

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1985



**СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ДВНЦ АН СССР**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1985

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии . . . . .	3	<b>В. М. Мерзляков, В. И. Шликерман.</b> Стратиформная рудоносность Омuleвского поднятия . . . . .	67
<b>Н. А. Шило.</b> Горизонты геологической науки на Северо-Востоке СССР . . . . .	4	<b>Р. А. Еремин, В. Г. Шахтыров.</b> Типизация геолого-структурных обстановок проявления золото-кварцевой формации для прогнозирования оруденения . . . . .	72
<b>К. В. Симак.</b> Практика и методология при определении границы девона и карбона . . . . .	8	<b>Р. Б. Умитбаев, А. А. Сидоров, А. П. Соболев, Ю. П. Скибин.</b> Металлогеническая зональность Охотско-Чаунской области в связи с кислым магматизмом . . . . .	78
<b>В. П. Похилайнен.</b> Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана . . . . .	15	<b>В. И. Копытин.</b> Ртутное оруденение Восточной Азии и Северной Америки (сравнительная характеристика) . . . . .	86
<b>В. Ф. Белый.</b> Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана . . . . .	23	<b>Ю. Я. Вациллов.</b> Некоторые проблемы глубинной геологической интерпретации геофизических данных . . . . .	94
<b>П. П. Лычагин.</b> Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо-Востока СССР . . . . .	33	<b>Т. И. Линькова, М. И. Райкевич.</b> О природе намагниченности слоя 2 океанской коры . . . . .	102
<b>И. Л. Жуланова, И. А. Давыдов, А. П. Милов.</b> Геологическая интерпретация результатов строичевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР . . . . .	41		
<b>П. А. Шило, В. В. Иванов.</b> Проблема нефтегазодности Северо-Восточной Азии (этапы разработки, развитие идей, состояние и задачи научных исследований) . . . . .	46		
<b>В. И. Гончаров, В. В. Ворцелнев, А. В. Альшевский.</b> О магматогенной природе золотого оруденения в складчатых структурах Северо-Востока СССР . . . . .	53		
<b>Д. Н. Сафронов.</b> Серии рудных месторождений и количественный региональный прогноз рудных ресурсов . . . . .	61		

*КРИТИКА И ДИСКУССИЯ*

**М. Н. Шапиро.** Новая сводка по геологии Командорских островов . . . . . 107

*ХРОНИКА*

Проблемы фосфоритов на XXVII сессии международного геологического конгресса (аналитический обзор) . . . . . 109

U S S R A C A D E M Y S C I E N C E  
FAR EAST SCIENCE CENTRE  
**PACIFIC GEOLOGY**

SEPTEMBER — OKTOBER

NOVOSIBIRSK

№ 5, 1985

CONTENTS

Written by Editorial board . . . . .	3	V. M. Merzlyakov, V. I. Shpikerman. Stratiform ore-bearing features of the Omulyovka Uplift . . . . .	67
N. A. Shilo. New horizons of geoscience in the USSR North — East . . . . .	4	R. A. Eryomin, V. G. Shakhtyrov. Types of geologic and structural environments of gold — quartz association occurrence and their usage for mineralization forecast . . . . .	72
K. V. Simakov. Practices and methods of the Devonian — Carboniferous boundary determination . . . . .	8	R. B. Umithaev, A. A. Sidorov, A. P. Sobolev, Yu. P. Skibin. Metallogenetic zoning patterns related to acid magmatism in the Okhotsk-Chaun region . . . . .	78
V. P. Pokhialainen. The Albian — Cenomanian mollusks of the Mowry Sea and its counterparts in the northern Pacific . . . . .	15	V. I. Kopytin. Mercury mineralization of East Asia and North America (comparative features) . . . . .	86
V. F. Bely. Volcanism and tectonic evolution of the Pacific continental margins . . . . .	23	Yu. Ya. Vashchilov. Some problems in a deep geologic interpretation of geophysical data . . . . .	94
P. P. Lychagin. The Aluchinsk Massif and the problem of ophiolite ultramafics and gabbroids in Mesozoic folded system of the USSR North — East . . . . .	33	T. I. Lin'kova, M. I. Raikevich. On the nature of magnetization of the oceanic crust Layer 2 . . . . .	102
I. L. Zhulanova, I. A. Davydov, A. P. Milov. Geologic interpretation of strontium dating results of the oldest metamorphic complexes in the USSR North — East . . . . .	41		
N. A. Shilo, V. V. Ivanov. The problem of oil and gas content in the North — East Asia (stages of development, evolution of ideas, and the stats and tasks of the scientific research) . . . . .	46		
V. I. Goncharov, V. V. Vortsepnyov, A. V. Alshevsky. On magmatogenic nature of gold mineralization in folded structure of the USSR North — East . . . . .	53		
D. N. Safronov. Series of ore deposits and quantitative regional forecasting of ore resources . . . . .	61		

*CRITICS AND DISCUSSIONS*

M. N. Shapiro. New data on the geology of Comandor Islands . . . . .	107
--	-----

*CHRONICLES*

Phosphorite problems on XXVII session of International Geological Congress (analytical review) . . . . .	109
--	-----

© Издательство «Наука»  
«Тихоокеанская геология», 1985 г.

«N A U K A»  
SIBERIAN BRANCH  
Novosibirsk

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВНЦ АН СССР создан в 1960 г. в Магадане в целях изучения природных ресурсов Северо-Востока СССР, решения научных вопросов в области геологии, геофизики, космофизики, экономики, истории и археологии. Организовал и возглавил институт Герой Социалистического Труда акад. Н. А. Шило — крупнейший специалист в области геологии Северо-Востока Азии, создавший основные направления научной специализации института.

СВКНИИ установлены прочные деловые и научные контакты со многими институтами АН СССР, региональными научными учреждениями, высшими учебными заведениями и отраслевыми организациями. С каждым годом расширяются связи с зарубежными коллегами. Сотрудники института ведут совместные исследования с австралийскими учеными по вопросам магнитосопряженных точек, с геологической службой Бельгии по проблеме межрегиональной корреляции среднепалеозойских отложений; в содружестве с учеными ряда зарубежных стран составлена международная карта плутонизма Тихоокеанского пояса.

В институте успешно решаются научно-прикладные задачи, важные для народного хозяйства региона. С каждым годом расширяются связи с производственными организациями.

У научной общественности страны получили признание созданные в СВКНИИ карты: тектоническая Северо-Востока СССР, структурно-формационная Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, палеогеографическая эпохи последнего позднелайстоценового оледенения, текто-

ническая Востока Азии и сопредельных областей, а также схемы тектоники и металлогении территории Северо-Востока СССР и отдельных ее частей. Все эти карты и схемы позволяют прогнозировать размещение различных видов минерального сырья региона. По материалам научных исследований, проводимых в институте, в отечественных и зарубежных журналах опубликованы сотни научных статей, изданы 74 монографии и 88 тематических сборников.

Ученые СВКНИИ ведут большую и плодотворную работу по пропаганде научных знаний. Большой популярностью пользуется в стране Геологический музей института, где собраны уникальные экспонаты. Музейная коллекция метеоритов Северо-Востока СССР является самой полной в стране. Научно-техническая библиотека института, насчитывающая около 300 тыс. томов,— одна из крупнейших на Дальнем Востоке.

Значительно возросший профессиональный уровень научных исследований, а также использование новейшей аналитической техники (вычислительные машины, электронные микроскопы, спектрометры, микроанализатор «Камебакс», рентгенофлуоресцентный квантометр, масс-спектрометры и др.) позволяют ставить и решать фундаментальные научные проблемы.

За заслуги в развитии научных исследований и подготовку научных кадров институт в 1981 г. награжден орденом «Знак Почета».

Перед учеными института стоят большие и сложные проблемы, решение которых будет способствовать процветанию сурового, но прекрасного края.

*Н. А. Шило*

## ГОРИЗОНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Кратко освещена история становления и развития академических геологических исследований на Северо-Востоке СССР, показали главнейшие достижения и состояние научно-исследовательских работ в различных областях геологии в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР в связи с его 25-летием. Намечены основные направ-

Интенсивное хозяйственное освоение Северо-Востока СССР, начавшееся в конце 20-х гг. нынешнего столетия, обязано прежде всего проведению в этом регионе широких геологических изысканий. Наиболее яркие страницы изучения Северо-Востока СССР связаны с именем Ю. А. Билибина, научные прогнозы которого о наличии в бассейне р. Колымы золотоносности блестяще подтвердились. С 1930 г. здесь начата промышленная добыча золота. Год спустя создан государственный трест Дальстрой, при котором в 1939 г. было организовано специализированное геологическое управление, призванное обеспечивать постоянное укрепление минерально-сырьевой базы горно-добывающей промышленности края. Научные исследования на Северо-Востоке СССР в этот период носили сугубо прикладной характер и были направлены на поиски главным образом золота и олова.

По мере укрепления геологоразведочной службы в регионе все большее распространение получают узконаправленные исследования по стратиграфии, палеонтологии, минералогии. Начали формироваться специализированные тематические группы, которые явились основой для создания Центральной научно-исследовательской лаборатории и Центральной комплексной тематической экспедиции Дальстроя, что обеспечило качественный скачок в деятельности геологической службы Северо-Востока СССР.

Вместе с тем исследования, имеющие фундаментальное значение, в 30-е годы, в начале 40-х гг. носили в основном экспедиционный характер и осуществлялись силами ученых научно-исследовательских учреждений центральных районов страны. Большой вклад в исследование закономерностей геологического строения, формирования и размещения месторождений минерального сырья региона внесли труды С. С. Смирнова, А. К. Болдырева, Д. С. Вознесенского, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова и др.

Постановка крупных фундаментальных проблем в области геологии непосредственно на Северо-Востоке страны стала возможной благодаря созданию в 1948 г. в Магадане Всесо-

ленного исследований в областях региональной геологии, геофизики, магматизма, металлогении, рудо- и россыпеобразования, мерзлотоведения на ближайшую и отдаленную перспективу. Рассмотрены вопросы организации научных исследований.

юзного научно-исследовательского института золота и редких металлов (ВНИИ-1), основные направления научных исследований которого — изучение вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении региона.

Новый этап в развитии геологических исследований на Северо-Востоке СССР связан с организацией в 1960 г. в Магадане Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института (СВКНИИ) АН СССР, который в этом году отмечает свое 25-летие. К моменту организации этого института было уже ясно, что в регионе, обладающем огромным богатством природных ресурсов, необходимо всемерно усиливать геологические исследования, направленные на комплексное развитие горно-рудной промышленности. В этих условиях постановка и разработка научных проблем в организованном институте преследовали главным образом цели для экономики края — всемерное развитие производительных сил Магаданской области и прежде всего ее минерально-сырьевой базы как основы горно-добывающей промышленности.

Во временной последовательности можно выделить следующие этапы открытия полезных ископаемых на севере Дальнего Востока СССР: конец 20 — начало 30-х гг. — обнаружение золота (преимущественно россыпи), 30-е гг. — олова и вольфрама (россыпи и коренные месторождения), 40-е гг. — плутогенных месторождений золота, 50-е гг. — месторождений алмазов, 60-е гг. — вулканогенных месторождений золота и серебра, 70-80 гг. — нефтегазовых месторождений на Чукотке и Камчатке.

Открытие и изучение месторождений различных полезных ископаемых и закономерностей их размещения в структурах земной коры сопровождалось диалектически-противоречивым процессом познания исследуемых явлений. С одной стороны, открытия месторождений основывались на новых концепциях общей геологии и учения о полезных ископаемых, с другой — часто противоречили установившимся в начале XX столетия геологическим канонам, служили основой создания новых концепций в геологии вообще и особенно в той ее части, которая касалась учения о полезных ис-

копаемых. В этом процессе познания геологическая наука занимала передовые позиции, она выходила на новые рубежи, диктовавшиеся потребностями общества, в чем немалая роль принадлежит исследованиям, выполняемым в научных учреждениях Северо-Востока СССР.

Известно, например, что учение о россыпях практически полностью сформировалось в процессе изучения месторождений на Северо-Востоке. С этим регионом в значительной мере связано развитие представлений о геологии коренных месторождений золота, олова, ртути. Геология и геохимия серебра как науки современные контуры приобрели именно здесь. И в этом немалая заслуга принадлежит ученым СВКНИИ, которые занимаются изучением прежде всего фундаментальных проблем в области геологии и геофизики. В последние годы значительно возросли научный уровень и прикладная направленность исследований института. Постановка и решение всех научных проблем диктуются общегосударственными задачами. Часть из них выполняется по заданию Государственного комитета при Совете Министров по науке и технике и Госплана СССР. Значительный объем исследований связан с вопросами экономики Магаданской области.

СВКНИИ сегодня — одно из крупнейших на Востоке нашей страны научных учреждений. В институте имеются 24 научно-исследовательских отдела и лаборатории, крупный ВЦ, библиотека, геолого-минералогический музей. Научные подразделения СВКНИИ расположены в Магадане, на Чукотке и Камчатке, в Хабаровском крае.

В институте работают 11 докторов наук, включая академика и члена-корреспондента АН СССР, и 87 кандидатов наук, представляющих геолого-минералогические, географические, экономические, физико-химические, исторические, технические науки.

Развитие института в составе Дальневосточного научного центра, создание новых лабораторий и отделов, подготовка кадров были направлены прежде всего на изучение фундаментальных проблем, касающихся строения земной коры и верхней мантии, геологии полезных ископаемых, экономики минерального сырья, а также на решение важнейших для Магаданской области и в целом для Северо-Востока и Дальнего Востока страны народно-хозяйственных задач.

Крупные теоретические обобщения сделаны в институте в области тектоники и истории геологического развития Северо-Востока СССР и сопредельных регионов. Большое научное и практическое значение имеют исследования по геологии россыпей, а также по геологии и генезису золото- и сереборудных месторождений северо-западного сегмента Тихоокеанского

кольца. Выполнена оценка перспектив нефтегазоносности Северо-Востока Азии. Проведен анализ и изучены геологические закономерности распространения сырьевых ресурсов для получения синтетических нефтепродуктов. В области региональной геофизики составлены объемные модели геологического строения земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Своеобразной научной лабораторией и центром пропаганды наук о Земле стал геологический музей института. На основе схемы сейсмического районирования Северо-Востока, принятой к внедрению Госстроем СССР, дана оценка сейсмической опасности региона и разработаны предложения по строительству крупных промышленных объектов, в частности Колымской ГЭС. Предложенные институтом инженерные методы управления мерзлотными процессами используются в дорожном, гидротехническом (Колымская ГЭС, Анадырская плотина) и гражданском строительстве (г. Анадырь), в сельском хозяйстве для подготовки луговых угодий на днищах искусственно осушаемых термокарстовых озер.

Учеными института подготовлено научное обоснование долгосрочной целевой программы промышленного освоения природных ресурсов Дальнего Востока СССР, осуществлена экономическая оценка его минерально-сырьевой базы. Научные рекомендации использованы плановыми и хозяйственными ведомствами Магаданской области и региона в целом, а также приняты во внимание центральными органами при решении вопросов по развитию производительных сил и науки на Дальнем Востоке страны.

Институтом намечены основные направления научно-исследовательских работ, имеющих долгосрочный характер. Главные из них:

— разработка принципов и методов прогнозирования месторождений благородных, редких и цветных металлов, критериев и методов их поиска и разведки, а также теоретическое обоснование возможности обнаружения новых видов минерального сырья. Выявление благоприятных рудо-, нефте-, газоконтролирующих структур на основе системного анализа и синтеза научной информации с привлечением новейших геофизических, геохимических и космических методов исследования;

— изучение вещественного состава геологических формаций и месторождений полезных ископаемых, их возраста, генезиса и структурного положения, в частности изучение и оценка углеводородного сырья методами геохимии и геофизики.

