновесие, правда, при различных значениях рН (рис. 3). В статических системах вода — касситерит, щавелевая кислота — касситерит равновесие наступило при рН = 5, причем в первую треть длительности эксперимента относительно его общей продолжительности. При этом в случае с водой изменение рН реагента (воды) по сравнению с его начальным значением, т.е. до начала опыта, шло в сторону понижения, а в случае со щавелевой кислотой — в сторону повышения при общей стабильности системы в результате наступления слабо кислой среды (рН = 5).

С лимонной и серной кислотами устойчивое равновесие наступило в первую половину длительности эксперимента, что достаточно четко отражает график изменения рН (см. рис. 3).

Общей особенностью эксперимента по химическому выветриванию касситерита является то, что устойчивое равновесие со всеми реагентами наступило в кислой среде, при рН от 1,5 до 5,0.

Изучение степени агрессивности указанных реагентов к касситериту показало, что чем раньше наступает устойчивое равновесие, тем слабее реагент с точки зрения его влияния на химическое выветривание этого минерала. Динамика растворения исходного количества касситерита под влиянием реагентов следующая (г): под действием воды растворилось 0,0043, щавелевой кислоты — 0,0084, лимонной кислоты — 0,0313, серной кислоты — 0,0695. Как видно из этих данных, наиболее слабо растворяет касситерит дистиллированная вода, поэтому не случайно, что этот реагент вступил в устойчивое равновесие с касситеритом в начале эксперимента относительно его общей продолжительности. Следует, однако, подчеркнуть, что хотя дистиллированная вода является наиболее слабым растворителем, тем не менее, под ее воздействием растворилось и перешло в фильтрат 0,43 % минерального вещества от 1 г навески касситерита. За время продолжительности эксперимента щавелевая кислота растворила 0,84 %, лимонная кислота — 3,13 %, серная кислота — 6,95 % (рис. 4). Если агрессивность воды по отношению к касситериту принимать за единицу, то растворяющее действие щавелевой кислоты будет 1,9, лимонной кислоты — 7,3, серной кислоты — 16,1. Таким образом, ряд агрессивности этих реагентов по отношению к касситериту, т.е. по увеличению химического выветривания под их влиянием, будет иметь вид: дистиллированная вода — щавелевая кислота — лимонная кислота — серная кислота.

Обсуждение результатов. Проведенное экспериментальное моделирование химического выветривания брусита и касситерита показало, что выбранные для модельного опыта дистиллированная вода, щавелевая, лимонная и серная кислоты являются достаточно контрастными реагентами, успешно растворяющими эти минералы. Как и предполагалось, наиболее интенсивно разлагается брусит под влиянием всех четырех реагентов, которые к окончанию эксперимента все вступили в устойчивое равновесие при рН = 8, т.е. в условиях слабо щелочной среды, независимо от начальных

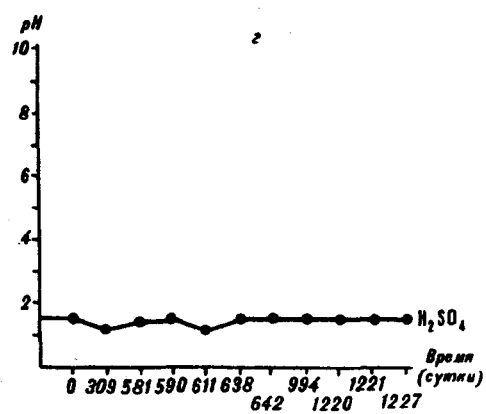
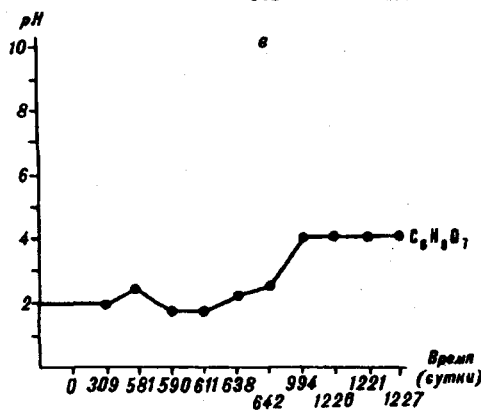
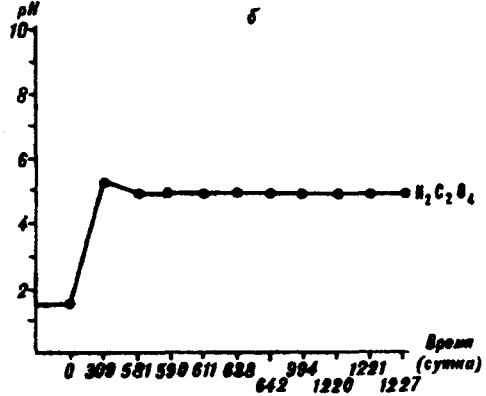
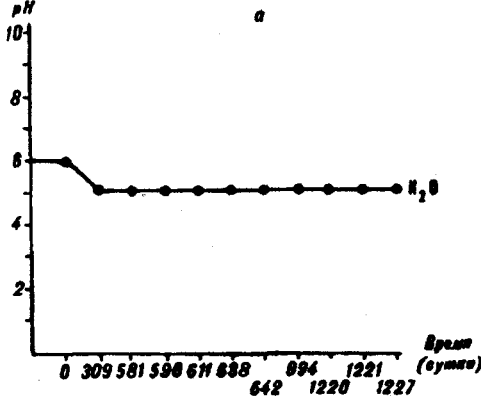


Рис. 3. Диаграмма изменения величин pH фильтратов при растворении касситерита. а — дистиллированной водой, б — щавелевой, в — лимонной, з — серной кислотами.

значений их pH. Равновесие реагентов с касситеритом устанавливается значительно быстрее, и в отличие от брусита оно возникает в условиях кислой среды, особенно в случае с серной кислотой, у которой первоначальное (до опыта) и конечное значение pH оказалось равным 1,5, хотя в середине эксперимента отмечалось его понижение до 1,2—1,3. Все это свидетельствует о том, что структурно-геохимические особенности этих минералов существенно влияют на ход химического выветривания при прочих равных условиях под влиянием одних и тех же реагентов.

Весьма интересно отметить то обстоятельство, что серная кислота по отношению к бруситу является наименее агрессивной по сравнению с другими реагентами, а по отношению к касситериту — это наиболее сильный реагент. Данный факт несколько необычен, и выяснение механизма

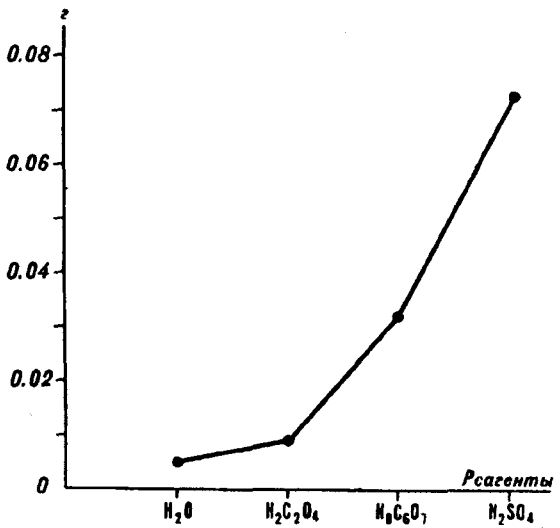


Рис. 4. Диаграмма содержания минерального вещества в фильтрате в зависимости от химического состава реагентов при растворении касситерита:

химического выветривания этих минералов под влиянием серной кислоты не только в лабораторных условиях, но и в целом в зоне гипергенеза представляет собой актуальную задачу.