Для решения этих задач ученым института, вероятно, необходимо усилить структурно-геологические исследования в наиболее перспективных для поисков благородных и цветных металлов районах Северо-Востока с использо-

ванием методов космической геологии, региональной геофизики и вычислительной техники.

По-видимому, целесообразно предусмотреть в планах НИР ориентацию стратиграфо-палеонтологических и магнитно-стратиграфических исследований и данных методов изотопного датирования геологических формаций на районы, перспективные на минерально-сырьевые ресурсы, в частности благородные и цветные металлы, строительные материалы, нефть и газ; привлечь внимание исследователей к детальному изучению стратиграфии кайнозойских отложений в связи с поисками россыпных месторождений золота и олова, а также углеводородных ресурсов.

Особое внимание, по мнению автора, следует уделить металлогеническому прогнозу по главным рудно-россыпным узлам на золото и олово на основе новейших данных по геологическому строению региона. Следует усилить внимание к разработке и подготовке рекомендаций для внедрения новой системы организации поисков и оценки месторождений золота в горно-промышленных районах с развитой инфраструктурой.

Накопленные за последние годы данные позволяют провести металлогеническое районирование и рудно-формационный анализ территории Корякско-Камчатской складчатой области. Насущной становится задача определения здесь первоочередных для детального изучения рудных узлов.

Всемерное укрепление минерально-сырьевой базы россыпеобразующих предприятий требует усиления исследований, касающихся изучения связей россыпей с коренными источниками, выявления условий и масштабов накопления мелкого и дисперсного золота, критериев поисков и оценки древних диагенезированных россыпей, возможностей комплексной обработки поликомпонентных объектов. Для этого необходимо обеспечить координацию исследований всех подразделений института, занятых разработкой как фундаментальных, так и прикладных проблем, а также предусмотреть возможность оперативного решения отдельных задач совместно со специалистами отраслевых предприятий.

Важные задачи стоят перед институтом в связи с необходимостью ускоренного решения проблем энергетики региона, и прежде всего за счет углеводородного сырья. Поэтому в планы НИР следует включить задание по комплексной разработке геохимических, геофизических методов поиска месторождений нефти и газа с учетом бурения на территории Северо-Восточной Азии.

Следует обратить внимание на необходимость дальнейшего изучения процессов развития вечной мерзлоты и перигляциального ли-

тогенеза. Здесь важным является то обстоятельство, что ни климат в этой части материка, ни состояние вечной мерзлоты, ни характер литогенеза не оставались на протяжении четвертичного периода стабильными. Напротив, изменению подвергались все их главные параметры, что нашло отражение и в характере накоплений этого времени. Прикладным результатом изучения континентального литогенеза могут быть предложения по совершенствованию способов отработки россыпных месторождений, а также инженерных методов управления мерзлотными процессами.

Сделаем несколько замечаний о направлениях дальнейшего развития горно-добывающей промышленности региона.

Отрасли, непосредственно связанные с освоением минерально-сырьевого потенциала региона — геологоразведка и горное производство, формируют своеобразный промышленный горно-геологический узел. Функционирование этого узла в период 1966—1983 гг. характеризовалось рядом особенностей: во-первых, некомплексным подходом к изучению и освоению минерально-сырьевого потенциала, что имело отрицательное воздействие на его развитие, снизило эффективность горно-промышленного производства; во-вторых, общим усложнением изучения геологического строения региона, характера открываемых месторождений и способов их разработки в связи с постоянным продвижением поисковых и эксплуатационных работ в полярные районы с тяжелой природной и климатической обстановкой; в-третьих, неэффективной геолого-экономической оценкой выявленных ресурсов минерального сырья, основанной на ведомственном, узкоотраслевом подходе к проблеме.

В настоящее время в регионе, пожалуй как никогда остро, возникает необходимость выбора рациональных путей формирования рудной базы, а значит, и развития добывающей промышленности. Проблема эта не новая, однако приходится констатировать, что сейчас, как и 20 лет назад, существует недооценка необходимости быстрых темпов развития добывающей отрасли, которая в настоящем состоянии не отражает потенциальных возможностей недр территории Магаданской области. Одной из причин этого является, по-видимому, несовершенство системы поисков и разведки месторождений. Можно утверждать, что от принятой на Северо-Востоке системы поисково-разведочных работ (недостаточный объем горных выработок, редкая сеть скважин) вряд ли в ближайшее время можно ожидать заметных практических результатов: контуры промышленных руд в пределах рудных зон весьма не выдержаны, определяются сложным сочетанием элементов структурного



и литологического контроля, для их оценки на глубоких горизонтах требуются не только буровые работы, но и проходка шахтных подземных выработок.

Главная проблема, ждущая своего разрешения в двенадцатой — четырнадцатой пятилетках, — ускоренный ввод в эксплуатацию, освоение проектных мощностей, совершенствование действующих горно-рудных предприятий.

Большое народнохозяйственное значение имеет ускоренное решение научных задач в области нефтегазовой проблематики. Исследования Министерства геологии СССР, Мингазпрома СССР и ДВНЦ АН СССР (в том числе и СВКНИИ) значительно углубили представления о нефтегазоносности региона, и в частности его восточных районов. Набор геологических параметров и результаты разведки первых выявленных на Чукотке и Камчатке залежей указывают на непрерывность северного сегмента Тихоокеанского пояса нефтегазоносных бассейнов, который протягивается от Калифорнии через Аляску, Чукотку, Камчатку, Сахалин и Японию до Индопацифики. Видимо, можно также говорить о непрерывности Арктического пояса бассейнов.

Успешное решение задач, стоящих перед исследователями Северо-Востока СССР, требует определенной организационной перестройки геологической научно-практической базы региона. С учетом большой экономической значимости скорейшего решения проблем создания надежной минерально-сырьевой базы, сложного геологического строения и специфики минерального сырья региона необходима резкая интенсификация усилий всех научных сил региона, а также центральных научно-исследовательских организаций, традиционно изучающих проблемы Дальневосточного Севера. Во взаимоотношениях науки и производства должен наступить качественно новый этап, характеризующийся, с одной стороны, возрастающей ролью проблемно ориентированных фундаментальных исследований, с другой — необходимостью эффективно соединять их с неотложными практическими нуждами. Главная задача исследований состоит в совершенствовании принципов и критериев прогнозирования оруденения, прежде всего золотого, серебряного, оловянного, вольфрамового, и нефтегазоносности на всех этапах геологического изучения

территории. Особенно актуальными представляются задачи прогнозирования месторождений и распознавания промышленной ценности объектов на стадии поисков. Для успешного решения этих задач необходимы четкая организация и координация исследований, повышение удельного веса и уровня научных работ, увеличение ответственности ученых и практиков за результаты и своевременное их внедрение. В проблему входят также вопросы принятия хозяйственных решений с учетом неоднозначности экономической информации, использования новых тенденций в научно-техническом прогрессе, совершенствования перспективного планирования, методики и технологии поисковых и разведочных работ.

Очевидно, что предлагаемое решение проблемы в сжатые сроки потребует существенного увеличения объема поисково-разведочных работ по сравнению с современным его уровнем. Наряду с неизбежным ростом ассигнований потребуются, вероятно, и существенная перестройка системы поиска и разведки.

В заключение несколько слов о проблемах организации научных исследований. Главное направление здесь — ведение научных разработок на основе конкретных заказов министерств и ведомств. Формы объединения усилий науки и практики могут быть разные: договоры о творческом, хозяйственном сотрудничестве, работа по единому наряду-заказу. Вместе с тем должна получить развитие и такая «позабывтая» форма сотрудничества, как научная консультация. Хотелось бы видеть ученых, специалистов консультантами производственных объединений, членами их директорских советов и т. д. Академическая наука (как и любая другая) должна нести ответственность за качество своей продукции, в какой бы форме она ни представлялась. Введение такой ответственности существенно уменьшит поток непродуктивных, «сырых» предложений, позволит хозяйственникам сосредоточиться на главных, требующих своего скорейшего решения вопросах.

Таковы в общих чертах основные пути дальнейшего развития фундаментальных и прикладных исследований отмечающего свое 25-летие Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР.

К. В. Симаков

## ПРАКТИКА И МЕТОДОЛОГИЯ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГРАНИЦЫ ДЕВОНА И КАРБОНА

Анализируется проблема расчленения пограничных отложений девона и карбона с позиций вывода о наличии в стратотипическом разрезе Динантского бассейна перерыва между формациями Этрэн и Астьер. Обосновывается необходимость выделения в пограничных отложениях девона и карбона двух самостоятельных подразделений ранга хронозон — струния и хангенбергия. Приводится палеонтологическая характеристика этих подразделений. С позиций теории концептуального стратиграфического времени на примере

Подразумевается, что хроностратиграфическая шкала обеспечивает создание глобальной системы отсчета концептуального стратиграфического времени, позволяющей определять временные отношения между протоколами пространственно разобщенных геологических событий [14]. Как подчеркивал Б. С. Соколов [20], от решения «проблемы хроностратиграфических границ» как в общем (методологическом) плане, так и применительно к каждой конкретной границе зависит прогресс в теоретической и практической стратиграфии. Решение этой проблемы тормозится противоречиями между теоретическими представлениями о границах и теми природными феноменами, которые принимаются за реальные хроностратиграфические границы [32]. Эти противоречия лежат в основе «антиномии естественных — искусственных границ» [7], дискуссия по поводу которой длится уже около столетия. В настоящей работе антиномия рассматривается с позиций разработанной автором теории концептуального стратиграфического времени [10, 17] на примере тех проблем, с которыми приходится сталкиваться при определении границы девонской и каменноугольной систем.

### I

До последнего времени решение проблемы границы девона и карбона опиралось на представления о полноте и непрерывности стратотипических разрезов пограничных отложений этих систем в Динантском бассейне и Рейнских Сланцевых горах. Комплексное изучение опорного разреза пограничных отложений систем на Северо-Востоке СССР [12, 18] и сравнение его со стратотипическими разрезами Динантского бассейна привело к выводу о наличии в последнем стратиграфического перерыва между формациями Этрэн и Астьер

границы девона и карбона рассматриваются методологические аспекты решения «антиномии естественных — искусственных границ». Обоснована необходимость введения системы конвенций в универсальные операциональные правила по определению и прослеживанию хроностратиграфических границ. Границу девона и карбона предлагается установить в соответствии с данными о развитии амmonoидей в интервале распространения акутитимитоцерасовой фауны.

[16, 33]. Этот вывод поставил на повестку дня вопрос о выделении в составе пограничных отложений девона и карбона возрастных аналогов не только струния, но и тех отложений, которые отсутствуют в Динантском бассейне. В районах, расположенных к востоку от Урала, этот вопрос решается путем прямой корреляции с опорным разрезом Северо-Востока СССР. Сложнее обстоит дело в районах, находящихся к западу от Урала, где все отложения со «смешанной» девонско-каменноугольной фауной (независимо от ее состава) традиционно относятся к струнию (или этрэнэ).

Учитывая перерыв между формациями Этрэн и Астьер, а также неопределенность палеонтологической характеристики базальных (Tn1b $\alpha$ ) слоев формации Астьер, целесообразно ограничивать струний объемом Fa2d — Tn1a в его стратотипических разрезах. В этом случае при выделении возрастных аналогов струния следует руководствоваться следующими палеонтологическими критериями [24, 25]. По миоспорам струний отвечает полному объему палинозоны LV; по фораминиферам — верхней части зоны Eoendothyra regularis (с уровня появления первых Laxoendothyra), полному объему зон Eoendothyra radiata и Quasiendothyra kobeitusana; по брахиоподам — слоям со сфеноспировой фауной; по конодонтам — нижней части средней подзоны Bispathodus costatus. По данным разреза Дзиковец (Эберсдорф), в котором фораминиферы зоны Quasiendothyra kobeitusana установлены с амmonoидеями зоны Kalloclymenia subarmata [26, 31], струний отвечает нижней зоне гепозоны Wocklumeria. Особо укажем на отсутствие среди струнийских фораминифер представителей группы Q. konensis — Q. dentata (исключением является Q. konensis glomiformis, встречаемая в пачке t известняка Этрэн), а среди брахиопод — сиринготирисов и семипродуктусов. Приведенной характеристике струния отвечают заволжский горизонт (и его

возрастные аналоги) на Русской платформе и слои со *Sphenospira julii-Avonis? nigra* Закавказья [4, 13].

Для выделения возрастных аналогов отложений, сформировавшихся за время перерыва между формациями Этрэн и Астьер, имеются следующие данные. Судя по материалам изучения опорных разрезов Рейнских Сланцевых гор [22, 27], можно предполагать, что предастьерский перерыв охватывал время отложения зоны *Parawocklumeria paradoxa*, а также палинозон LL, LE и частично LN. Возрастные аналоги этого (хангенбергского) интервала по миоспорам выделялись лишь в верхнем древнем красном песчанике (фарловии) Южной Ирландии [23]. Установление аналогов хангенбергия в мелководных (кораллово-брахиоподовых) образованиях затруднено в связи с редкой встречаемостью аммоноидей и миоспор. В этой связи особый интерес представляют данные изучения опорных разрезов западного склона Южного Урала [5] и Мугоджар [19, 21].