Существующее мнение, что касситерит наиболее устойчив в зоне гипергенеза и практически не растворяется под влиянием химических реагентов, необходимо уточнить. По этому поводу А.Е. Ферсман писал: "Многочисленные споры в литературе о возможности химической миграции SnO_2 в гипергенной обстановке кончились полным отказом от этих предположений... Мы склонны думать, что в гипергенных процессах эти явления (растворение оловянного камня — П.И.) не имеют места" [13. С. 242]. Проведенное нами экспериментальное моделирование показало, что касситерит растворяется даже под влиянием такого слабого реагента, как дистиллированная вода. Это в свое время отметил С.И. Тугутт [12], но данному фактору не придали значения. Поэтому установленное нами [4] формирование экзогенных ореолов рассеяния олова, в том числе и биогеохимических (под влиянием растений) на участках развития касситеритовой минерализации в условиях Дальнего Востока, является вполне естественным и свидетельствует о природной растворимости касситерита и относительно хорошей миграции олова в зоне гипергенеза.

Однако необходимо подчеркнуть, что по сравнению с бруситом касситерит, конечно, растворяется (химически выветривается) значительно слабее, если судить по количеству минерального вещества, вынесенного в фильтрат из брусита и касситерита под действием одного и того же реагента. Так, количество растворенного и вынесенного в фильтрат брусита по сравнению с касситеритом под влиянием дистиллированной воды больше в 60 раз, шавелевой кислоты — в 31 раз, лимонной кислоты — в 20 раз, серной кислоты — в 2,3 раза. Эти данные свидетельствуют о том, что все четыре реагента растворяют касситерит значительно хуже, чем брусит.

Естественно, что эти сравнительные данные имеют место при ограниченном объеме растворителя (250 мл) и заданном количестве исходного вещества (1 г) в зафиксированное время функционирования замкнутой статической системы. В природных условиях зоны гипергенеза при постоянном подтоке растворителя (грунтовые воды, почвенные растворы, поровые воды и т.д.), т.е. в открытых динамических системах, растворение касситерита и особенно брусита будет происходить, несомненно, еще интенсивнее, учитывая геологическое время протекания гипергенных процессов. Поэтому можно предположить, что мощные толщи бруситовых массивов и крупные оловорудные (касситеритовые) месторождения в зоне гипергенеза Дальнего Востока лишились существования не только за счет механических (денудация, эрозия, абразия и т.д.) экзогенных процессов, но и химических процессов, т.е. в результате растворения и последующей эволюции минерального вещества в гипергенном цикле миграции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубинина В.Н., Поваренных А.С., Касатов Б.К. и др. О гипергенном изменении станнина и касситерита // Геол. журн. — 1970. — Вып. 30, № 4. — С. 3—14.
2. Ивашов П.В. Опыт разработки теоретических основ биогеохимического метода поисков оловорудных месторождений применительно к южной части Дальнего Востока // Биогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Наука, 1971. — С. 79—91.
3. Ивашов П.В. Геохимические особенности формирования современной коры выветривания и почв на бруситовом массиве (Малый Хинган) // Физико-географические и ландшафтно-геохимические исследования в южной части Дальнего Востока. — М.: Наука, 1975. — С. 93—106.
4. Ивашов П.В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений (применительно к территории Дальнего Востока). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.
5. Клипович Ю.Н. Некоторые данные о растворимости олова в природных условиях // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1946. — Ч. 75, № 2. — С. 45—48.
6. Мицкевич Б.Ф. Миграция олова в зоне гипергенеза // Докл. АН УССР. — 1958. — № 2. — С. 213—216.

7. Новороссова Л.Е., Комарова Г.Н. О растворимом олове в рудах Джалиндинского месторождения и растворимости касситерита в кислотах // Геология рудн. месторождений. — 1962. — № 1. — С. 122—125.
8. Остроменцкий Н.М., Косов Б.М., Овчинников Д.И. Оценка месторождений при поисках и разведке. Вып. 2. Олово. — М.: Недра, 1966.
9. Пейве А.В. Биохимия почв. — М.: Сельхозгиз, 1961.
10. Смолин П.П. Карбонатно-дewейлитовый профиль коры выветривания метамagneзиальных пород бруситовых месторождений Хингана // Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1969 год/ИГЕМ. — М., 1970. — С. 179—181.
11. Степанов О.А. Бруситы Дальнего Востока и их генезис // Геология рудн. месторождений. — 1960. — № 4. — С. 49—53.
12. Тугутт С.И. О растворимости касситерита в дистиллированной воде / ВИЭМС. — М., 1932.
13. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 5. — М.: Изд-во АН СССР, 1959.
14. Щербина В.В. Геохимия олова // Геология олова. — М.: Изд-во АН СССР, 1947. — С. 115—118.

*ИВЭП ДВО РАН
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
12 октября 1993 г.*

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 563.14(116.3/118.1)(571.65)

В.Т. Крымсалова

О МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ РАДИОЛЯРИЯХ
ПЕНЖИНСКОГО ПРОГИБА

(Корякское нагорье)

Вопрос о возрасте кривореченской свиты, охарактеризованной гребенкинским флористическим комплексом, долгое время обсуждается в геологической литературе. На основе находок радиоляриевой микрофауны в нижней части верхней подсвиты возраст ее может быть датирован альбом. Радиолярии марковской свиты имеют неудовлетворительную сохранность и не могут использоваться для определения возраста. Несмотря на малочисленность образцов с радиоляриями, находки их имеют принципиальное значение, так как позволяют надеяться, что остатки этой группы микроорганизмов могут быть найдены и в терригенных толщах колымских районов, что очень важно для стратиграфии мезозоя и верхнего палеозоя этого региона.

Пенжинский прогиб является наиболее крупной структурой Корякско-Камчатской складчатой области. Выполняющие этот прогиб отложения мела и палеогена хорошо охарактеризованы палеонтологически. На правобережье р. Анадырь эти отложения выделены в составе кривореченской и марковской свит, которые подразделены на подсвиты [1, 3, 4]. Вопросы возраста и объема этих подразделений решаются неоднозначно. Так, возрастные датировки кривореченской свиты изменяются от апта—альба (определения флоры [6]) до турона [1]. В начале 80-х гг. в районе проводились специализированные стратиграфические работы сотрудниками Северо-Восточного производственного геологического объединения. Были собраны и изучены многочисленные флористические и фаунистические остатки [6]. Весьма разнообразно в этих отложениях представлена также микрофауна. Кроме фораминифер в отдельных образцах (любезно предоставленных нам для изучения Т.В. Туренко) были выявлены и остатки радиолярий.

Ниже приводятся некоторые результаты изучения этих микроорганизмов. Местонахождения образцов с остатками радиолярий отмечены на рисунке. Кривореченская свита развита в северо-западной части Пенжинского прогиба. Она полосой протягивается от верховьев рек Средняя Орловка и Малая Гребенка на юге до рек Луговая и Чинейвеем на севере (см. рисунок). Свита сложена преимущественно континентальными отложениями: конгломератами, гравелитами и песчаниками и подразделена на три подсвиты. Обильные комплексы растительных остатков содержатся в средней подсвите. Впервые они были обнаружены Б.Н. Елисеевым в 1933 г.