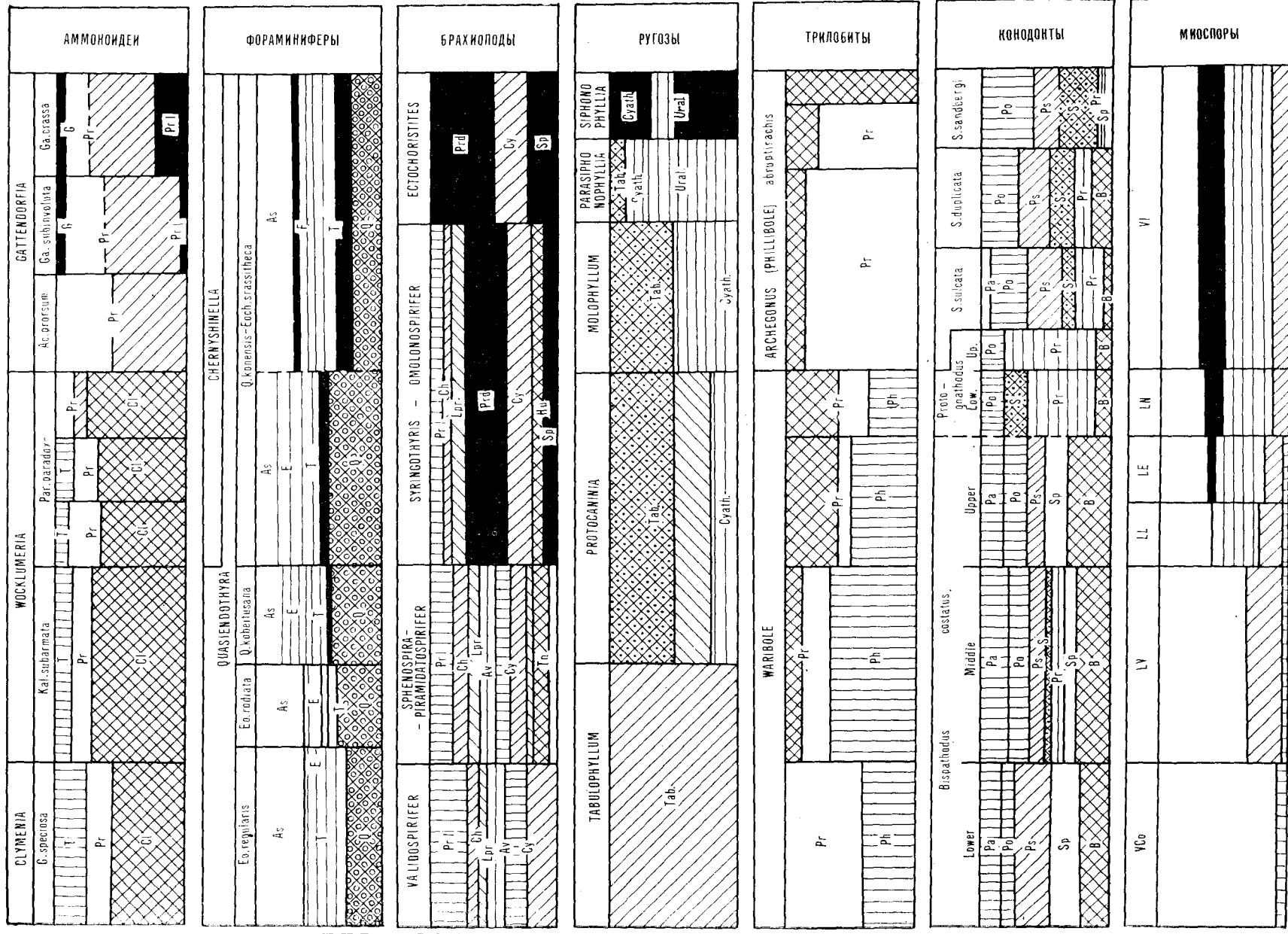
Считается, что типичным аналогом слоев Этрэн являются отложения литвинского горизонта [6]. Комплексное изучение его опорных разрезов позволило уточнить палеонтологическую характеристику отложений горизонта [5]. Во-первых, оказалось, что в этих разрезах отсутствуют отложения зоны *Eoendothyra radiata*, а на породах зоны *Eoendothyra regularis*, содержащих аммоноидей верхней части генозоны *Clumenia*, залегают слои с фораминиферами зоны *Quasiendothyra konensis*, среди которых преобладают формы, встреченные лишь вблизи кровли известняка Этрэн. В верхней части разреза литвинского горизонта появляются представители группы *Q. dentata*, отсутствующие в струнийской ассоциации Динантского бассейна. Во-вторых, среди аммоноидей зиганских слоев присутствуют формы зоны *Parawocklumeria paradoxa* [11]. В-третьих, типичная для струния *Sphenospira julii* встречается вместе с формами сиринготирисовой фауны, которая резко отличается от собственно струнийской ассоциации [6, 11]. В-четвертых, в отложениях литвинского горизонта разреза Широковский установлены миоспоры подзоны *Retispora lepidophyta tenera* (или верхней части палинозоны LV [3]), а в зиганских слоях (слой 6в) разреза Сиказа — миоспоры палинозоны LE [1]. В-пятых, состав конодонтовых комплексов лоя *Pseudopolygnathus trignonis* и *Siphonodella praesulcata*, выделяемых в литвинском горизонте, отличается от струнийской ассоциации и, видимо, характеризует ту часть средней подзоны *Bispathodus costatus*, которая в разрезах Рейнских Сланцевых гор соответствует зоне *Parawocklumeria paradoxa*.

Таким образом, палеонтологические особенности отложений литвинского горизонта не дают оснований рассматривать их в качестве возрастных аналогов струния в его полном объеме. Судя по составу фораминиферных и миоспоровых комплексов, можно предполагать, что нижняя часть литвинского горизонта одновозрастна двум верхним (*t* и *u*) пачкам формации Этрэн, тогда как верхи литвинского горизонта относятся к хангенбергию. Этот вывод подтверждается данными изучения опорных разрезов Мугоджар [19, 21]. Здесь, в джанганинских слоях, содержащих сиринготирисовую фауну и миоспоры фаз LN и LCr, наблюдается смела обедненной квазиэндоотирисовой фауны бисферовой ассоциацией зоны *Tournaulina beata*. Вместе с нею появляются первые конодонты зоны *Siphonodella sulcata*, а несколько выше — аммоноидей «штокумской» акутимиоцерасовой фауны и миоспоры палинозоны VI.

Итак, корреляция опорных разрезов пограничных отложений девона и карбона Евразии с учетом вывода о неполноте стратотипического разреза Динантского бассейна позволяет наметить в них два подразделения, отвечающих в трактовке западноевропейских специалистов рангу яруса, советских ученых — рангу хронозон [9]: струния и хангенбергия. Струний принимается в объеме Fa2d — Tn1a франко-бельгийского стандарта, зоны *Kallosclumenia subarmata* и палинозоны LV, а хангенбергий — в объеме зоны *Parawocklumeria paradoxa*, палинозон LL, LE и LN. Выделение струния и хангенбергия дает возможность дополнить картину развития органического мира на рубеже девона и карбона и подойти с новых позиций к определению их границы.

## II

Прежде всего, уточним, какой смысл вкладывается исследователями традиционно в понятие «хроностратиграфическая граница». При этом выражении в сознании обычно возникают два взаимно дополняющих образа-концепции: с одной стороны — координата (стрела) времени с нанесенными на нее точками, разделяющими смежные подразделения времени (макларенский образ-концепция «золотого гвоздя»); с другой — сопряженные с этими точками плоскости, опоясывающие в виде замкнутых гиперповерхностей земной шар (ньютонский образ-концепция «лезвия ножа»). Вместе с тем невозможно привести ни одной конкретной хроностратиграфической границы, которая удовлетворяла бы этим образам-концепциям. С точки зрения практического удобства целесообразно сохранить в теоретико-познаватель-



ном аппарате стратиграфии представление о хроностратиграфических границах как о резких демаркационных поверхностях. Однако тогда необходимо рассмотреть вопрос об условиях материализации этих теоретических представлений, а также о тех универсальных операциональных правилах, которые должны использоваться при установлении и прослеживании конкретных хроностратиграфических границ.

Хроностратиграфическая шкала, как и любой прибор для измерения концептуального времени, представляет собой модель некоторого специально выбранного процесса, выступающего в качестве материальной (субстанциальной) основы метрики концептуального стратиграфического времени. Точки, применяемые для градуировки координаты концептуального стратиграфического времени, символизируют в развитии этого привилегированного (базисного) процесса те события, которые отражают специфику его собственного реального времени [10]. Отсюда можно дать следующее общее определение понятия «хроностратиграфическая граница»: это зафиксированный в геологической летописи протокол смены двух последовательных относительно стабильных состояний той системы, циклически-необратимое развитие которой принято за базис метрики концептуального стратиграфического времени [32]. Поскольку хроностратиграфическая шкала фанерозоя является моделью эволюции органического мира, постольку хроностратиграфические границы можно определить как зафиксированные в палеонтологической летописи протоколы изменений в составе и структуре палеобиоты, которые выражаются сменой (исчезновением и (или) появлением) в каждой группе таксонов с различными архетипами. В качестве примера такого события рассмотрим, какие изменения в составе и структуре сообществ происходили у различных групп ископаемых организмов на рубеже девона и карбона (см. рисунок).

Во-первых, как показало сравнение биостратиграфических шкал, отражающих эволюцию различных групп, собственный ритм развития имели не только все группы [30], но и у каждой из них скорость эволюционных преобразований менялась с течением времени. Если при определении границы систем использовать один и тот же критерий (например, первое по-

явление каменноугольных таксонов, их широкое распространение или исчезновение девонских таксонов), то, опираясь на данные о развитии различных групп, можно получить множество равноценных по способу определения границ, занимающих неодинаковое положение. Соответственно, принимая развитие различных групп в качестве основы для градуировки координаты концептуального стратиграфического времени, неизбежно получим неодинаковые по структуре и объему подразделений варианты хроностратиграфических шкал с несовпадающими границами. Отсюда следует неизбежность выбора какой-либо одной (ортохронологической) группы, которая будет выполнять функции эталонных часов концептуального стратиграфического времени, или, иначе, модель эволюции которой будет определять структуру хроностратиграфической шкалы, объем и положение границ ее подразделений. Обратим внимание на то, что, признавая ортохронологический статус той или иной группы, мы одновременно вынуждены в неявной форме признавать и равномерность ее развития, чтобы обеспечить конгруэнтность наименьших по рангу единиц хроностратиграфической шкалы.

Во-вторых, у различных групп наблюдаются различные изменения в составе и структуре сообществ. Первый тип характеризуется полным исчезновением девонских таксонов, кратковременной экспансией таксонов с персистентными архетипами и последующим появлением каменноугольных таксонов, постепенно приобретающих доминирующее значение. Для этого типа характерно отсутствие перекрытия диапазонов распространения таксонов с девонскими и каменноугольными архетипами. Так менялись сообщества цефалопод и фораминифер. Второй тип отличается постепенным исчезновением девонских таксонов, которое сопровождалось последовательным возникновением каменноугольных. Для него характерно взаимное перекрытие диапазонов распространения таксонов с разными архетипами. Такой тип изменений имеет место у брахиопод. К третьему типу относятся трансформации, обусловленные либо постепенным вымиранием девонских таксонов, либо возникновением каменноугольных, которые соответственно элиминировались или добавлялись в сообщества,

Изменения в составе и структуре сообществ у различных групп ископаемых организмов на рубеже девона и карбона.

Таксоны с архетипами: 1 — персистентными, 2 — девонскими. Таксоны, возникшие на стадиях: 3 — дестабилизации девонских и персистентных, 4 — дилаборации девонских, 5 — инициации каменноугольных, 6 — стабилизации каменноугольных архетипов. Таксоны, возникшие в процессе мирабилизации: 7 — персистентных, 8 — девонских, 9 — каменноугольных архетипов. Аммоноидеи: T — Tornoceratidae, Pr —

Prionoceratidae, Cl — Clymeniida, G — Goniatitina, Prl — Prolesanitina. Фораминиферы: As — Astrorhizida, E — Endothyridae, T — Tournayellidae, Q — Quasiendothyridae. Брахиоподы: Prl — Productellidae, Ch — Chonopectidae, Lpr — Leiproductidae, Av — Avoniidae, Prd — Productiniidae, Cy — Cyrtospiriferinae, Tn — Tenticospiriferinae, Hu — Hunanospiriferinae, Sp — Spiriferidae. Ругозы: Tab — Tabulophyllidae, Cyath. — Cyathophyllidae, Ural. — Uraliniidae. Трилобиты: Pr — Prethidae, Ph — Phacopidae. Конодонты: Pa — Palmatolepis, Po — Polygnathus, Ps — Pseudopolygnathus, S — Siphonodella, Pr — Protognathodus, Sp — Spathognathodus, B — Bispathodus.

состоящие в основном из таксонов с персистентными архетипами. Такие изменения имели место у трилобитов, табулятов, ругоз. В четвертом типе не наблюдается принципиальной разницы между девонскими и каменноугольными сообществами. Различия между ними обуславливались всплесками формообразования в тех группах видов, которые возникли еще в девоне. При этом господствующее положение как в девонских, так и в каменноугольных ассоциациях занимали таксоны либо с девонскими, либо с промежуточными архетипами, что характерно для конодонтов.

Сопоставляя пространственно-временные закономерности эволюции различных групп как с точки зрения появления в них таксонов с каменноугольными архетипами, так и с точки зрения изменений состава и структуры сообществ, нетрудно убедиться, что оба этих взаимосвязанных эволюционных феномена занимают те или иные стратиграфические интервалы (фило- или стратозкотоны), которым отвечали определенные промежутки времени (хроноэкотоны). Следовательно, чтобы материализовать образ-концепцию хроностратиграфической границы в виде «золотого гвоздя», необходимо заключать конвенцию о том, какой именно критерий должен иметь универсальное значение при фиксации конкретных хроностратиграфических границ с помощью палеобиологических реперов. При этом следует учитывать, что выбранный палеобиологический репер представляет собой символ того филоэкотона, который является «естественной» (реально наблюдаемой в природе) хроностратиграфической границей. Закрепляя ее положение с помощью палеобиологического репера в стратотипе, мы тем самым, во-первых, фиксируем номенклатурный эталон соответствующей «естественной» хроностратиграфической границы [8] и, во-вторых, материализуем с помощью «золотого гвоздя» границу между подразделениями концептуального (а не реального!) стратиграфического времени.

Учитывая рекомендации ISG [28], можно предложить следующее операциональное правило для фиксации номенклатурных эталонов хроностратиграфических границ: за палеобиологический репер хроностратиграфической границы принимается фиксируемый в специально выбранном стратотипе уровень возникновения одного из филогенетически связанных видов ортохронологической группы, распространенных в пределах ее филоэкотона [32].

Поскольку стандартное расчленение не только девона, но и карбона, перми и всего мезозоя отражает закономерности эволюции амmonoидей, постольку логично установить границу девона и карбона в соответствии со спецификой развития данной группы, как это пред-

лагалось II Геерленским конгрессом в 1935 г. Рубеж девона и карбона ознаменовался глубоким кризисом в развитии амmonoидей, которым разделяются девонский и каменноугольно-пермский этапы их развития [2]. К концу девона относится вымирание климений, а начало карбона знаменуется возникновением и экспансией гоииатитин и пролеканитин, первые представители которых появились в гаттендорфий. В послевожлумское — догаттендорфское время амmonoидей представлены только родом *Imitoceras* и отделившимися от него родом *Acutimitoceras*. Времени существования этой таксономически бедной фауны отвечают так называемые акутимитоцерасовые слои Рейнских Сланцевых гор [29] и Мугоджар [19]. К началу гаттендорфия относится всплеск формообразования, во время которой от *Imitoceras* произошли разнообразные приоператиды. Поскольку амmonoидей акутимитоцерасовых слоев по морфологическим признакам близки к гаттендорфским, границу девона и карбона логично проводить либо между геозоной *Wocklumeria* и акутимитоцерасовыми слоями [2], либо внутри последних по возникновению одного из видов *Acutimitoceras* [32].

Рассмотрим условия материализации образ-концепции хроностратиграфических границ в виде «лезвия ножа», олицетворяющего изохронные гиперповерхности, опоясывающие земной шар.

Прежде всего, поскольку ни одна группа не имела повсеместного распространения, а существовала в более или менее широком наборе фациальных обстановок, постольку проследить хроностратиграфические границы во всем спектре различных по составу и условиям формирования отложений (от континентальных до глубоководных включительно) с помощью одной (ортохронологической) группы в принципе невозможно. Иными словами, ни одна группа не может выполнять одновременно функции и прибора, и инструмента для измерения концептуального стратиграфического времени. В качестве инструментов (локальных часов) выступают парахронологические группы, каждая из которых обладает собственным, меняющимся с течением времени шагом развития, отличным от ритма эволюции ортохронологической группы. Вследствие этого ни положение границ, ни объемы подразделений вспомогательных (парахронологических) шкал не совпадают с таковыми эталонной (ортохронологической) шкалы. Отсюда следует, что объем наименьших (элементарных) хроностратиграфических подразделений определяется такими зональными единицами ортохронологической шкалы и не зависит от объемов единиц парахронологических шкал. Благодаря этому, прослеживание хроностратиграфических границ

сводится к определению протоколов метрически одновременных событий в развитии орто- и парахронологических групп, маркирующих границы зональных подразделений соответствующих шкал [15].

Одновременность протоколов различных по масштабу и характеру эволюционных преобразований событий в развитии орто- и парахронологических групп выражается в идентичности их свойств и отношений [10, 17]. Объективно (топологически) одновременными являются, с одной стороны, совпадающие друг с другом границы зональных подразделений орто- и парахронологических шкал, с другой — границы тех единиц парахронологических шкал, которые располагаются в пределах филоэктона ортохронологической группы. С этих позиций объективно одновременными можно считать границы Lower /Upper Protognathodus-Fauna/ Siphonodella sulcata в конодонтовой шкале, а также границы палинозон LN/LCg/VI, так как все они располагаются в интервале распространения акутимитоцерасовой фауны. В принципе границы указанных зон могут использоваться в качестве парахронологических маркеров границы между девонем и карбоном. Но поскольку в пределах акутимитоцерасового филоэктона в конодонтовой и в миоспоровой шкалах находятся границы нескольких зональных единиц, мы вынуждены заключать соглашение о том, подошву какой именно зоны рассматривать в качестве парахронологического маркера границы систем, иначе говоря, необходимо прибегать к конвенции, позволяющей выбирать среди протоколов нескольких топологически одновременных событий лишь те, которые по определению будут считаться метрически одновременными с формальным ортохронологическим репером данной границы [32].