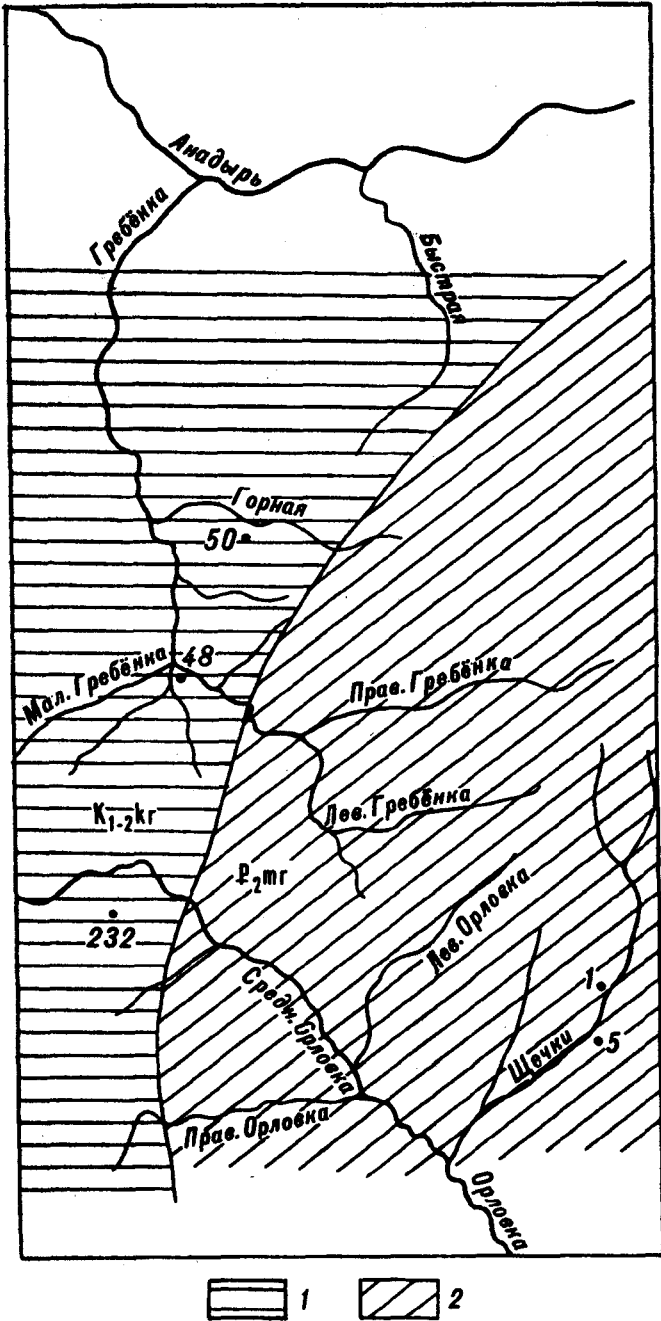
Флористический комплекс кривореченской свиты, названный позднее гребенкинским, является важнейшим позднемеловым репером на Востоке России. Возраст его датируется остатками фауны из верхнекривореченской подсвиты и, как отмечалось выше, варьирует в широких пределах. Радиолярии и фораминиферы найдены в нижней части верхнекривореченской подсвиты. На руч. Пологий (бассейн р. Орловка) в обн. 232 вскрыта пачка песчаников с прослоями алевролитов. В этих отложениях установлены: *Pseudodictyomitra* sp., *Crolanium triquertrum* Pess., *C. cf. triquertrum* Pess., *C. aff. triquertrum* Pess. — обр. 232/2. В обр. 232/3 определены: *Archaeodictyomitra* (?) sp., *A. sp. A*, *A. (?) sp. B*, *Sphaerellaria* gen. indet., *Crolanium cf. triquertrum* Pess., *Xitus cf. spicularius* (Aliev). По таксономическому

Местонахождения ископаемых радиолярий в кривореченской (1) и марковской (2) свитах.

составу эти комплексы наиболее близки радиоляриям буюклинской толщи о. Сахалин, имеющей альбский возраст [5]. Толща имеет терригенный состав. В обр. 232 Г.П. Тереховой [6] определен *Ipoceramus aff tenuis* Mant. Эта форма является промежуточной между типичным европейским видом и северо-восточным вариантом из зоны *Ipoceramus pirroni* cus.

Анализ фауны и многочисленных публикаций о возрасте кривореченской свиты дан в статье Г.П. Тереховой [6]. На основе собственных материалов и данных предшественников она приходит к выводу о том, что время образования слоев кривореченской свиты варьирует в зависимости от возраста перекрывающих морских осадков. Верхняя возрастная граница изменяется от позднего альба до позднего турона. Определение радиолярий свидетельствует об альбском времени образования нижних слоев верхнекривореченской подсвиты, обнажающихся в бассейне верхнего течения р. Средняя Орловка, что не противоречит сделанному выше выводу.

В бассейне р. Горная в обн. 50 вскрыты алевролиты темно-серого цвета с прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников, в которых установлены: *Orbiculiforma* sp., *Amphipyndax* sp., *A. ex gr. stocki* (Camp., Clark) — обр. 50/25. В этих слоях найдены также агглютинирующие фораминиферы, которые не имеют решающего значения для определения возраста. В устье р. Малая Гребенка обнажаются песчаники с алевролитами и аргиллитами, в которых обнаружены радиолярии: *Crolanium* sp. indet., *Archaeodictyomitra* sp. indet., *Orbiculiforma* sp., а также и агглютинирующие



фораминиферы — обр. 48/20. Эти отложения входят в состав верхнекривореченской подсвиты.

Марковская свита распространена на правобережье р. Анадырь по рекам Гребенка, Орловка и Мамолина. Она с небольшим угловым несогласием залегает на кривореченской свите. Марковская свита объединяет морские и прибрежно-морские терригенные сероцветные отложения. Свита подразделена на две подсвиты: нижнемарковская подсвита имеет существенно песчаниковый состав, верхнемарковская в основании представлена песчано-алевритовой толщей, выше залегают песчаники с линзами и пластами конгломератов и редкими слоями алевролитов, содержащих многочисленые остатки макро- и микрофауны, а также единичные остатки флоры.

Возраст нижнемарковской подсвиты по моллюскам, фораминиферам, ракообразным определяется неоднозначно. По остаткам фораминифер и ракообразных он маастрихт-палеоценовый; спорово-пыльцевой спектр, а также присутствие моллюсков родов *Protocardia*, *Leptosolen* свидетельствует о поздне меловом возрасте. Верхняя половина нижнемарковской подсвиты датируется ранним эоценом (моллюски, фораминиферы), а верхнемарковская — средним эоценом [2].

В бассейне р. Щечка в пачке мелкозернистых светло-серых, хорошо отсортированных песчаников установлены немногочисленные радиоларии, принадлежащие в основном роду *Orbiculiforma* — обр. 5/4. В обр. 1/3, отобранном несколько выше по реке (см. рисунок) выявлены: *Crolanium* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Orbiculiforma* sp. indet. К сожалению, радиоларии марковской свиты немногочисленны (отобраны, по-видимому, лишь наиболее крупные формы), имеют недостаточно хорошую сохранность и требуют специального отбора и изучения, чтобы можно было сделать достаточно определенный вывод о возрасте.

Приведенные выше данные о радиолариях кривореченской и марковской свит дают возможность надеяться на нахождение этих микроорганизмов в терригенных отложениях других районов Востока России. Раньше находки радиоларий были связаны лишь с кремнистыми породами (Корякское нагорье) или известково-кремнистыми образованиями (Омолонский массив). Так, многие проблемы стратиграфии мезозоя и позднего палеозоя Центральной Колымы могут быть решены с помощью микрофауны радиоларий. Значение их для этого района трудно переоценить.

Автор благодарна А.Д. Девятиловой и Н.Ю. Брагину за оказанную помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В.А. Поздне меловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1966. — № 3. — С. 76—87.
2. Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Белая Б.В. Палеоген Северо-Востока СССР // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. — Магадан, 1988. — С. 118—156.
3. Девятилова А.Д. Биостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений северной части Пенжинского прогиба // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. — Магадан, 1975. — С. 99—108.
4. Девятилова А.Д., Невретинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. — 1980. — № 12. — С. 62—70.
5. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. О возрасте буюклинской толщи о. Сахалин // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 2. — С. 104—107.
6. Терехова Г.П. О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. — Магадан, 1988. — С. 100—117.

Севвостокгеолком
Магадан

Поступила в редакцию
7 июля 1993 г.

ХРОНИКА

УДК 551.763

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
РАБОТ КИТАЙСКО-РОССИЙСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ
ПО ПРОЕКТУ 350 МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ**

В рамках проекта 350 "Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в мелу" Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО в августе-сентябре 1993 г. состоялась совместная китайско-российская экспедиция по югу Российского Дальнего Востока.

С российской стороны в ней приняли участие доктор геол.-мин. наук Г.Л. Кириллова (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН), В.С. Маркевич (Биолого-почвенный институт ДВО РАН), кандидаты геол.-мин. наук Е.В. Бугдаева (БПИ ДВО РАН), Т.В. Кезина, Ю.Л. Болотский, Д.Н. Клоков (АмурКНИИ ДВО РАН), А.В. Олейников (Приморгеолком); В.Г. Цапля (трест Дальвостокуглеразведка, Райчихинск).

Группу китайских ученых возглавлял профессор Чен Пей-Чжи, глава меловой стратиграфии и специалист по конхостракам. Он же является координатором всех работ по мелу в Китае. Кроме него в экспедиции приняли участие палинолог профессор Ли Вень-Бень, палеоботаник профессор Цао Чжень-Яо, острокодолог Цао Мей-Чжень и Ван Чжень-Чжи.

Экспедиция проходила в три этапа. В Амурской области изучался континентальный мел: пограничные отложения верхнего мела и палеогена, а также маастрихтские с остатками динозавров; в Хабаровском крае — нижнемеловые морские разрезы; в Приморье — меловые континентальные угленосные отложения Сучанского бассейна.

В обнажениях вблизи г. Райчихинска участниками экспедиции были изучены отложения верхней части цагайанской свиты и угленосной кивдинской свиты. Из них собраны богатая коллекция ископаемых растений, отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ.

В районе пос. Архара изучены отложения средней и верхней части цагайанской свиты и угленосная кивдинская свита. Здесь также собраны растительные остатки и спорово-пыльцевые пробы.

Наибольшее внимание было уделено изучению слоев с остатками динозавров. Были исследованы уникальнейшее местонахождение в окрестностях г. Благовещенск и новое — Кундурское. Последнее представляет собой ряд обнажений вдоль недавно проложенной трассы Облучье-Архара. Из них отрядом Ю.Л. Болотского ранее были отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ. По предварительным данным, возраст последовательных палинокомплексов — ранний — средний — верхний маастрихт. В нижней части разреза участниками экспедиции впервые были обнаружены остатки остракод, конхострак, насекомых и растений (обнажение в 1 км севернее моста через р. Удурчукан). В алевролитах из обнажения возле железнодорожного тоннеля были также впервые найдены многочисленные остатки растений и рыб.

Костеносные слои изучены из раскопа на водоразделе рек Мутная и Удурчукан. В них ранее отрядом Ю.Л. Болотского обнаружены кости утконосных гадрозавров (гадрозаврины и ламбреозаврины), а также зубы хищных анкилозаврин. Кроме них найдены остатки крокодилов и панцирей черепах. Возраст палинокомплекса из этих слоев — средний маастрихт.

Обильные остатки растений собраны участниками экспедиции в карьере на перекрестке трассы Облучье—Архара и дороги Кундур—Асфальтовый завод, из верхней части цагайской свиты. Среди них впервые обнаружены остатки растений, возрастной предел которых ранее ограничивался ранним мелом. Эти находки вносят существенные коррективы в наше понимание истории флорогенеза и климата в меловое время.

Возраст слоев с остатками динозавров до недавнего времени оставался спорным. Полученные В.С. Маркевич палинологические данные, а также сведения, собранные участниками экспедиции после их обработки, существенно дополняют представления не только о времени вымирания самых северных рептилий, но и позволят реконструировать среду их обитания.

Второй этап экспедиции проходил в окрестностях г. Хабаровск, где в ряде разрезов обнажается меловой фундамент Среднеамурской впадины, представленный серией морских терригенных толщ раннемелового возраста. В районе Петропавловского озера изучался разрез петропавловской свиты, который рядом исследователей сопоставляется с пионерской свитой берриас-валанжинского возраста, распространенной в районе г. Комсомольск. Характерной особенностью разреза свиты в этом районе, на которую ранее обращалось недостаточно внимания, является присутствие олистостромовых горизонтов с включениями известняков, мергелей, кремней и вулканитов. В целом же свита сложена преимущественно рассланцованными алевролитами и глинистыми сланцами с редкой фауной ауцелл. В ходе работ китайским геологом удалось собрать фауну ауцеллин, которая возможно уточнит возраст свиты.

Разрез вышележащей пиванской свиты, представленный песчаниками с пластами алевролитов и пачками флишоидного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, изучался по правобережью р. Сита у с. Князе-Волконское. Степень дислоцированности пород этой свиты гораздо ниже, чем пионерской, за исключением отдельных зон разломов. В алевролитах отмечается редкий растительный детрит, ходы илоедов, из этих пород отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ. Из всех разновидностей пород отобраны также пробы для определения физико-механических свойств и содержания органического углерода. Дело в том, что до сих пор дискутируется проблема нефтегазоносного потенциала меловых отложений в Среднеамурской впадине. Недавно здесь были пробурены три глубокие скважины, вскрывшие меловые отложения. И.Д. Поляковой с сотрудниками проведено всестороннее изучение литологии, седиментационных и катагенетических преобразований, фильтрационно-емкостных свойств меловых пород. Меловые породы, по данным этих исследований, представляются практически непроницаемыми и бесперспективными в отношении поисков углеводородов. Действительно, в изученных скважинах значительное воздействие на преобразование пород оказали процессы разломной тектоники. Но с выводом И.Д. Поляковой, что эти процессы носят региональный характер, трудно согласиться, поскольку данные геологического картографирования свидетельствуют о неравномерной дислоцированности меловых толщ, усиливающейся преимущественно в зонах разломов. В этом участники экспедиции могли убедиться, изучая разрез пиванской свиты и, особенно, вышележащей уктурской свиты в устье р. Обор, где породы имеют довольно свежий облик.

Был осмотрен также известный разрез по правобережью р. Амур у г. Хабаровск, изучение которого приносит все новые и новые сюрпризы. Разрез в целом сложный, чешуйчато-надвигового строения, с чередованием пластин карбона, перми, всех отделов триаса, юры и, наконец, мела. Представляется, что в целом здесь обнажается тектонический меланж. О возрасте матрикса имеются крайне скудные сведения. С.В. Зябровым в линзе алевролита обнаружены радиолярии плохой сохранности, указывающие на титон-валанжинский возраст, а в марганцовистых конкрециях определены радиолярии раннего готерива—раннего баррема. Нами из наименее измененных пород отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ.

Третьим районом исследований был Сучанский угольный бассейн, преимущественно его северная часть. А.В. Олейниковым здесь получены новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, существенно изменившие ранее существовавшие представления о строении Сучанского бассейна.

Участникам экспедиции удалось посетить около 10 частных разрезов и составить полное представление о строении разреза бассейна в целом. Посетили также некоторые разрезы в районе пос. Водопадный, характеризующие породы фундамента: разрез верхнепермских ленточных сланцев с обильной фауной аммонитов (дорашамский ярус), на которых несогласно залегают прибрежно-морские осадки верхнего триаса (норий) с флорой и фауной.