Конвенция о парахронологических маркерах создает предпосылки для прослеживания хроностратиграфических границ в глобальном масштабе. Однако ее недостаточно, чтобы сформулировать общее операциональное правило материализации образа-концепции «лезвия ножа». Это связано с тем, что одни и те же парахронологические маркеры вследствие палеобиогеографических и главным образом экологических различий появляются в разных районах в неодинаковой стратиграфической по-

следовательности. Например, в Рейпских Сланцевых горах конодонты зоны Siphonodella sulcata появляются выше подошвы палинозоны VI [29], а в Мугоджарах они присутствуют в слоях с миоспорами фазы LCg [21]. Иначе говоря, при прослеживании хроностратиграфических границ мы сталкиваемся с некоторым пространственно-временным (стратиграфическим) объемом, в котором располагаются протоколы метрически одновременных событий, связанных друг с другом отношениями неопределенности. Не имея в этих условиях никаких объективных критериев для выбора одного из них для фиксации границы в каждом конкретном случае, мы вынуждены вводить в операциональное правило по прослеживанию хроностратиграфических границ еще одно соглашение: за пределами стратотипического района хроностратиграфические границы совмещаются с уровнем появления любого из официально принятых ее парахронологических маркеров [32].

Таким образом, решение «антиномии естественных — искусственных границ» и материализация их образов-концепций в виде «золотых гвоздей» и «лезвий ножа» требуют заключения системы конвенций. Объективно необходимость в них диктуется, с одной стороны, экотонной природой реальных хроностратиграфических границ, совпадающих с переломными моментами в эволюции ортохронологических групп; с другой — наблюдаемыми в природе соотношениями между парахронологическими маркерами, последовательность появления которых в каждом конкретном районе определяется местными экологическими условиями. Принципиальное отличие этих конвенций от волюнтаристских соглашений, которые заключаются *ad hoc* при «искусственном» определении конкретных хроностратиграфических границ, — в их нетривиальности: если мы хотим использовать привычное и удобное в практическом отношении представление о хроностратиграфических границах как о резких демаркационных поверхностях, то, чтобы не вступать в противоречие с выявленными пространственно-временными закономерностями эволюции и экологии, необходимо ввести эти конвенции в универсальные операциональные правила по определению и прослеживанию хроностратиграфических границ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авхимович В. И., Демиденко Э. К. Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Белоруссии (Припятская впадина). Вып. 2. — Магадан: СВННИИ ДВНЦ АН СССР, 1984.
2. Богословский В. И., Кузина Л. Ф. Этапы эволюции амmonoидей и проблема границы девона и карбо-

- на. — ДАН СССР, 1984, т. 276, № 3.
3. Бывшева Т. В. Зональные комплексы спор пограничных отложений девона и карбона восточных районов Русской плиты. — В кн.: Результаты палинологических исследований докембрия, палеозоя и мезозоя СССР. М.: ВНИГНИ, 1976 (Тр. ВНИГНИ, вып. 192).

4. *Гречишников И. А., Аристов В. А. и др.* Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Закавказья (опорные разрезы).— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982.
5. *Кочеткова Н. М., Рейтлингер Е. А., Пазухин В. Н.* Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона западного склона Южного Урала.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. *Крестовников В. Н., Карпышев В. С.* Фауна и стратиграфия слоев Etroungt р. Зиган (Южный Урал).— М.: Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 66).
7. *Мейен С. В.* Введение в теорию стратиграфии.— М.: ВИНТИ, № 1749—74 Дец., 1974.
8. *Мейен С. В.* Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков.— В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
9. *Меннер В. В.* Подразделения Международной стандартной стратиграфической шкалы (состояние и перспективы).— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс. Стратиграфия. Т. 1. М.: Наука, 1984.
10. *Методология и понятийный базис геохронологии.*— Киев: Наукова думка, 1984.
11. *Наливкин Д. В.* Брахиоподы турнейского яруса Урала.— Л.: Наука, 1979.
12. *Путеводитель научной экскурсии по туру IX.*— В кн.: 14-й Тихоокеанский научный конгресс. Магадан, 1979.
13. *Родионова Г. Д., Умнова В. Т.* Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона на юго-западе Московской синеклизы. Вып. 1.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984.
14. *Симаков К. В.* Некоторые философские и методологические аспекты теории геологического времени.— В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск, 1979.
15. *Симаков К. В.* Одновременность геологических событий и «проблема стратиграфических границ».— В кн.: Методология геологических наук. Киев: Наукова думка, 1979.
16. *Симаков К. В.* Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Современное состояние проблемы определения границы между девонем и карбоном.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981.
17. *Симаков К. В.* К созданию общей теории времени (реальное, концептуальное физическое и геологическое время, проблемы одновременности и ретросинхронизации).— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981.
18. *Симаков К. В.* Граница девона и карбона на Северо-Востоке СССР.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс. Северо-Восток СССР. Сводный путеводитель экскурсий 067, 069, 075.— М.: Наука, 1984.
19. *Симаков К. В., Богословский Б. И. и др.* Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона. К характеристике пограничных отложений девона и карбона Мугоджар.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983.
20. *Соколов В. С.* Биохронология и стратиграфические границы.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971.
21. *Barskov I. S., Simakov K. V. e. a.* Devonian-Carboniferous transitional deposits of the Berchogur section, Mugodzary, USSR (Preliminary report).— Cour. Forschung. Inst. Senckenberg, 1984, N 67.
22. *Becker T., Bless M. J. M. e. a.* Hasselbachtal the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rheinisch Massif (Rheinisches Schiefergebirge).— Cour. Forschung. Inst. Senckenberg, 1984, N 67.
23. *Clayton G., Coquel R. e. a.* Carboniferous Miospores of Western Europe: illustration and zonation.— Meded. Rijks Geol. Dienst, 1977, v. 29.
24. *Conil R., Groessens E., Pirllet H.* Biostratigraphical range chart of the type Dinantien.— Ann. Soc. Geol. Belg., 1976, t. 96.
25. *Conil R., Lys M.* Strunien.— Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 1980, N 109.
26. *Gorecka T., Mamet B.* Sur quelques microfacies carbonates Paleozoiques des Sudetes Polonaises (Motns de Bardo).— Rev. Micropaleontol., 1970, v. 13, N 3.
27. *Higgs K., Streel M.* Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern "Rheinisches Schiefergebirge", Germany.— Cour. Forschung. Inst. Senckenberg, 1984, N 67.
28. *ISG.* A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.— N. Y.— L., 1976.
29. *Paproth E., Streel M.* Guidebook Devonian-Carboniferous transitional beds of the "Rheinisches Schiefergebirge".— Liege, 1982.
30. *Schindewolf O. H.* Die Liegendgrenze des Karbons im Lichte biostratigraphische Kritik.— In: C. R. I Intern. Congr. Stratigr. & Geol. Carbonif. (Heerlen, 1927). Liege, 1928.
31. *Schindewolf O. H.* Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer-Schichten (Oberdevon).— Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F., 1937, N 178.
32. *Simakov K. V.* The Devonian-Carboniferous boundary and complications connected with determination of chronostratigraphic boundaries.— Cour. Forschung. Inst. Senckenberg, 1984, N 67.
33. *Simakov K. V., Bless M. J. M. e. a.* Upper Famennian and Tournaisian deposits of the Omolon region (NE USSR).— Ann. Soc. Geol. Belg., 1983, t. 106.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.



В. П. Похилайнен

## АЛЬБ-СЕНОМАНСКИЕ МОЛЛЮСКИ МОРЯ МОУРИ И ЕГО АНАЛОГОВ НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Моря типа Моури на границе альба и сеномана развивались по обеим сторонам Тихого океана в системе бассейнов, приближенных к континентам (Внешняя дуга). Радикальными компонентами биоты морей типа Моури были особые аммониты (гастроплитины) и иноцерамиды (гнезидоцерамы и апопей). Возраст их может быть установлен в местах сочленения палео-

Море Моури (в узком смысле) в конце альбского — начале сеноманского времени представляло собой бассейн осадконакопления так называемых сланцев Моури, служивший областью обитания особой группы двустворчатых и головоногих моллюсков. Уже Дж. Рисайд и У. Коббан расширили представления о площади и границах названного бассейна, выведя его за пределы распространения собственно сланцев Моури в Западных Внутренних районах США (Вайоминг, Монтана, Колорадо, Дакота) на территорию Канады (Альберта, Саскачеван, северо-восток Британской Колумбии), где были исследованы фациальные эквиваленты сланцев Моури. В принципе контуры моря Моури достаточно строго очерчены К. Стелком [23, 24], на схеме которого обозначено и соединение названного бассейна с подобными ему водоемами, существовавшими в альбе — сеномане на территории, протянувшейся от северных склонов Аляски до островов Канадского Арктического архипелага (рис. 1).

Материалы, которыми в настоящее время располагают геологи, позволяют утверждать, что фацции и фауны, специфичные для моря Моури, были распространены по всей периферии Северотихоокеанской дуги и могут быть распознаны не только на указанных выше территориях Северной Америки, но и на Дальнем Востоке, где следы существования бассейнов-гомологов моря Моури обнаружены от Беринговского полуострова до Советского Приморья.

В целом названные бассейны образуют систему, примыкающую к континентальным областям (Внешняя дуга) и, как правило, изолированную от другой системы окраинных морей, приближенных к океану (Внутренняя дуга). Моря Внешней и Внутренней дуг достаточно контрастны по своему биофациальному наполнению, и лишь в редких случаях, когда указанные системы оказывались сближенными в пространстве, как это имело место на Северо-Востоке Азии, наблюдалось смешение фацций и фаун (рис. 2).

бассейнов Внутренней и Внешней дуг (Корякско-Анадырский регион). Стратиграфические и палеонтологические данные свидетельствуют об узком возрастном интервале развития фацций и фаун моря Моури — поздний альб — самый ранний сеноман (время *cristatum* — *mantelli*).

Исследователи, имеющие своей целью автономно решить вопрос о времени существования моря Моури и других, аналогичных ему бассейнов Внешней дуги, а стало быть, и о возрасте осадков, накапливающихся в этих бассейнах, всегда сталкивались с определенными трудностями. Радикальные компоненты биоты моря Моури — гастроплитины — практически не известны за пределами Тихоокеанской области. Не всегда прямые указания о времени осадконакопления могут дать иноцерамиды. В большинстве случаев возраст отложений, вмещающих гастроплитины и иноцерамиды, определяется лишь по соотношению их с осадками, содержащими остатки моллюсков раннего — среднего альба и среднего — позднего сеномана. В какой-то мере возраст самых ранних гастроплитин утверждается их

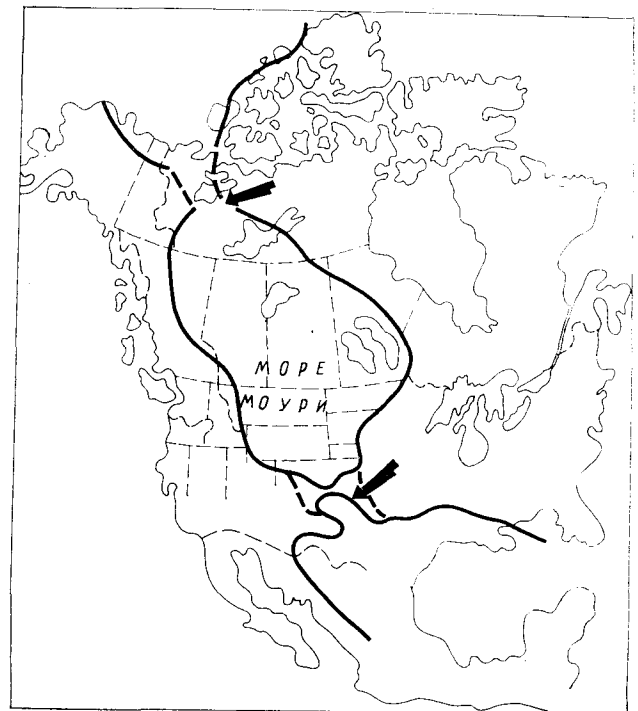


Рис. 1. Очертания моря Моури [23].

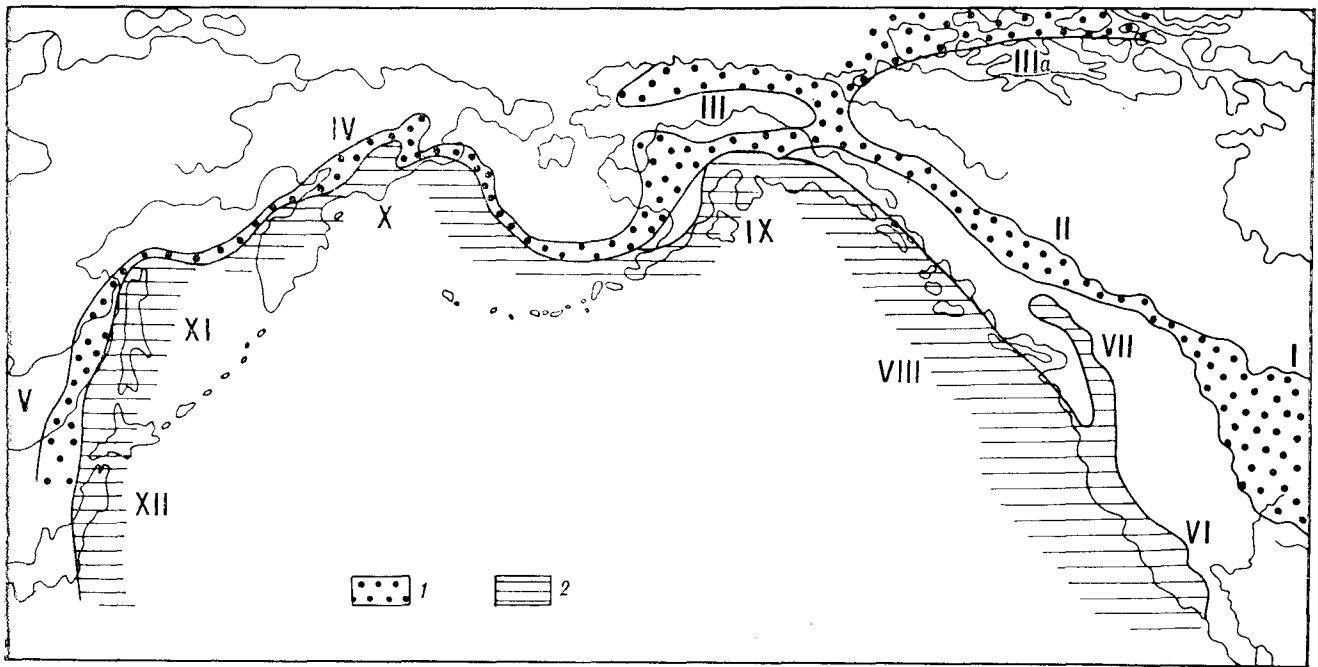


Рис. 2. Распределение фаций среднего мела (пограничные слои альба и сеномана) на севере Тихого океана. 1 — Внешняя дуга; I, II — западные внутренние районы США и Канады, III, IIIa — Средняя и Северная Аляска, Канадский Арктический архипелаг, IV — Анадырско-Коряк-

ский регион, V — Приморье, Приамурье; 2 — Внутренняя дуга: VI — Калифорния, VII — Орегон, Британская Колумбия (прогиб Тьютон), VIII — Ванкувер, острова Королевы Шарлотты (Островной прогиб), IX — Южная Аляска, X — Анадырско-Корякский регион, XI — Сахалин, XII — Япония.