В процессе изучения обнажений, поисков фауны и флоры велись дискуссии о чертах сходства и отличия тех или иных частей разреза меловых отложений в бассейнах Китая и Российского Дальнего Востока. Следует отметить высокую результативность стратиграфических работ в Сучанском бассейне, проводившихся геологами Сергеевской партии в последние годы при участии палеофитологов В.Г. Маркевич, Е.Б. Волынец, В.А. Красилов и С.М. Невотиной. Обнаружено более 20 местонахождений флоры. Это позволило вести аргументированную дискуссию со списками ископаемой флоры, спор и пыльцы в руках. Фауна в этих местах встречается реже, но тем ценнее ее находки, поскольку в ряде случаев она помогает определить время вторжения морских трансгрессий в этот преимущественно континентальный бассейн. В частности, о морских условиях свидетельствуют слои известковистых песчаников и алевролитов с обильной фауной тригоний среднего альба в северо-сучанской толще. В северо-китайских бассейнах (в частности, в формациях Шахай Западного Ляонина и Ченцзихе Восточного Хэйлуцзяна) в последние годы обнаружен солоновато-водный моллюск *Tetoria uokoayamai* (Kob. et Suz.), характерный для берриаса Японии, что свидетельствует о существовании морских приливов, связывавших Японию и северо-восточный Китай в то время.

Установлено много общих черт как в последовательности, составе, возрасте формаций, так и видовом составе ископаемых растений для бассейнов Китая и юга Российского Дальнего Востока, в частности Сучанского, Бурейнского, Амуро-Зейского. Как правило, на верхнеюрской вулканической формации залегают ритмично построенные нижнемеловые угленосные формации с характерными комплексами ископаемой флоры, выше которых залегают мощная красноцветная серия, содержащая маломощные слои темноцветных пород озерного происхождения и мощные пачки вулканитов.

Возрастной диапазон формаций в различных бассейнах колеблется в определенных пределах, закономерности этих колебаний еще предстоит изучить. Однако определенные параллели уже намечаются, хотя есть и существенные проблемы, требующие решения, в частности, вопросы генезиса и возраста красноцветной серии. В северной части Сучанского бассейна возрастной диапазон коркинской серии определен по флоре как поздний альб—ранний сеноман.

В китайских бассейнах по харовым водорослям возраст красноцветной толщи определяется как апт, а по бивальвиям — как сеноман.

Нет необходимости перечислять все проблемы и вопросы, возникшие в ходе совместных исследований. Следует лишь с удовлетворением отметить, что наметилось реальное плодотворное сотрудничество между дальневосточными российскими и китайскими геологами, объединенными общим Международным Проектом 350, которое следует всемерно расширять и углублять.

ИТиГ ДВО РАН

Хабаровск

БПИ ДВО РАН

Владивосток

Институт геохимии и палеонтологии
Нанкин, Китай

Г.Л. Кириллова, В.С. Маркевич,

Чен Пей-Чжи

НЕКРОЛОГИ

ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ КОСЫГИН**(1911—1994)**

Российская наука понесла тяжелейшую утрату, 25 января 1994 г. на 84-м году жизни скоропостижно скончался крупнейший русский геолог, имя которого широко известно в нашей стране и за рубежом, заместитель главного редактора журнала "Тихоокеанская геология" академик Юрий Александрович Косыгин. Ушел из жизни талантливый ученый, умелый организатор, великолепный педагог.

Научная деятельность Ю.А. Косыгина положила начало развитию многих современных направлений тектоники и геологии в целом. Более 200 крупных работ его посвящены вопросам теоретической геологии, общей и региональной тектоники, тектоники докембрия, стратиграфии соленосных толщ и соляной тектоники, нефтяной геологии, экспериментальной тектоники и теории тектонических движений, применению геофизики и опорного бурения для решения геологических задач. В знак признания научных заслуг Ю.А. Косыгин был избран в 1958 г. членом-корреспондентом, а в 1970 г. — действительным членом Академии наук СССР.

Ю.А. Косыгин родился 22 января 1911 г. в г. Санкт-Петербурге. В 1927 г. он окончил школу-девятилетку с химическим уклоном в г. Москве и поступил в Московскую горную академию. На выбор профессии несомненно повлиял его отец — известный геолог-нефтяник, профессор Александр Иванович Косыгин. В 1931 г. окончил геолого-разведочный факультет Московского нефтяного института по специальности горного инженера. В 1931—1935 гг. Ю.А. Косыгин работал в Туркмении сначала в должности геолога и главного геолога треста "Туркменнефть", а в последний год в должности директора промысла "Небитдаг". За этот

НЕКРОЛОГИ

ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ КОСЫГИН**(1911—1994)**

Российская наука понесла тяжелейшую утрату, 25 января 1994 г. на 84-м году жизни скоропостижно скончался крупнейший русский геолог, имя которого широко известно в нашей стране и за рубежом, заместитель главного редактора журнала "Тихоокеанская геология" академик Юрий Александрович Косыгин. Ушел из жизни талантливый ученый, умелый организатор, великолепный педагог.

Научная деятельность Ю.А. Косыгина положила начало развитию многих современных направлений тектоники и геологии в целом. Более 200 крупных работ его посвящены вопросам теоретической геологии, общей и региональной тектоники, тектоники докембрия, стратиграфии соленосных толщ и соляной тектоники, нефтяной геологии, экспериментальной тектоники и теории тектонических движений, применению геофизики и опорного бурения для решения геологических задач. В знак признания научных заслуг Ю.А. Косыгин был избран в 1958 г. членом-корреспондентом, а в 1970 г. — действительным членом Академии наук СССР.

Ю.А. Косыгин родился 22 января 1911 г. в г. Санкт-Петербурге. В 1927 г. он окончил школу-девятилетку с химическим уклоном в г. Москве и поступил в Московскую горную академию. На выбор профессии несомненно повлиял его отец — известный геолог-нефтяник, профессор Александр Иванович Косыгин. В 1931 г. окончил геолого-разведочный факультет Московского нефтяного института по специальности горного инженера. В 1931—1935 гг. Ю.А. Косыгин работал в Туркмении сначала в должности геолога и главного геолога треста "Туркменнефть", а в последний год в должности директора промысла "Небитдаг". За этот

период опубликовал монографию и четыре статьи. В 1935 г. Ю.А. Косыгин возвратился в Москву, где до июня 1941 г. работал научным сотрудником Института горючих ископаемых АН СССР и одновременно преподавал в Московском нефтяном институте, читая курс геологии нефти и геологии нефтяных месторождений. В эти годы он проводил экспедиционные исследования в Западном Казахстане и на Украине, где изучал соляную тектонику нефтеносных районов. В 1940 г. Ю.А. Косыгин защитил кандидатскую диссертацию на тему "Тектоника северо-восточной части Эмбенской нефтеносной области" и получил звание доцента. В 1941—1945 гг. Ю.А. Косыгин служил в рядах действующей армии.

В 1945—1958 гг. Ю.А. Косыгин работал в Геологическом институте АН СССР, являясь одновременно профессором Академии нефтяной промышленности. За разработку общей теории соляной тектоники в 1947 г. ему была присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

В 1946 г. Ю.А. Косыгин организовал и возглавил Центральную геологическую экспедицию Комитета по делам геологии, которой было начато большое дело — опорное бурение на территории Русской платформы. Это было воплощением идеи его учителя академика И.М. Губкина о целесообразности бурения структурных скважин в перспективных на нефть районах. Вскоре после этой экспедиции практической реализацией плана бурения занялись многочисленные организации геологического ведомства и нефтяной промышленности. Известно, что исследование глубин крупнейшего нефтегазоносного бассейна Западной Сибири также началось с реализации плана опорного бурения.

Ю.А. Косыгин был учеником выдающихся советских геологов И.М. Губкина, А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского, лекции, беседы и непосредственное научное руководство которых во многом способствовали становлению его как ученого. Экспедиционные исследования в районах Средней Азии, Казахстана, Европейской части СССР, Сибири, Дальнего Востока, Китая, Северной Америки и разнообразные тектонические эксперименты позволили Ю.А. Косыгину прийти к ряду важных теоретических и практических идей. Его монографии "Основы тектоники нефтеносных областей" (1952) и "Тектоника нефтеносных областей" (1958) стали настольными книгами геологов нашей страны и учебными пособиями для нескольких поколений студентов. Его теоретические разработки в области общей геологии и тектоники наиболее полно изложены в широкоизвестных монографиях "Тектоника" (1969), "Основы тектоники" (1974), дважды переизданных.

Ю.А. Косыгин тонко чувствовал "пульс времени" и постоянно выступал инициатором новых научных разработок, сторонником применения в геологии современных методов смежных наук. Его учитель академик Н.С. Шатский, рекомендуя Ю.А. Косыгина к избранию в члены-корреспонденты АН СССР, подчеркнул: "Следует отметить как ценное качество работ Ю.А. Косыгина применение им математических расчетов при обосновании закономерностей развития структурных форм... Ю.А. Косыгин относится к немногочисленному кругу геологов, которые превосходно владеют геофизическими методами исследований, хорошо могут оценить степени их достоверности и потому умело их интерпретируют".

В 1958 г. Ю.А. Косыгин был избран членом-корреспондентом АН СССР и начал работу в Сибирском отделении Академии наук СССР, где организовал и возглавил лабораторию геотектоники и отдел тектоники в Институте геологии и геофизики и кафедру общей геологии и геологии СССР в Новосибирском государственном университете. В тот период главное внимание Ю.А. Косыгин уделял разработке методологии геологических исследований, усовершенствованию тектонической терминологии, вопросам математизации и применению ЭВМ в геологических построениях, общим вопросам тектоники докембрия континентов. В 60-е гг. Ю.А. Косыгин и его учениками осуществлена разработка фундаментальных понятий тектоники: представлений о геологическом пространстве, геологических границах, геологических телах, геологической структуре. Были также выполнены работы по докембрийской тектонике Сибири и Дальнего Востока. Венцом этих работ явилось составление первой в мире Карты тектоники докембрия континентов, изданной в 1972 г. Докембрий охватывает 6/7 геологической истории и представляет собой громадное геологическое пространство с неизвестным к настоящему времени "дном", к которому направлены все наши устремления к неизведанным пока глубинам Земли и истокам земной истории. Составленные карты, объяснительные записки и сопутствующие им публикации общего порядка оказали влияние на формирование современных представлений об эволюции тектонических форм на ранних этапах развития Земли.

В 1959 г. Ю.А. Косыгин организовал и возглавил Научный совет по тектонике Сибири и Дальнего Востока при Президиуме Сибирского отделения АН СССР, который быстро занял ведущее место в координации и направлении проводимых в этом громадном регионе геологических и тектонических исследований. В работе совета, в заседаниях его сессий, состоявшихся в различных городах Сибири и Дальнего Востока, активно участвуют сотрудники академических организаций и учреждений Министерств геологии СССР и РСФСР, нефтяной и газовой промышленности из различных районов нашей страны, чьи интересы в той или иной мере связаны с Сибирью и Дальним Востоком.

23 года своей жизни Ю.А. Косыгин посвятил развитию геологических исследований на Дальнем Востоке. В 1970 г. Ю.А. Косыгин был избран академиком АН СССР и начал работать в Дальневосточном научном центре АН СССР в качестве заместителя председателя Президиума. В 1971 г. он создал в г. Хабаровске единственный в мире Институт тектоники и геофизики, подчеркнув тем самым фундаментальную связь между глубинным строением Земли и поверхностным выражением тектонических процессов в виде разломов, землетрясений, извержений вулканов. Под его руководством созданный им творческий научный коллектив занимался решением как фундаментальных проблем, так и важнейших народнохозяйственных задач. Широкий фронт работ были развернуты исследования по дальнейшей разработке понятийной базы тектоники, геофизики, стратиграфии, палеовулканологии. В результате издана серия терминологических справочников: "Тектоника континентов и океанов" (1976), "Форма

геологических тел" (1977), "Объекты палеовулканологии" (1977), "Иерархия геологических тел" (1977), "Общая стратиграфия" (Т. 1, 2, 1979), "Структура континентов и океанов" (1979), "Геологические формации" (Т. 1, 2, 1982), "Рудные и рудоносные формации" (1983), "Основные типы рудных формаций" (1984), "Геологические тела" (1986).

Одновременно под руководством Ю.А. Косыгина создавались крупные региональные обобщения. Среди них построенная по оригинальной методике Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных регионов м-ба 1 : 2 00 000, Карта магматических формаций Дальнего Востока, Карта неотектоники Дальнего Востока, Карта неотектонических форм района БАМ, схемы районирования геофизических полей Дальнего Востока. В это же время начато систематическое изучение глубинного строения рудных районов Дальнего Востока с использованием новейших методов геофизики.

Будучи опытниейшим геологом-нефтяником, Ю.А. Косыгин уделял большое внимание созданию основ поисков месторождений углеводородного сырья на территориях и акваториях Востока России. Он руководил Дальневосточным комитетом Научного совета АН СССР по проблемам нефти и газа, Дальневосточным угольным комитетом. Ю.А. Косыгин был главным редактором "Карты тектоники нефтегазоносных областей Дальнего Востока и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000 (1985), "Карты флюидогеодинамики и нефтегазоносности северо-восточной окраины Азии" (1989).

Знаменательно, что в разработке этих крупных проблем принимали участие, как правило, многочисленные коллективы исследователей из научных и производственных организаций региона. Стремление и умение мобилизовать крупные научные силы на решение важнейших научных и народнохозяйственных задач — одна из характернейших черт Ю.А. Косыгина. Он вел активную научно-организационную работу на посту председателя Объединенного ученого совета наук о Земле и председателя Комиссии по координации геолого-геофизических исследований на Дальнем Востоке при Президиуме ДВНЦ АН ССР, возглавлял Совет директоров НИИ и вузов в г. Хабаровске.

Ю.А. Косыгин являлся членом редколлегий научных журналов "Геотектоника", "Геология и геофизика", реферативного журнала "Геология", а также взыскательным и принципиальным заместителем главного редактора журнала "Тихоокеанская геология", который в его руках стал мощным инструментом пропаганды достижений дальневосточной науки в России и за рубежом.

Ю.А. Косыгин был членом многих российских и зарубежных геологических обществ и советов, труды его издавались несколькими тиражами в России и за рубежом.

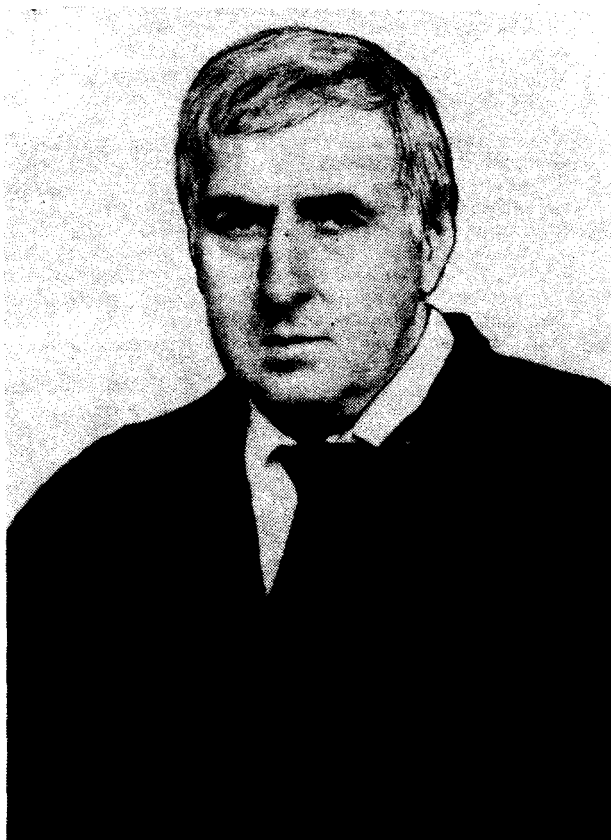
Ю.А. Косыгин обладал великолепным ораторским и педагогическим даром, был требователен, строг, но непременно доброжелателен и внимателен к молодым исследователям. Его лекции отличались новизной материала, увлекательностью и логичностью изложения. Под его руководством несколько десятков ученых и специалистов-производственников защитили докторские и кандидатские диссертации, стали членами-корреспондентами и академиками.