находками в альбской зоне *crisatum* Англии, Шпицбергена и Гренландии.

Одновозрастные фации, принадлежащие системе бассейнов Внутренней дуги (Тихоокеанское побережье США и Канады, Южная Аляска, частично Анадырско-Корякский регион, Сахалин, Япония), содержат остатки моллюсков, широко известных в позднем альбе — рапелом сеномане вне пределов Тихоокеанской области (*Oxutropidoceras*, *Mortoniceras*, *Mantelliceras*, представители космоцератид, особых десмоцератид).

Безусловно, более определенные данные о времени накопления осадков моря Моури могут быть получены в областях сопряжения бассейнов Внешней и Внутренней дуг. К числу таких областей относится в первую очередь Анадырско-Корякский регион. Материалы по стратиграфии и палеобиогеографии среднего мела этой территории позволяют достаточно объективно оценить время существования основных групп биоты моря Моури — гастролитин и иноцерамид.

Анализ осадков морских бассейнов Внешней дуги дает основание уверенно говорить об их определенной генетической, литологической и объемной общности, позволяющей рассматривать эти осадки как осадки «типа Моури». Это их единство определяется одновременным накоплением в северной части Тихоокеанской области в связанных между собою (но часто

основательно изолированных от приокеанических морей) бассейнах пестрого набора фаций, в котором могут быть определены осадки неглубокой морской равнины, сублиторали, прибрежно-морские, лагунные, дельтовые и близкие к ним образования. Естественно, такой набор фаций в пределах каждого бассейна обуславливает резкую невыдержанность фаций в пространстве, значительные вариации мощностей по простиранию, полному или частичному замещению чисто морских отложений угленосными и флороносными.

Это наблюдается и при исследовании серии Форт-Сент-Джон в Канаде [25], одновозрастных формаций на севере Аляски, маметчинской и валижгенской свит на Северо-Западной Камчатке и т. д. Следует подчеркнуть, что с фациями Внешней дуги связаны значительные накопления горючих ископаемых (уголь, нефть, газ), масштабы и площади распространения которых могут быть значительно расширены в результате дальнейших исследований.

Изображенная на рис. 3 схема соотношения североамериканских и дальневосточных формаций и свит не всегда отвечает уже принятым для них возрастным рамкам. Объяснение этому обстоятельству будет дано при анализе основных групп моллюсков — гастролитин и иноцерамид. Отличие отложений, представляющих фации типа Моури, от образовавшихся

А Л Б С Е Н О М А Н	jukesbrowni acutus costatus	Acanthochezas- Tuzzilites	Бель - Фурш (б)	Дунвеган, Форт - Нельсон	Слои с T. acutus	Хассель (?)	Маметчинская (б) Такынкульская (ср) Гинтеровская (н2)	Ларгасинская и Удомнинская
	dixoni saxbii	Neogastrolites	Бель-Фурш (н) Моури	Салли, Крузые Сиккани, Гудрих Букингорз (б)	Нинулук	Кристофер (б)	Маметчинская (н) Кедровская (б)	Лужнинская
	cazaitanensis dispar		Шелл-Крик Термополис	Хаслер (б) (= Лепайн) Шафтсбюри	Нулата (?)		Такынкульская (н2) Гинтеровская (н1)	
	inflatum cristatum	Gastrolites	Ньюкэстл Скул - Крик	Букингорз (н) Хаслер (н) Скатер Кеддом Пис - Ривер	Грэнстэнд Топазорук Тукту (б)	?	Кедровская (ср) Нейкинвеемская (ч)	Уктурская (ч)
	lautus dentatus mammilatum	Gzantzicezas	? Кутенай	Гэйтс, Музебар Гарбут, Хормон Спирит	Тукту (н) Торак Фортресс- Маунтин	Кристофер (н)	Кедровская (н) Тихореченская (б) Нейкинвеемская (ч)	
АПТ		Вайоминг Монтана	Альберта, Саска- чеван, СЗ Британ- ской Колумбии	Северная и Средняя Аляска	Арктические о-ва Канады	Анадырско - Корякский регион	Приморье, Сихотэ - Алинэ	

н - нижняя; б - верхняя; ср - средняя; ч - частично; н1 - более низкая; н2 - более высокая.

Рис. 3. Альб-сеномаяские отложения бассейнов Внешней дуги на севере Тихоокеанской области (В. П. Похилайнен, 1985 г.).

одновременно с ними осадков морей Внутренней дуги состоит прежде всего в том, что последние часто содержат свидетельства их принадлежности к более глубоководным образованиям с несколько иным гидродинамическим режимом. На это указывает, например, развитие среди фаций среднего мела Внутренней дуги флишеподобных и турбидитовых осадков.

## ГАСТРОПЛИТИНЫ МОРЯ МОУРИ

Морям типа Моури в полной мере соответствовало бы название гастроплитиновых морей, так как головоногие моллюски этого подсемейства гоплитид — почти единственные представители своего класса, существовавшие в названных бассейнах.

До недавнего времени исследователям были известны лишь два представителя подсемейства Gastrolitinae Wright — аммониты родов Gastrolites и Neogastrolites, выделенные Мак-Лерном [19]. В последнее время список родов гастроплитин был кардинально расширен в результате работ канадских палеонтологов [18, 26]. Особенно преуспел Ю. Елецкий [18], изучивший большую группу гастропли-

тин Канадского Арктического архипелага и северо-восточных районов Британской Колумбии, в результате чего и появились такие новые роды гастроплитин, как Pseudogastrolites, Anagastrolites, Stotticeras, Stelkiceras. Отнесена к гастроплитинам и Pseudopulchellia, выделенная в свое время Р. Имли [17]. Одновременно Ю. Елецкий пересмотрел статус некоторых гастроплитин, известных за пределами Тихоокеанской области, отнеся английские гастроплитины зоны cristatum к роду Pseudogastrolites, а гастроплитины Шпицбергена [21] — условно к роду Cleogastrolites Jeletzky (подсемейство Cleoniceratinae Whitehouse).

Находки гастроплитин широко известны как в пределах Северной Америки, так и на Дальнем Востоке. В западных районах США (Монтана, Вайоминг, Дакота, Колорадо) неогастроплиты описаны из сланцев Моури, Аспен, Термополис. Известны гастроплитины и севернее, в канадских провинциях Саскачеван, Альберта, в северо-восточной части Британской Колумбии (серия Форт-Сент-Джон), в бассейне р. Маккензи; распространены они и на Северной Аляске (формации Тукту, Грендсенд, Шактолик и их аналоги), на островах Канадского Арктического архипелага (верхи форма-

ции Кристофер). На Дальнем Востоке гастроплитины обнаруживаются на территории Корякского нагорья, в Майнских горах и хр. Пеккульной, на северо-западе Камчатки (основание гинтеровской, маметчинской и такынкульской свит); определены они и на юге Дальнего Востока, в Приморье.

После Мак-Лерна гастроплитины наиболее основательно исследованы Рисайдом и Коббаном [22]. Их работа интересна прежде всего тем, что она иллюстрирует на примере неогастроплитов моря Моури значительную морфологическую изменчивость в популяциях гастроплитин. Выведенные авторами гомологические ряды изменчивости для видов неогастроплитов в определенной мере могут считаться эталонными при анализе гастроплитин. Наиболее полные из этих рядов образуют трансформные цепочки, включающие в себя все морфологические разновидности от уплощенных, относительно сжатых в центральной части форм через такие же плоские, дисковидные, но достаточно рельефно скульптурованные до вздутых, несущих узлы и даже шипы. Иначе говоря, полный элементарный ряд изменчивости в популяции неогастроплитов включает в себя формы, полярные элементы которых в изолированном состоянии чисто типологически могли бы быть отнесены соответственно к клеоницерасам и акантоцерасам.

В работе указанных авторов интересно отметить также следующее: собственно гастроплиты по своим морфологическим особенностям мало отличны от неогастроплитов — в рядах изменчивости гастроплитов отсутствуют лишь крайние элементы гомологических рядов неогастроплитов.

Рассмотренные данные заставляют усомниться в валидности выделения каких-либо автономных от гастроплитов и неогастроплитов таксонов, самостоятельность которых определяется лишь при сравнении с типовыми видами *Gastroplices* и *Neogastroplices*.

Те же сомнения возникли у автора при знакомстве с работой [18]. Последняя интересна тем, что указывает на связь между гастроплитиновыми фаунами канадской части моря Моури и таковыми, одновременно существовавшими в морях Северной Аляски, Канадского Арктического архипелага и Северо-Востока Азии. Но справедливо допуская подобные сопоставления, автор упомянутой работы не учел, к сожалению, что гастроплитины Дальнего Востока, использованные им для сравнения, обнаружены в слоях, «запрещенных» для новых родов Ю. Елецкого, и происходят в основной массе, как будет показано ниже, не из среднего альба, а из самых верхов альба и даже раннего сеномана. Большинство дальневосточных гастроплитин образуют ряды измен-

чивости, близкие к тем, которые были изучены Рисайдом и Коббаном [22] для неогастроплитов моря Моури. То же можно сказать о гастроплитинах, описанных Ю. Елецким в качестве новых или особых родов. Эти обстоятельство позволяют считать более корректным уточнение возраста образований, содержащих остатки североамериканских гастроплитин, с учетом достаточно обоснованных данных по Дальнему Востоку.

Как упоминалось выше, особенно интересны в этом отношении участки на территории Анадырско-Корякского региона, где обнаружены смешанные фауны морей Внешней и Внутренней дуг и гастроплитины соседствуют с моллюсками, обычными для бассейнов Внутренней дуги.

Гастроплитины Анадырско-Корякского региона широко известны на Северо-Западной Камчатке, в Майнских горах, на востоке Корякского нагорья (Беринговский полуостров, бассейн р. Хатырки). На Северо-Западной Камчатке все они (и обнаруженные в составе маметчинской и такынкульской свит, и исследованные Г. П. Авдейко [1] в кедровской свите) определялись и описывались как представители рода *Neogastroplices*. Гастроплитины кедровской свиты принадлежат отложениям, согласно перекрывающим слою с *Grantziceras*, и содержат также остатки англикусоидных иноцерасов и тетрагонитов. Однако сохранность этих гастроплитин оставляет желать лучшего, и для уточнения родового уровня нужны дополнительные исследования.

Что же касается гастроплитин маметчинской и такынкульской свит, то обычно они представлены экземплярами удовлетворительной, даже отличной сохранности. Первым отнес их к неогастроплитам В. Н. Верещагин [10], определивший и описавший в коллекциях с Маметчинского полуострова *Neogastroplices americanus* (Reeside et Weymouth). Позднее автору удалось установить присутствие неогастроплитов на п-ове Тайгонос, в бассейнах рек Айныч, Таловка. В 1984 г. А. И. Алабушев обнаружил их на левобережье р. Пенжины, в бассейне руч. Голодный Ключ.

Описанные В. Н. Верещагиным неогастроплиты Маметчинского полуострова были условно отнесены Ю. Елецким [18] к *Pseudopulchellia flexicostata* (Imlay). Это предположение довольно интересно. Но автор свои недостаточно обоснованные выводы о среднеальбском возрасте аммонитов, отнесенных им к *Pseudopulchellia*, перенес и на слои, содержащие вышеуказанные камчатские гастроплитины. Среди них можно найти экземпляры, идентичные *Neogastroplices americanus* и некоторым другим видам, происходящим из сланцев Моури. Не обнаружены пока лишь конечные

элементы рядов этих неогастроплитов (*subglobose, spinose*, по Рисайду и Коббану). Отдельные морфологические типы некоторых камчатских гастроплитин, изъятые из ряда изменчивости, справедливо могут быть соотносены с указанными выше *Pseudopulchellia*. Более того, в коллекциях автора имеются гастроплитины, идентичные по всем морфологическим параметрам выделенному Ю. Елецким роду *Stelckiceras* и его типовому виду *S. liardense Whiteaves*.

Однако все наблюдения свидетельствуют скорее о том, что рассматриваемые роды выделены в Канаде, на Аляске и на островах Канадского Арктического архипелага без достаточного на то основания, без учета большого разнообразия в рядах изменчивости североамериканских неогастроплитов, к которым они по справедливости и должны бы быть отнесены.

Возрастное положение неогастроплитов Северо-Западной Камчатки не вызывает сомнений. Песчано-конгломератовые слои маметчинской свиты, в которых были собраны неогастроплиты, трансгрессивно перекрывают отложения кедровской свиты, в том числе и самые молодые из них — алевролиты с *Marshallites columbianus*, обычным компонентом позднеальбских морей Внутренней дуги. С другой стороны, непосредственно на слоях с неогастроплитами располагаются аргиллиты с *Turrillites costatus*, обычно помещаемые в сеноман выше мантилицерасовых слоев. Следовательно, отложения, содержащие неогастроплитов, если и включают в себя альбские горизонты, то лишь самые молодые из них. Исходя только из стратиграфического положения слоев с неогастроплитами, можно довольно объективно определять их объем не более чем в пределах самого позднего альба — раннего сеномана (зоны *Dispar-mantelli*). Этот вывод подтверждается и находками соответствующих аммонитов, обычных в пограничных отложениях альба и сеномана Внутренней дуги и далеко за ее пределами.

В разных районах Северо-Западной Камчатки совместно с неогастроплитами обнаружены остатки аммонитов, принадлежащие родам *Sciponoceras*, *Mikasaites*, *Marshallites*, *Pseudohelicoceras*, *Anagaudryceras*, *Eugunnarites*, *Parajaubertella*, *Desmoceras* (*Pseudouligella*). Большинство их происходят из самых молодых альбских и сеноманских отложений бассейнов Внутренней дуги. Так, *Sciponoceras* в Японии известны в зоне распространения *Mantelliceras* и в более высоких горизонтах сеномана и турона, обнаружены они также в сеномане на западе Британской Колумбии и на юге Аляски; *Eugunnarites* на юге Аляски, западе Британской Колумбии и в Калифорнии обнаружен также преимущественно в сеноманских

отложениях; представители *Marshallites* распространены от самого позднего альба (мортоницерасовые слои) и в пределах всего сеномана в тех же районах; остатки *Pseudohelicoceras* отмечены вместе с мортоницерасами в Японии, Калифорнии, на западе Британской Колумбии. Обычными компонентами позднеальбской — сеноманской биоты тех же районов являются аммониты *Desmoceras* (*Pseudouligella*), *Mikasaites*, *Anagaudryceras*, *Parajaubertella*.

Как видно из изложенного, большинство аммонитов, собранных вместе с северокамчатскими гастроплитинами в разрезах отложенных бассейнов Внутренней дуги, имеют сеноманский возраст, и лишь некоторые из них известны в самых высоких слоях альба.

Большой интерес для установления возраста гастроплитин Анадырско-Корякского региона имеют находки аммонитов на Беринговском полуострове, где в нижней части гинтеровской свиты вместе с *Neogastropilites* обнаружены остатки сеноманских *Hypoturrillites* [3].

Приведенные данные однозначно свидетельствуют, что подавляющее большинство гастроплитин Анадырско-Корякского региона (с учетом их стратиграфического положения и присутствия вместе с ними группы специфических аммонитов) обнаружены в пограничных слоях альба и сеномана, в общем виде коррелируемых автором с зонами стандартной школы *dispar* и *mantelli*.

Этот вывод позволяет достаточно определенно установить возраст большинства «беспризорных» североамериканских гастроплитин.