Научная, научно-организационная деятельность и боевые заслуги Ю.А. Косыгина во время Великой Отечественной войны высоко оценены правительством. В 1981 г. ему присвоено звание Героя Социалистического труда, в 1985 г. — высшая награда в области Наук Земле — золотая медаль имени А.П. Карпинского, в 1988 г. он был удостоен Ленинской премии. Он награжден также двумя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Красной Звезды, орденом "Знак Почета" и медалями.

С 1 декабря 1988 г. Ю.А. Косыгин был почетным директором Института тектоники и геофизики ДВО РАН, но продолжал плодотворно трудиться. В последние годы из-под его пера вышла серия философских обобщений: "Земля и вселенная" (1986), "Тектоника геосфер" (1988), "Земля и человек" (1989), "Земля и время" (1990), интегрирующая огромный опыт и знания Юрия Александровича как Человека и Ученого. Он продолжал руководить геологическим коллоквиумом, где щедро делился своим огромным опытом геолога, ученого, мыслителя. Его авторитет был чрезвычайно высок, его советы и рекомендации неизменно мудры, логичны и полезны. Одним из последних его желаний было сплочение коллектива научных сотрудников вокруг единой крупной работы, в которой каждый сотрудник нашел бы свое место и мог бы внести свою лепту. Он не жалел для этого ни сил, ни времени, беседуя отдельно с каждым исследователем и пытаясь определить его место в общей проблеме.

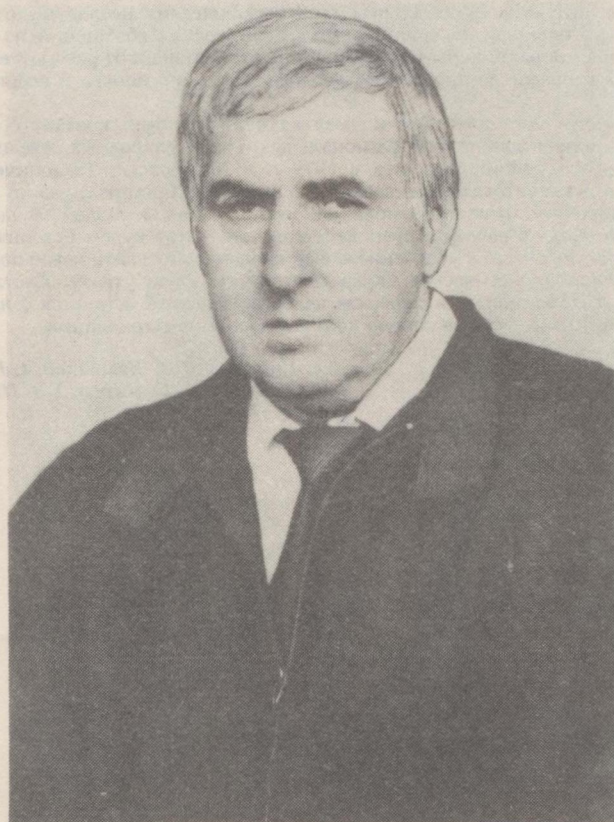
Последними работами Юрия Александровича Косыгина были книги "Опыт интеллектуальной автобиографии" (1993), обращенная к молодым людям, вступающим в жизнь, и "Человек и вселенная" (1995), адресованная всему человечеству. Это своеобразное завещание ученого-мыслителя, о невозможной утрате которого все мы искренне скорбим.

*Президиум ДВО РАН, ИГиГ ДВО РАН,
редколлегия журнала "Тихоокеанская геология"*

ЛЕОНИД ЛЬВОВИЧ КРАСНЫЙ**(22.IX.1938—31.X.1993)**

31 октября 1993 года умер Леонид Львович Красный, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории региональной тектоники Северо-Восточного комплексного НИИ ДВО РАН, доцент Магаданского филиала Хабаровского государственного технического университета.

Он ушел от нас так неожиданно, в расцвете сил, и с трудом верится, что его больше нет. Тридцать лет он занимался изучением геологии и тектоники Северо-Востока. Следуя семейной традиции, он начал приобщаться к геологии еще школьником. Навыки, приобретенные в юношеские годы, учеба в Ленинградском университете, производственные практики, которые он проходил на Северо-Востоке, и последовавшая затем многолетняя работа в лаборатории региональной тектоники СВКНИИ под руководством С.М. Тильмана сделали из него опытного полевого геолога и наблюдательного, вдумчивого ученого-исследователя. Пешком и на лодке, с лошадьми и на вездеходе он прошел, проплыл и проехал многие тысячи километров по земле Северо-Востока, работая в малоизученных и не очень доступных местах. Побережье Пенжинской губы и Восточной Чукотки, верховье р. Амура, Алазея и Момский хребет, альпийское Корякское нагорье и полуостров Тайгонос — вот вехи его пути с 1962 по последний его полевой сезон 1993 года.

ЛЕОНИД ЛЬВОВИЧ КРАСНЫЙ**(22.IX.1938—31.X.1993)**

31 октября 1993 года умер Леонид Львович Красный, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории региональной тектоники Северо-Восточного комплексного НИИ ДВО РАН, доцент Магаданского филиала Хабаровского государственного технического университета.

Он ушел от нас так неожиданно, в расцвете сил, и с трудом верится, что его больше нет. Тридцать лет он занимался изучением геологии и тектоники Северо-Востока. Следуя семейной традиции, он начал приобщаться к геологии еще школьником. Навыки, приобретенные в юношеские годы, учеба в Ленинградском университете, производственные практики, которые он проходил на Северо-Востоке, и последовавшая затем многолетняя работа в лаборатории региональной тектоники СВКНИИ под руководством С.М. Тильмана сделали из него опытного полевого геолога и наблюдательного, вдумчивого ученого-исследователя. Пешком и на лодке, с лошадьми и на вездеходе он прошел, проплыл и проехал многие тысячи километров по земле Северо-Востока, работая в малоизученных и не очень доступных местах. Побережье Пенжинской губы и Восточной Чукотки, верховье р. Амура, Алазея и Момский хребет, альпийское Коржакское нагорье и полуостров Тайгонос — вот вехи его пути с 1962 по последний его полевой сезон 1993 года.

Везде он искал и находил что-то новое, открывая пути для дальнейших исследований. Так, он первым, основываясь на результатах собственных полевых наблюдений, указал на своеобразии Илин-Тасской зоны Момо-Зырянского прогиба, чем привлек внимание других исследователей к такого рода короткоживущим рифтогенным структурам. Собранные им в ходе многолетних полевых работ данные о формациях и геодинамике орогенного этапа развития Корякского нагорья должны были лечь в основу крупной научной монографии. Всего им было опубликовано более 80 работ, посвященных различным вопросам геологии и тектоники Северо-Востока. Среди них наиболее значимыми в научном отношении являются такие как "Тектоника Илин-Тасской зоны" (монография и кандидатская диссертация), "Особенности формирования континентальной коры Северо-Востока СССР", "Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья" (совместно с В.И. Волобуевой), "Тектоника континентальных окраин северо-западной части Тихого океана" (объяснительная записка к Тектонической карте Востока Азии), "Тектонические исследования континентальной окраины Северо-Востока Азии", "Развитие академической науки на Северо-Востоке СССР", "Геодинамика и минерализация орогенного этапа развития Корякской складчатой системы".