Не отрицая корректности отождествления Ю. Елецким гастроплитин Дальнего Востока и Канадского Арктического архипелага (верхняя часть формации Кристофер) с таковыми Аляски и частично северо-востока Британской Колумбии, автор вправе рассматривать и время существования гастроплитин указанных районов в интервале, доказанном им для Анадырско-Корякского региона, т. е. самого позднего альба — самого раннего сеномана. Может быть, эта трактовка возраста делает реальными соотношения гастроплитин формации Нулато со средне-позднесеноманскими *Turrillites acutus* бассейна рек Кускоквим — Юкон и соответственно с флорами Мелози-Кальтаг. То же можно сказать о неогастроплитах сланцев Моури с учетом их соотношения с вышележащими осадками, содержащими *Acanthoceras* spp.

Более древний, чем самый поздний альб, возраст гастроплитин доказывается лишь их находками в зоне *cristatum* за пределами Тихоокеанского пояса, в Англии. Если же, следуя некоторым авторам, считать зону *cristatum* уже позднеальбской, то можно говорить о распространении гастроплитин в бассейнах Внеш-

ней дуги Тихоокеанского пояса и сопредельных морей Бореального пояса лишь в пределах позднего альба — начала сеномана. Иначе, слои, вмещающие гастроплитин, эквивалентны зонам европейского стандарта — *crisatum*, *inflatum*, *dispar*, *mantelli*.

Определенную ясность в эти выводы вносит анализ иноцерамовой фауны, важного компонента моря Моури и его аналогов.

## ИНОЦЕРАМЫ МОРЯ МОУРИ

Среди иноцерамид моря Моури преобладают две основные группы. Первая из них объединяет формы, близкие к известному альбскому виду Европы, — *anglicus*. Кроме иноцерамов, типологически неотличимых от вида Вудса, здесь распространены непохожие на него в деталях формы, описанные в качестве самостоятельных видов, — *comancheanus*, *caddotensis*, *belvuensis*. На родовом уровне их относят сейчас к установленному *Gnesioceramus* Heinz, хотя у автора [11] и были предположения об особом родовом статусе англикусоидных тихоокеанских иноцерамид. В справедливости такого решения автора убедили работа Т. Д. Зоновой [5] по альбским иноцеерамам Дальнего Востока и собственное детальное их изучение.

Другая группа иноцерамов представляет собой стандартную ветвь этих моллюсков. В широком смысле они отнесены Д. Джонсом и Г. Гриком [19] к виду *dunveganensis*, однако среди этой группы могут быть выделены представители разных подродов стандартных иноцерамов, например, *Mytiloides*, *Neocomiceras*, *Taenioceras* (= *Birostrina*), *Sergipia* [11].

Таким набором иноцерамов практически и ограничиваются типичные биоценозы моря Моури и его аналогов. Следует добавить, что в ранее существовавших бассейнах обитали почти исключительно представители стандартных иноцерамов, относящиеся к видам *dowlingi*, *neocomiensis* (подроды *Mytiloides*, *Neocomiceras*), а в среднесеноманских бассейнах Внешней и Внутренней дуг — первые представители рода *Pergamentia* Poch. вместе с биростринами и крипсицеформными неокомицеерами [12].

Типовым видом рода *Gnesioceramus* Heinz назван *Inoceramus anglicus* Woods из красных глин Хэнстона (Англия) — слоев, относимых к среднему — верхнему альбу. Иноцеерамы этого названия установлены во многих районах земного шара: Мангышлак, Туаркыр, Кавказ, Поволжье, Западная Сибирь, Приморье, Северо-Восток СССР, Гренландия, западные внутренние районы США, Канадский Арктический архипелаг, Япония, Мексика, Мадагаскар, Антарктика. Чаще всего указанные находки при-

урочены к альбским отложениям или найдены в слоях средне-позднеальбского возраста. Есть редкие указания о присутствии типичных *anglicus* в отложениях, датируемых ранним альбом или сеноманом.

Очень близки к типовому виду выделенные в самостоятельные таксоны такого же ранга — *substriatus* Савельева, *comancheanus* Крагина, *caddotensis* Мак-Лерна. Последние два широко известны на севере Тихоокеанского континента от Техаса до островов Канадского Арктического архипелага, а вид *comancheanus* отмечается в Европе (Ганновер, Французские Альпы) и на Мадагаскаре [14—16].

У автора нет сомнений в том, что и *I. comancheanus*, и *I. caddotensis*, и, возможно, *I. substriatus* относятся вместе с типичным *anglicus* к роду *Gnesioceramus* Гейнца. Более того, чем больше их изучаешь, тем яснее возникает вопрос о правомерности их выделения в качестве самостоятельных видов. Видимо, такое мнение не чуждо и другим исследователям. Так, Имли [17], описавший *Inoceramus anglicus* из альба Аляски, счел нужным сделать в предисловии замечание о необходимости заменить название *anglicus* названием *comancheanus*, ссылаясь на исследования Т. Маджумото 1958 г. Он же допускает, что вид *caddotensis* является только вариантом *anglicus* (а значит, и *comancheanus*).

Действительно, при ближайшем рассмотрении особой разницы между указанными видами, кроме более или менее совершенной скульптуры, не наблюдается. Небольшие же отличия, которые используются авторами для разделения этих видов, часто видны на раковинах одной локальной популяции, где можно проследить трансформный ряд от более к менее совершенно скульптурированным раковинам. Эти обстоятельства практически ставят знак равенства между рассматриваемыми видами, допуская использование названий ряда «видов» гнезиоцеерамов лишь при обозначении специфических особенностей той или иной системы популяций или подвидов в пределах одного вида. Но тогда, руководствуясь правилами зоологической номенклатуры, типовым видом рода *Gnesioceramus* следует считать наиболее ранний из выделенных видов, входящих в состав этого рода (в данном случае вид Крагина [13], а не Вудса [27]). Названия *anglicus*, *caddotensis* могут быть использованы для обозначения подвидов вида Крагина: *Gnesioceramus comancheanus comancheanus* (Cragin), *G. comancheanus anglicus* (Woods), *G. comancheanus caddotensis* (MLearn).

В западных внутренних районах США алевриты Ньюкастл и сланцы Скул-Крик содержат остатки *G. comancheanus comancheanus* и *G. comancheanus caddotensis*, тогда как, по

данным Рисайда и Коббана [22], вышележащие сланцы Моури вместе с неогастроплитами включают остатки этих иноцерамид, идентичные виду Вудса (*G. somancheanus anglicus*).

В гастроплитиновых морях Канады гнезиоцерамы представлены преимущественно формами, типологически близкими *G. somancheanus somancheanus*, *G. somancheanus caddotensis*. Остатки указанных гнезиоцерамов приурочены к той части серии Форт-Сент-Джон, которая одновременно содержит «настоящие» гастроплиты, — Камошен, Халзер, Каддот, Джолли-Фау. В тех же частях разреза, где содержатся неогастроплиты (Шафтсбюри, Сиккани, Гудрих), гнезиоцерамов замещают другие иноцерамиды.

На Северной Аляске в слоях с гастроплитами (в формациях Тукту, Грендстенд, частично Торок и др.) описаны и гнезиоцерамы, которые Имли [17] обозначил как «чистокровные» *anglicus*, но оговорил в предисловии их принадлежность к *G. somancheanus*.

Вероятно, эти же гнезиоцерамы обнаружены и в формации Кристофер на островах Канадского Арктического архипелага (*G. cf. somancheanus caddotensis*, *G. cf. somancheanus anglicus* на островах Эллер-Райнес и Бэнкс).

В пределах Анадырско-Корякского региона можно отметить с учетом известных и вновь обнаруженных местонахождений находки *G. somancheanus somancheanus* и *G. somancheanus anglicus* в нижней части маметчинской свиты (п-ов Тайгонос) вместе с остатками неогастроплитов, в средней части кедровской свиты [6, 8] вместе с описанными [1] гастроплитами и в низах такынкуольской свиты [2, 5, 10].

О распространении гнезиоцерамов в Приморье известно из работ [2, 5, 7, 9]. В верхней части уктурской свиты и ее аналогах кроме гнезиоцерамов обнаружены и гастроплиты.

В отложениях бассейнов Внутренней дуги гнезиоцерамы обнаружены в Японии (верхний, частично средний альб) и в Анадырско-Корякской области, где их остатки собраны в нейкинвеевской свите (юг Беринговского полуострова) [3].

Другой тип иноцерамид, достаточно широко распространенный в альб-сеноманских морях Внешней дуги, — иноцерамы, объединенные [19] под общим названием *Inoceramus dunveganensis*. Автор [11] уже касался вопроса о том, насколько корректно произведено это объединение. Реальным представлялось разделение иноцерамов, объединяемых под общим видовым названием *dunveganensis*, на ряд морфологических типов. Причем каждый из них был отнесен в соответствии с особенностями морфологического строения к под родам стан-

дартных иноцерамов мела — *Mutiloides* и др.

Проследив распределение этих групп в конкретных разрезах определенных бассейнов, автор убедился, что предложенное разделение не лишено основания. Формы, которые, по его мнению, близки митилоидам, неокомицерамам, тениоцерамам (=биростринам), распространены исключительно в пределах сеноманской формации Дунвеган. С другой стороны, псидониеформные иноцерамы, которые, как полагал автор, являются первыми сергипиями, а возможно и последними анопеями, развиты, как правило (в тех случаях, когда это удастся установить), в более древних слоях: в неогастроплитовых слоях западных внутренних районов США и Канады (Гудрих, Шафтсбери, Сиккани и т. д.). Именно им наиболее близки иноцерамы, определяемые как *dunveganensis* в широком смысле и представляющие собой радикальный компонент формации Нинулук на Северной Аляске. В этой связи представляется более реальным сравнение формации Нинулук со слоями более древними, нежели формация Дунвеган, тем более, что совершенно идентичные аляскинским иноцерамы обнаружены автором на Беринговом полуострове вместе с *Neogastropilites* и *Nypoturrilites*. Данное обстоятельство обязывает и в случаях автономного нахождения подобных форм считать их самыми поздними альбскими или наиболее ранними сеноманскими.

Отнеся группу иноцерамов, обладающих сергипиевидной или относительно изоморфной формой, к последним анопеям, автор находит целесообразным считать их двумя самостоятельными видами, существовавшими одновременно: *Inoceramus* (*Anopaea*?) *nahwisi* MLearn из пограничных слоев альба и сеномана собственно моря Моури и *I.* (*Anopaea*) *jonesi* sp. nov. — обитателей одновременно существовавших Североаляскинского и Пенжинско-Беринговского бассейнов. В этой связи следует отметить, что в пределах последнего вместе с особыми иноцерамами, аборигенами морей Внешней дуги, широко развита группа крипсиформных стандартных иноцерамов, известных в морях Внутренней дуги с начала сеномана, а в изолированных фациях Внешней дуги — с туррилито-акантоцерасового сеномана. В бассейне р. Пенжины в область распространения гастроплитин проникают также сулькатоидные бирострины [4].

## ВЫВОДЫ

Море Моури и подобные ему одновременно существовавшие бассейны Внешней дуги в позднеальбское — раннесеноманское время являлись областью накопления специфических

фаций мелководных морей и местом обитания особых групп головоногих, отчасти двустворчатых моллюсков.

Гастроплитины — радикальный компонент моллюсковой фауны моря Моури — появились с начала позднего альба и закончили свое существование в сеномане с развитием турриливо-акантоцерасовой биоты.

Иноцерамиды моря Моури были представлены специализированной группой гнезиоцерамов, время развития которых сопоставимо с периодом распространения гастроплитин. Другая группа иноцерамид, представленная, по мнению автора, последними анопеями, распространялась в отдельных фациях исключительно на границе альба и сеномана (время *dispar — mantelli*).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. — М.: Наука, 1968.
2. Верещагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока. — Л.: Недра, 1977.
3. Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Похилайнен В. П. Верхнеальбско-туронские отложения восточной части Корякского нагорья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1.
4. Занова Т. Д. Первые находки иноцерамов группы *Inoceramus silcatus* на Дальнем Востоке. — В кн.: Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
5. Занова Т. Д. Представители альбских иноцерамид на Дальнем Востоке и описание их связочных плоскостей. — В кн.: Ископаемые моллюски Дальнего Востока и их стратиграфическое значение. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Иванов В. В., Похилайнен В. П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1973.
7. Коновалов В. П. Итоги изучения меловых отложений Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
8. Пергамент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела тихоокеанской области. — М.: Наука, 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 118).
9. Пергамент М. А., Похилайнен В. П. Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадьрской области и Сихотэ-Алиня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
10. Полевой атлас меловой фауны Северо-Востока СССР/Под ред. В. Н. Верещагина. — Магадан, 1965.
11. Похилайнен В. П. Эволюция тихоокеанских иноцерамид в интервале апт — турон. — В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
12. Похилайнен В. П. Специализированные иноцерамы сеномана — раннего турона Дальнего Востока. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 26. Магадан: Кн. изд-во. 1982.
13. Cragin F. W. A contribution to the Invertebrate paleontology of the Texas Cretaceous. — Geol. Surv. Texas, 4, 1893.
14. Eigenheer R., Sornay J. Sur une forme apparentee á *Inoceramus comancheanus* Cragin dans le Cénomancien basal de Montlaux (Alpes-Provence). — Bull. du Museum Nat. d'Histore Naturelle, 1974.
15. Heinz R. Ueber Cenoman und Turon bei Winstroff westlich von Hannover. — Jber. Niedersachs. geol. ver. 21, 1928.
16. Heinz R. Inoceramen von Madagaskar und ihre Bedeutung für die Kreide Stratigraphie. — Z. dt. heol. Ges., 1933.
17. Imlay R. W. Characteristic Lower Cretaceous Megafossils from Northern Alaska. — US Geol. Surv., Prof. Paper, 1963.
18. Jeletsky J. A. New or formerly poorly known, biochronologically and paleobiogeographically important Gastroplitinid and Cleoniceratinid (Ammonitida) taxa from middle albian rocks of mid-western and Arctic Canada. — Paper, Geol. Surv. Canada, 1980.
19. Jones D. L., Gryk G. Upper Cretaceous pelecypods of the genus *Inoceramus* from Northern Alaska. — US Geol. Surv. Prof. Paper, 1960, v. 334-E.
20. MaiLearn F. H. The ammonoid genera *Gastroplites* and *Neogastroplites*. — Transactions, Royal. Soc. Canada, ser. III, sec. IV, V, XVII, 1933.
21. Nagy J. Ammonite faunas and stratigraphy of Lower Cretaceous (Albin) rocks in southern Spitsbergen. — Skr. Norsk. polarinst., 1970, N 152.
22. Reeside J. B., Cobban W. A. Studies of the Mowry Shale (Cretaceous) and contemporary formations in the United States and Canada. — US Geol. Surv. an Prof. Paper, 1960, v. 355.
23. Stelck C. K. The upper Albian *Miliammina manitobensis* Zone in northeastern British Columbia. — Geol. Assoc. of Canad. Spec. Paper, 1975, v. 13.
24. Stelck C. R., Armstrong J. Neogastroplites from southern Alberta. — Bull. of Canad. Petrol. Geol., 1981, v. 29, N 3.
25. Stott D. F. Lower Cretaceous Fort St. John Group and Upper Cretaceous Dunvegan Formation of the Foothills and plains of Alberta, British Columbia, District of Mackenzie and Yukon Territory. — Bull. Geol. Surv. Canad., 1982, N 328.
26. Warren P. S., Stelck C. R. Early Neogastroplites Fort St. John Group, western Canada. — Bull. of Canad. Petrol. Geol. 1969, v. 7.
27. Woods H. A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. II (parts 7—8). — Paleontogr. Soc., 1911.



В. Ф. Белый

## ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

В структуре континентальных окраин Тихого океана выделяются геосинклинальные и внегеосинклинальные вулканические комплексы. Среди геосинклинальных вулканических зон различаются ортогеосинклинали и андезитовые геосинклинали. Показано, что андезитовые геосинклинали — это структуры постоянного наращивания вещества континентальной коры; предлагается выделять их в особый тип тектонических зон — спалоферы. Формирование ортогеосинклиналей

Вулканизм — наиболее характерный эндогенный процесс, почти непрерывно проявляющийся на протяжении всей известной истории структурообразования Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП).

Возросший в последние десятилетия интерес к вулканизму ТТП в значительной мере вызван развитием гипотезы тектоники плит, согласно которой при анализе тектонических структур и вулканизма прошлых геологических эпох широко используется актуалистический подход. Однако при всей внешней эффективности и, казалось бы, универсальности этой гипотезы, нередко возводимой в ранг теории, выполненные на ее основе реконструкции не имеют надежного геологического обоснования и, как следствие этого, приводят к схематичным и формальным представлениям о палеотектонических обстановках. Причины этого следующие. Во-первых, тектонические структуры складчатых областей, строение и закономерности развития которых установлены на основании учения о геосинклиналях, отождествляются (обычно без должной аргументации) с современными морфоструктурами земной поверхности, тектоническая природа которых, как правило, еще далеко не выяснена. Во-вторых, практически игнорируется одно из важнейших эмпирических обобщений геологии об исторической направленности, направленности и необратимости развития структур земной коры. Все это в конечном итоге привело к отрицанию учения о геосинклиналях наиболее последовательными сторонниками гипотезы тектоники плит [9].

Излагаемые в настоящей статье представления автора о вулканизме и структурообразовании ТТП основаны на результатах анализа, выполненного традиционным для тектоники историко-геологическим методом. Вначале был систематизирован материал по строению и развитию наиболее характерных мезозойских и кайнозойских областей завершённой складчатости, затем проведено сопоставление тектони-

было связано с последовательно развивавшимися процессами деструкции и регенерации континентальной коры.

Основные проявления внегеосинклинального вулканизма (~95%) относятся к позднему мезозою и кайнозою. С ними связано формирование окраинно-материковых вулканогенных поясов, рифтовых зон, траппов молодых платформ и ареалов вулканотектонической активизации неуставовленного структурного типа.

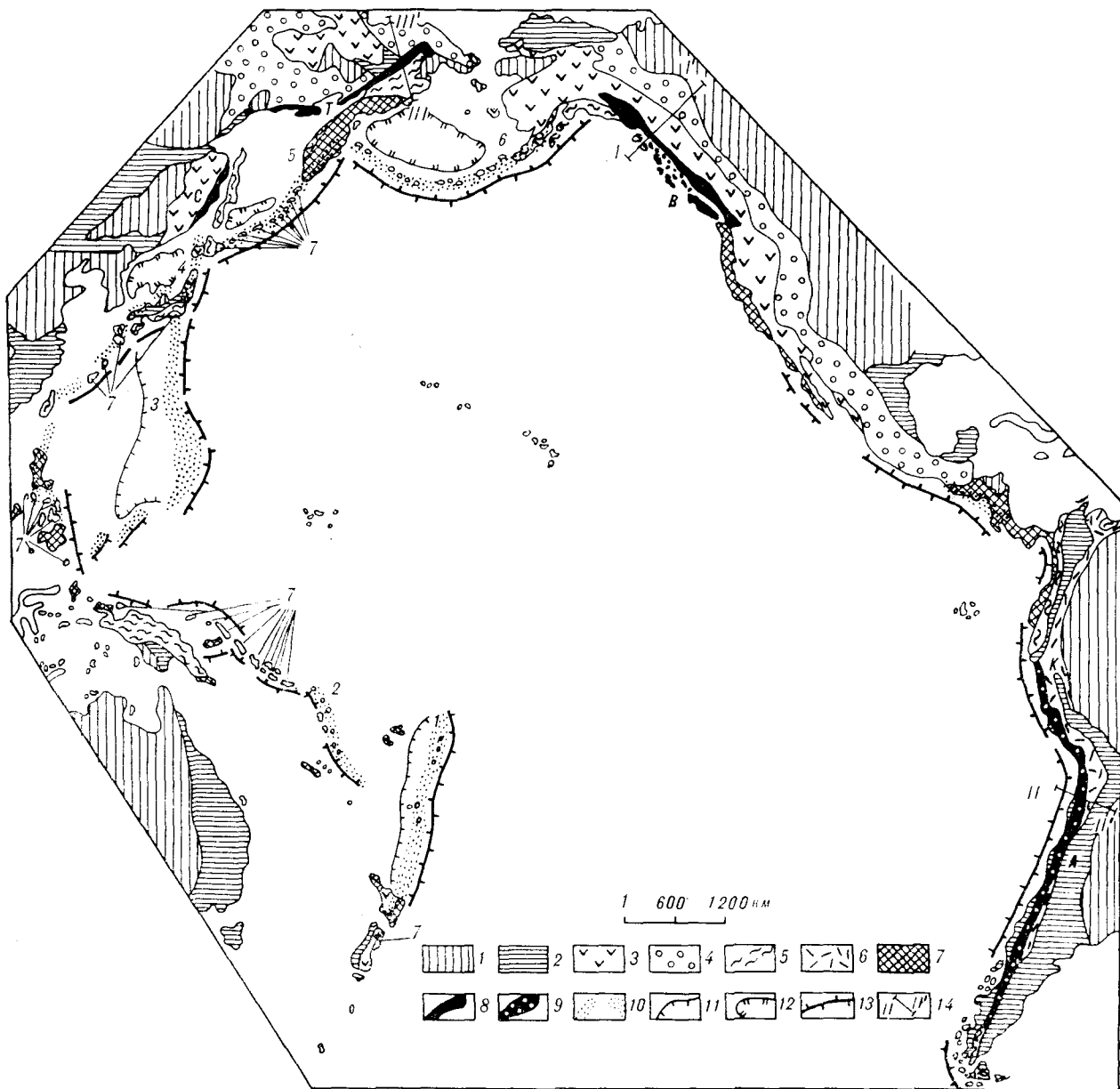
чекских обстановок различных стадий развития структур геологического прошлого с современными активными морфоструктурами зоны перехода океан-континент и объяснена тектоническая природа последних.

Последовательный анализ фактического материала по областям завершённой складчатости ТТП свидетельствует о необходимости разделения вулканогенных комплексов и структур на геосинклинальные и внегеосинклинальные [5]. К первым кроме собственно геосинклинальных отнесены также вулканогенные образования, формировавшиеся в течение эпигеосинклинального орогенеза; ко вторым — вулканические поля (и структуры), не имеющие прямых эволюционных связей с подстилающими их геосинклинально-складчатыми комплексами и обладающие явными признаками структурных новообразований.

### ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

В фанерозойских складчатых областях континентальных окраин Тихого океана наряду с ортогеосинклинальными и миогеосинклинальными структурами выделяются особые тектонические зоны, именуемые эвклинарами [10, 24] или андезитовыми геосинклиналями [3, 4] (рис. 1). Ниже приводится сравнительная характеристика вулканизма и особенностей развития ортогеосинклиналей и андезитовых геосинклиналей. Миогеосинклинальные зоны не рассматриваются, поскольку вулканическая деятельность в них либо не проявлялась, либо была крайне нерегулярной.

*Ортогеосинклинальные структуры* имеют достаточно хорошо изученные отличительные признаки: стадийность развития, характерные парагенезисы горных пород, их деформации и метаморфизм. Напомним, что в истории развития этих структур различаются: а) ранняя стадия, когда в условиях общего погружения



**Рис. 1.** Андезитовые геосинклинали в структуре ТТП. 1 — дорифейские платформы, срединные массивы, байкалиды; 2—7 — фанерозойские ортогеосинклинали и миогеосинклинали складчатые области: 2 — каледониды и герциниды, 3, 4 — мезозойды (3 — ортогеосинклинали, 4 — миогеосинклинали структуры), 5—7 — кайнозойды (5 — ортогеосинклинали, 6 — миогеосинклинали структуры ранней консолидации, 7 — структуры поздней консолидации без разделения); 8—10 — андезитовые геосинклинали (8 — завершившие развитие в позднем мезозое, 9 — в раннем кайнозое, 10 — неогеновые и современные); 11, 12 — контуры

некоторых современных геосинклинали прогибов (11 — Нампо и Хавр-Лау, 12 — окраинных морей Северо-Западного сектора ТТП); 13 — глубоководные желоба; 14 — местоположение разрезов, показанных на рис. 2.

*Буквенные и цифровые обозначения на рисунке.* Андезитовые геосинклинали в областях завершённой складчатости: В — Ванкуверская, Т — Тайгоноская, С — Самаргинская, А — Арауканская, К — Калипуйская; неогеновые и современные (наиболее крупные): 1 — Тонга-Керемалекская, 2 — Ново-Гебридская, 3 — Идзу-Вонино-Марианская, 4 — Хонсю, 5 — Курило-Камчатская, 6 — Алеутская.

происходили подводные излияния преимущественно толеитовых базальтов, сопровождавшиеся накоплением кремнистых пород (в том числе фтанитов, яшм, радиоляритов) и внедрением ультрамафитов и габброидов. Это стадия становления офиолитовой ассоциации; б) зрелая стадия, в течение которой формиро-

вались геоантиклинальные поднятия, происходило накопление мощных флишевых и флишеподобных толщ, проявлялся преимущественно андезитовый (реже кислый) вулканизм, началось внедрение гранитоидов; в) стадия эпигеосинклинали орогенеза, характеризующаяся общими поднятиями, накоплением мо-

ласс в остаточных и наложенных впадинах, проявлениями гранитоидного магматизма, кислого и среднего субаэрального вулканизма.

Интенсивные деформации геосинклинального комплекса сопровождаются образованием надвигов и шарьяжей. В зонах распространения офиолитов широко проявлен глаукофановый метаморфизм.

Складчатые ортогеосинклинальные структуры фанерозойского этапа развития делятся на каледониды, герциниды, мезозойды и кайнозойды [14].

Области каледонской и герцинской складчатости характерны для континентальных окраин Южной Америки, Антарктиды, Австралии и Юго-Восточной Азии; мезозойды распространены главным образом в Северной Америке и на Северо-Востоке Азии. По существу все ортогеосинклинали палеозойд и мезозойд были заложены на испытывавшей деструкцию дорифейской континентальной коре салического типа [20].

Складчатые структуры кайнозойд прослеживаются с перерывами вдоль всего ТТП. С учетом пространственного положения и особенностей зональности они делятся на структуры ранней и поздней консолидации [2]. По условиям же формирования среди них могут быть выделены тектонические зоны, связанные с развитием своеобразных геосинклинальных прогибов, названных талассогеосинклиналями [6], которые всегда граничат непосредственно с впадиной Тихого океана и, судя по всему, были заложены на коре океанического типа. Однако под большей частью ортогеосинклинальных зон кайнозойд предполагается фундамент, сложенный гетерогенной континентальной корой [20].

Намечаются некоторые устойчивые различия магматизма ортогеосинклинальных зон, видимо обусловленные их возрастом и пространственным положением в структуре ТТП. Так, в палеозойдах Южной Америки [11, 13, 21, 25] и особенно Австралии [7, 11, 21] на зрелой стадии развития широко проявился кислый вулканизм. При этом в каледонидах Лакланской геосинклинали, приближенной к Австралийской платформе, последний был намного интенсивнее, чем в герцинидах Новой Англии [7, 21]. Эпигеосинклинальный орогенез каледонид и герцинид сопровождался интенсивным гранитоидным магматизмом и субаэральным преимущественно кислым вулканизмом, что привело к образованию крупных, возможно, самых древних в ТТП вулканоплутонических ассоциаций, особенно типично выраженных в Восточной Австралии.

Ортогеосинклинальные зоны мезозойд Северной Америки на зрелой стадии развития отличались необычно интенсивным андезитовым вулканизмом [27, 28]. Гранитоидный магматизм здесь проявился достаточно широко, но мас-

штабы эпигеосинклинального орогенного вулканизма относительно невелики [11, 21, 26, 28].

Во многих ортогеосинклинальных системах кайнозойд (в Анадырско-Корякской, Чугач и Берегового хребта Северной Америки, Каука Северных Анд) андезитовый вулканизм на зрелой стадии развития проявился весьма слабо [11, 21, 27]. Гранитоиды в структурах кайнозойд распространены крайне незначительно.

В составе вулканических накоплений фанерозойских ортогеосинклиналей Восточной Азии довольно часто отмечаются вулканы щелочного (калиевого) типа. В последнее время во многих местах обнаружены вулканические ультрамафиты, приуроченные, как правило, к верхней части кремнисто-вулканогенных комплексов ранней стадии развития структур.

*Андезитовые геосинклинали* имеют значительно меньшее распространение, чем ортогеосинклинали, и изучены гораздо хуже. В разрезах андезитовых геосинклиналей полностью отсутствуют офиолиты, главное положение в их строении занимают высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы. Вулканы кислого состава имеют подчиненное значение. На ранней стадии развития они встречаются эпизодически и не во всех структурах. Но уже в конце ранней и особенно в поздней стадии (последняя может быть сопоставлена со стадией эпигеосинклинального орогенеза ортогеосинклиналей) проявления кислого вулканизма получают достаточно широкое распространение, а иногда преобладают. Вулканическая деятельность сопровождалась интенсивным, обычно длительным многостадийным гранитоидным магматизмом. В результате сформировались сложные, самые крупные фанерозойские вулканоплутонические ассоциации: Береговая зона Канадских Кордильер, Арауканская и Калипуйская зоны Анд Южной Америки.

С вулканическими накоплениями ассоциируют плохосортированные разнообломочные вулканомиктовые отложения. Нередко те и другие подвергались глубокой пропилитизации и выделяются как формации «зеленых туфов».

Обычно в поперечном сечении андезитовые геосинклинали имеют простую синклинальную, чаще грабен-синклинальную форму, осложненную разломами.

В палеогеографическом отношении рассматриваемые структуры на ранней стадии развития были подобны современным островным вулканическим дугам.

Необходимо отметить, что в отличие от ортогеосинклиналей в андезитовых геосинклиналях не известны альпинотипные ультрамафиты, фтаниты, проявления глаукофанового метаморфизма, надвиги и шарьяжи, отсутствуют или

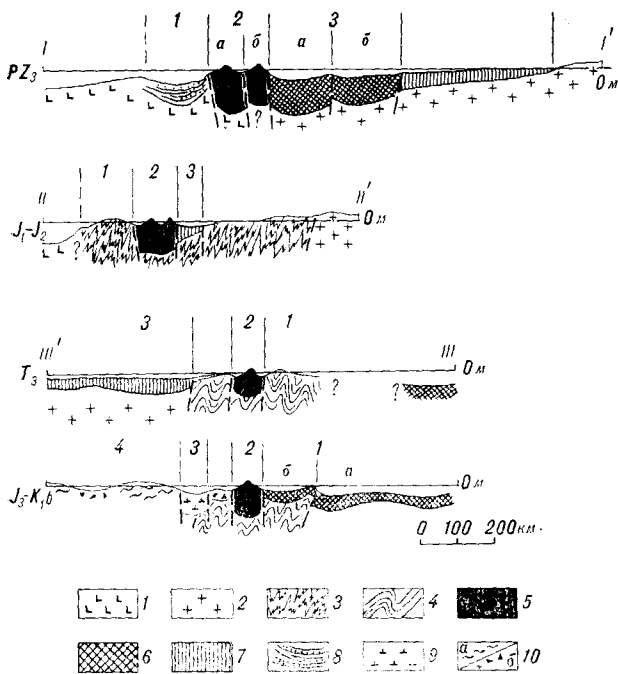


Рис. 2. Положение андезитовых геосинклиналей среди структур ТТП в разные стадии их развития (вертикальный масштаб произвольный).