К сожалению, многое из задуманного им осталось незавершенным. Но даже такое краткое перечисление основных научных работ Леонида Львовича показывает чрезвычайно широкий круг его научных интересов от детальных стратиграфических исследований (в диапазоне от раннего палеозоя до неогена) до крупнейших тектонических обобщений по закономерностям становления континентальной коры Северо-Восточного региона и от рассмотрения сравнительно узких прикладных вопросов до проблем методологии научного поиска и педагогики и научного редактирования.

Он был хорошим организатором и умел находить деловой контакт с самыми разными людьми. Успешному проведению ряда региональных и международных совещаний, в том числе XIV Тихоокеанского научного конгресса в 1979 г. в Хабаровске, Тектонического совещания 1990 г. в Магадане, во многом способствовали его энергия и организаторский талант.

Добрый, с хорошим чувством юмора, он любил жизнь и людей. В последние годы он сочетал исследовательскую работу с преподавательской, читая курсы исторической геологии и геологии России. Делая он это с увлечением, ему нравилось готовить новое поколение геологов.

Северо-восточная геологическая наука понесла тяжелую утрату. Светлая память о талантливом исследователе-геологе и хорошем человеке навсегда останется с нами, так же, как остается сделанное им как вклад в общую копилку геологических знаний.

*А.А. Сидоров, Л.И. Измайлов, С.Г. Бялбжеский,
А.Д. Чехов, В.И. Гончаров, Г.З. Перлыштейн*

ИГОРЬ ИПОПОЛИТОВИЧ БЕРСЕНЕВ

(1916—1993)



30 декабря 1993 года скончался старейший геолог Дальнего Востока, доктор геолого-минералогических наук Берсенева Игорь Ипполитович.

Ушел из жизни человек, с которым связана целая эпоха в изучении геологии Дальнего Востока, дна Мирового океана и развитии минерально-сырьевой базы нашей страны.

Игорь Ипполитович родился 15 сентября 1916 года в семье офицера, прошедшего русско-японскую и первую мировую войны и окончившего их полным георгиевским кавалером, а в Гражданскую войну служившего заместителем начальника артиллерии фронта под командованием М.В. Фрунзе. В 1937 году отец был репрессирован и умер в лагерях. От своих родителей Игорь Ипполитович унаследовал высокое чувство ответственности, преданность делу, бесстрашие и пронес эти черты через всю свою жизнь.

Его научно-производственная деятельность началась еще в студенческие годы в 1935 г. и продолжалась до последних дней жизни с единственным перерывом в 1941—1945 гг., когда он защищал Родину на полях Великой Отечественной войны, куда он попал добровольцем в 1941 г. сразу после окончания Московского геолого-разведочного института. В 1942 г. он уже командир отдельного противотанкового батальона, сражался на Курской дуге, в Прибалтике и

ИГОРЬ ИПОПОЛИТОВИЧ БЕРСЕНЕВ

(1916—1993)



30 декабря 1993 года скончался старейший геолог Дальнего Востока, доктор геолого-минералогических наук Берсенев Игорь Ипполитович.

Ушел из жизни человек, с которым связана целая эпоха в изучении геологии Дальнего Востока, дна Мирового океана и развитии минерально-сырьевой базы нашей страны.

Игорь Ипполитович родился 15 сентября 1916 года в семье офицера, прошедшего русско-японскую и первую мировую войну и окончившего их полным георгиевским кавалером, а в Гражданскую войну служившего заместителем начальника артиллерии фронта под командованием М.В. Фрунзе. В 1937 году отец был репрессирован и умер в лагерях. От своих родителей Игорь Ипполитович унаследовал высокое чувство ответственности, преданность делу, бесстрашие и пронес эти черты через всю свою жизнь.

Его научно-производственная деятельность началась еще в студенческие годы в 1935 г. и продолжалась до последних дней жизни с единственным перерывом в 1941—1945 гг., когда он защищал Родину на полях Великой Отечественной войны, куда он попал добровольцем в 1941 г. сразу после окончания Московского геолого-разведочного института. В 1942 г. он уже командир отдельного противотанкового батальона, сражался на Курской дуге, в Прибалтике и

завершил свой боевой путь в 1945 г. в Маньчжурии в звании майора с четырнадцатью боевыми наградами.

С 1947 г. И.И. Берсенева жил и работал на Дальнем Востоке вначале главным геологом 4-го Геологического управления в г. Уссурийске, где он осуществлял руководство геологическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими работами на территории Приморья. А в 1959 г., как крупнейший знаток геологии Приморья, он был назначен главным геологом Приморского геологического управления. При его участии и под его руководством были открыты и разведаны крупные месторождения полезных ископаемых: Дальнегорское — бора, Вознесенское — флюорита, Восток-1 — вольфрама, Арсеньевское — олова, Николаевское — полиметаллов, а также ряд месторождений угля, строительных материалов и других полезных ископаемых. На этот период приходится начало и расцвет активного геологического изучения Приморского края путем планомерного проведения средне- и крупномасштабных геолого-съемочных работ, которые завершились составлением Геологической карты Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 и публикацией XXXII тома "Геологии СССР". Эти крупные основополагающие работы, изданные в 1968 г. под редакцией И.И. Берсенева, не утратили своего значения и по настоящее время.

Характер первооткрывателя, жажда новых знаний привели Игоря Ипполитовича в 1968 г. в Тихоокеанский океанологический институт, где он с присущей ему энергией и энтузиазмом занялся изучением геологического строения окраинных морей Тихого океана, дно которых в геологическом отношении в то время было белым пятном. Он разработал методику морских геологических исследований, организовал и возглавил 11 рейсов на научно-исследовательских судах в различные моря, что привело к созданию первой Геологической карты дна Японского моря, целого комплекта палеогеографических и палеотектонических карт Япономорского района и открытию многочисленных проявлений высококачественных фосфоритов на дне Японского моря.

Игорь Ипполитович щедро делился своими знаниями и богатым опытом с молодыми геологами, читал лекции на геологическом факультете ДВПИ и в ДВГУ, руководил аспирантами, был членом специализированных советов по защите докторских и кандидатских диссертаций, его активная работа в которых способствовала росту высококвалифицированных научных кадров Дальнего Востока.

Душевная теплота, жизненный опыт, оптимизм, доброжелательная помощь привлекали к нему различных людей, для которых Игорь Ипполитович являлся не просто учителем, лидером, но единомышленником и надежным, верным другом. Он был человеком неутомимой энергии, огромной работоспособности, принципиальности и таланта.

Все мы, его коллеги, соратники, ученики, скорбим о невосполнимой утрате.

А.Г. Аблаев, А.В. Алексеев, В.А. Бажанов, Г.Н. Батурин, В.Л. Безверхний, Е.И. Бедокуров, В.И. Ильичев, Б.Я. Карп, Р.Г. Кулинич, Е.П. Леликов, Ф.Р. Лихт, И.К. Пушин, Е.П. Терехов, Э.Л. Школьник, Г.В. Беляева, Ю.Д. Захаров, А.И. Ханчук, П.В. Маркевич, М.А. Мишкин, И.Н. Говоров

(Адрес подписчика)

Индекс 70985