1 — океаническая кора; 2 — дорифейская континентальная кора; 3 — полициклические (байкальские, каледонские, герцинские) складчатые комплексы; 4 — герцинские складчатые структуры; 5 — андезитовые геосинклинали; 6 — ортогеосинклинали; 7 — миогеосинклинали; 8 — талассогеосинклинали; 9 — регенерированные (рифтогенные) прогибы геосинклинального типа; 10 — эпигеосинклинальные орогенные структуры; а — поднятия, б — впадины.

Цифровые и буквенные обозначения над разрезами. I—V: 1 — талассогеосинклиналь Чугач; 2 — Ванкуверская андезитовая геосинклиналь (а — Островная, б — Береговая зоны); 3 — ортогеосинклиналь Фрейзер (а — Междугорная, б — Омникская зоны); 4 — миогеосинклиналь. II—IV: 1 — зона бордерлендов; 2 — Арауканская андезитовая геосинклиналь; 3 — миогеосинклиналь. III—IV (T<sub>3</sub>): 1 — зона бордерлендов; 2 — Тайгоноская андезитовая геосинклиналь; 3 — Чукотская миогеосинклинальная система. III—IV (J<sub>3</sub> — K<sub>1b</sub>): 1 — Анадырьско-Корякская ортогеосинклинальная система (а — внутренняя зона, б — внешняя зона, состоящая из Таловско-Майской невулканической островной дуги и Пенжинского междугового прогиба); 2 — Тайгоноская андезитовая геосинклиналь; 3 — Южно-Анхойский регенерированный позднегеосинклинальный прогиб; 4 — Чукотская система в стадии эпигеосинклинального орогенеза.

весьма не характерны толеитовые базальты, яшмы, радиоляриты, флишевая формация.

В структурах континентальных окраин Тихого океана выделяются четыре тектонические зоны, относящиеся к андезитовым геосинклиналям: Ванкуверская, Тайгоноская, Арауканская и Калипуйская (см. рис. 1). Условно к структурам этого типа может быть отнесена Самаргинская зона на востоке Сихотэ-Алиня. Возможно, фрагментами бывшей андезитовой геосинклинали являются и блоки палеозойских пород в зоне Корусегава на островах Сикку и Кюсю [4, 8].

Геология четырех перечисленных андезитовых геосинклиналей достаточно полно рассмотрена в работах [3, 4, 10, 11, 21, 24, 27], поэтому мы обратим основное внимание на ана-

лиз палеотектонической обстановки формирования этих структур.

Ванкуверская андезитовая геосинклиналь как зона устойчивого известково-щелочного вулканизма существовала, по радиологическим данным, уже в ордовике [27]. Достоверные сведения как о более древних, возможно припадающих ей образованиях, так и о ее фундаменте пока не известны.

В тылу Ванкуверской тектонической зоны расположена ортогеосинклиналь Фрейзер (рис. 2). Ее заложение, судя по возрасту кремнисто-вулканогенных образований «океанического типа» [27], произошло в девоне. Более древние отложения ортогеосинклинали Фрейзер (во всяком случае, в пределах Омникской зоны, см. рис. 2) имеют тот же формационный состав, что и отложения находящейся восточнее миогеосинклинали. На юго-западе Ванкуверская андезитовая геосинклиналь, по-видимому, всегда граничила с океаном, хотя достаточно достоверные свидетельства этому (судя по возрасту самой древней видимой части разреза отложений талассогеосинклинали Чугач) имеются, лишь начиная с позднего палеозоя [24, 27]. Северо-западное окончание Ванкуверской андезитовой геосинклинали и возможный переход ее по простиранию в ортогеосинклинальные зоны Аляски намечаются юго-западнее поднятия Юкон-Танана, в бассейне р. Читина. Юго-восточное окончание скрыто под неогеновыми базальтами Колумбийского плато.

Таким образом, заложение Ванкуверской андезитовой геосинклинали произошло, по-видимому, в раннем палеозое на границе между областями с корой континентального и океанического типов. Можно предполагать, что по крайней мере под Островной зоной этой структуры фундамент был сложен океанической корой. В тылу Ванкуверской андезитовой геосинклинали длительное время преобладало шельфовое осадконакопление, и только в девоне здесь возник протяженный глубоководный прогиб — ортогеосинклиналь Фрейзер.

Обнаруживается сходство (вплоть до сопоставимости размеров сравниваемых структур) между тектонической обстановкой континентальной окраины Канады в позднем палеозое (см. рис. 2) и некоторыми современными морфоструктурными комплексами западной части Тихого океана. Действительно, ближайшими аналогами Ванкуверской андезитовой геосинклинали, талассогеосинклинали Чугач и ортогеосинклинали Фрейзер, по-видимому, могут рассматриваться Идзу-Бовино-Марианская и Тонга-Кермадекская вулканические дуги (андезитовые геосинклинали), обрамляющие их со стороны Тихого океана глубоководные желоба (талассогеосинклинали) и расположенные у них в тылу впадины Нампо и Хавр-Лау (орто-

геосинклинали). В этих современных морфо-структурных комплексах, пожалуй, нельзя выделить лишь те элементы, которые могли бы сопоставляться с миогеосинклинальной системой Миллард Северной Америки. Возможно, аналоги этой системы в настоящее время вообще отсутствуют в ТТШ. Как известно, Идзу-Бонинско-Марианская система вулканических дуг характеризуется большой сложностью строения, в частности наличием линейных относительно глубоких прогибов (котловины Марианская, Бонин), чем отличается от большинства современных вулканических дуг. Вероятно, такие же структуры эпизодически (в позднем палеозое и в поздней юре—раннем мелу [11, 27]) формировались и в пределах Ванкуверской андезитовой геосинклинали.

Арауканская и Калипуйская андезитовые геосинклинали находятся в существенно иной тектонической обстановке: первая заложена в лейясе, вторая — в позднем триасе на герцинских и более древних складчатых структурах. Этими же структурами была сложена протяженная зона бордерлендов, отделявшая андезитовые геосинклинали в течение всего периода их развития от Тихого океана. Ширина ранне-мезозойской зоны бордерлендов, несомненно, намного превышала ширину блоков древних складчатых структур Береговой Кордильеры (см. рис. 2).

На востоке, со стороны платформенной области, Арауканская и Калипуйская андезитовые геосинклинали окаймлялись системой миогеосинклинальных прогибов.

В южном направлении, в бассейне р. Рио-Чико, Арауканская андезитовая геосинкинали по простиранию резко сменяется более молодой, заложеной в позднем мезозое Магелланской ортогеосинклинальной зоной; на севере, на широте оз. Титикака, она выклинивается. В 150 км к западу примерно на этой же широте начинается Калипуйская андезитовая геосинкинали. Она прослеживается на северо-северо-запад примерно до широты мыса Париньяс и резко заканчивается у восточного края палеозойд Кордильеры-Реаль, западнее которой располагаются ортогеосинклинальные зоны кайнозойд — Каука и Боливарская.

Одна из характерных особенностей развития Арауканской и Калипуйской андезитовых геосинклиналей состоит в том, что зоны активного вулканизма в них с течением времени смещались с запада на восток, т. е. от океана к континенту [10].

Среди морфо-структурных комплексов активных континентальных окраин западной части Тихого океана, пожалуй, единственным аналогом характеризуемых андезитовых геосинклиналей является зона миоценового и современного вулканизма Северо-Восточного Хонсю,

несмотря на совершенно очевидную разницу размеров сравниваемых структур.

В раннем и среднем миоцене в Центральной зоне Северо-Восточного Хонсю существовала цепь вулканических островов, основание которых испытывало глубокое прогибание. Так сформировался крупный прогиб, почти полностью компенсированный вулканическими накоплениями [8]. С позднего миоцена вулканизм Центральной зоны Хонсю развивался в субаэральных условиях.

Вулканическая дуга Хонсю резко несогласно наложена на складчатые комплексы Абукума (герциниды) и Китаками (мезозойды). Выходы этих структур на юго-восточном побережье Хонсю слагали сушу (бордерленд), отделявшую ранне-среднемиоценовую вулканическую дугу от Тихого океана. Северо-западнее, непосредственно в тылу дуги, постоянно существовала область морского, главным образом терригенного вулканомиктового осадконакопления [8].

Тайгоноская андезитовая геосинкинали на Северо-Востоке СССР [3] имела длительную (от позднего палеозоя до апта включительно) историю развития, разделяющуюся на два этапа: позднепалеозойский—среднемезозойский и позднемезозойский—раннемеловой. Достоверных данных о фундаменте Тайгоносской андезитовой геосинклинали нет, однако выходы палеозойских ортогеосинклинальных складчатых комплексов в поднятиях Таловско-Майнского антиклинория (Анадырско-Корякская система), в Яблонском и Еропольском блоках (Алазейско-Олойская система) позволяют предполагать, что фундаментом ее являются складчатые палеозойды.

В позднем палеозое — среднем мезозое юго-восточнее Тайгоносской андезитовой геосинклинали (со стороны, обращенной к океану) находилась протяженная зона бордерлендов, а в ее тылу формировались миогеосинклинальные прогибы Верхояно-Чукотской области, заполнявшиеся толщами терригенных осадков (см. рис. 2). Эта ситуация очень напоминала условия ранне-мезозойского этапа развития Арауканской андезитовой геосинклинали. Обстановка существенно изменилась в конце поздней юры, когда произошла инверсия тектонических режимов крупнейших структур Северо-Востока СССР: Верхояно-Чукотская область вступила в стадию эпигеосинклинального орогенеза, а перед фронтом Тайгоносской андезитовой геосинклинали была заложена Анадырско-Корякская ортогеосинклинальная система. Тектонические преобразования сопровождалась некоторым сужением (отступанием в сторону континента юго-восточной границы) зоны активного известково-щелочного вулканизма, но практически не сказались на палеогеографических условиях вулканической деятельности и составе ее

продуктов [3]. В формировавшемся на границе юры и мела морфоструктурном комплексе Северо-Востока СССР Тайгоноская андезитовая геосинклиналь занимала принципиально такое же положение, как и Курило-Камчатская вулканическая дуга среди современных тектонических зон региона. Действительно, перед фронтом Тайгоносской андезитовой геосинклинали (островной вулканической дуги) находилась область шельфового осадконакопления, где развивался междуговой (ныне Пенжинский внешний) прогиб, далее следовала невулканическая островная дуга (поднятия Таловско-Майнского антиклинория), за которой располагались относительно глубоководные прогибы со спилитами, яшмами, радиоляритами поздней юры — валанжина и мощными толщами турбидитов готерива. В тыловой области Тайгоносской андезитовой геосинклинали (в пределах Верхояно-Чукотских мезозойд) в это же время формировались эпигеосинклинальные орогенные поднятия, обширные мелководные бассейны, где накапливались вулканогенно-осадочные молассы, а также регенерированные (рифтогенные) геосинклинальные структуры с базальтовым вулканизмом, ультрамафитовыми интрузиями, яшмами и мощными толщами флиша (см. рис. 2).

Таким образом, андезитовые геосинклинали являются типичными элементами строения подвижных зон Тихоокеанского региона; они формируются в различных тектонических обстановках как в геологическом прошлом, так и на современном этапе развития. Однако если андезитовые геосинклинали и ортогеосинклинали прошлых геологических эпох располагались рядом с древними кратонами или были приближены к ним, то их современные аналоги находятся в основном среди областей с корой океанического или субокеанического типа.

*Некоторые выводы.* Выдержанный состав продуктов вулканических накоплений андезитовых геосинклинали всех геологических эпох (обязательным и обычно преобладающим является высокоглиноземистый базальт) и тесная пространственная связь современных вулканических дуг с зонами глубокофокусных землетрясений позволяют автору вслед за В. В. Белоусовым [1] считать, что андезитовый вулканизм рассматриваемых структур связан с процессами плавления глубоко залегающего вещества неистощенной мантии, сложенного гранатовым перидотитом. Этот вывод достаточно хорошо согласуется с экспериментальными данными [19].

Геофизические исследования в островных вулканических дугах, расположенных среди областей с корой океанического типа, показывают, что под ними происходит увеличение мощности коры в 2—3 раза, которое сопровожда-

ется утолщением «базальтового» слоя и появлением «гранитного» [11, 15]. Из работ [17, 18] следует, что это утолщение может быть объяснено главным образом кристаллизацией магмы в периферических магматических очагах. Вероятно, процессы дебазификации трансмагматическими флюидами приводят к зарождению «гранитного» слоя и последующему мощному гранитоидному магматизму. Можно полагать, что андезитовые геосинклинали на всех стадиях своего развития были зонами активной генерации вещества коры континентального типа, и, в частности, резкое увеличение мощности коры под Андами логично объяснять не субдукцией, а кристаллизацией магмы в периферических очагах.

Отличительная особенность глубинных процессов под ортогеосинклиналями состоит в том, что на стадии заложения этих структур происходила деструкция древней континентальной коры. Основным механизмом деструкции, видимо, надо считать внедрение высокотемпературных магм, возникавших при плавлении уже в значительной степени истощенного вещества верхней мантии. Андезитовый вулканизм зрелой стадии развития ортогеосинклинали и последующий гранитоидный магматизм скорее всего отражают процесс переработки вещества древней континентальной коры. В конечном же счете на заключительной стадии эпигеосинклинального орогенеза ортогеосинклинальных зон наступает регенерация континентальной коры.

Таким образом, в пределах ТТН генерация вещества континентальной коры в фанерозое происходила только в андезитовых геосинклиналях и была относительно незначительной. Этот вывод имеет непосредственное отношение к определению основных тенденций развития земной коры и хорошо согласуется с представлениями А. Л. Яншина и др., полагающих, что «прирост континентальной коры за обозримое геологическое время (около 3,5 млрд. лет) был сравнительно невелик...» ([22], с. 15), и Ж. Обуэна, считающего, что «...в фанерозое (и, возможно, протерозое) происходит не рост континентов, а скорее их консервация...» ([12], с. 18). Не противоречит он и основным положениям концепции В. В. Белоусова, которых придерживается автор и согласно которым «...преобразование континентальной коры в океаническую представляет собой широко распространенный процесс, возможно определяющий основное направление взаимоотношений между этими двумя типами коры...» ([1], с. 5) во второй половине мезозоя и в кайнозое.

Итак генерация вещества континентальной коры в андезитовых геосинклиналях фанерозоя — это, по-видимому, реликтовый процесс, который происходил параллельно с более мощ-

ными процессами деструкции древней континентальной коры, проявившимися в виде заложения преимущественно ортогеосинклиналей в палеозое и океанизации с позднего мезозоя. Если это действительно так, то от термина «андезитовая геосинклиналь», по-видимому, следует отказаться и заменить его новым. Возможно, подходящим окажется слово сиалофер (суффикс fer (лат.) означает несущий, производящий, рождающий).

## ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Общая площадь, занятая в ТТП продуктами внегеосинклинального вулканизма, составляет около 4,4 млн. км<sup>2</sup> и сопоставима с площадью выходов геосинклинальных вулкаников (рис. 3). Более 95% этой площади занимают вулканики позднемезозойского и кайнозойского возраста:

Возраст вулкаников	Pz	J <sub>1</sub> —J <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	P	N	Q
Площадь, %	1,6	3,0	6,7	17,0	11,0	12,0	40,9	7,1
Условный объем, %	1,5	2,9	6,6	23,0	17,0	12,0	33,9	3,0

Известные данные о масштабах позднемезозойского и кайнозойского базальтового вулканизма в океанах [16] как будто позволяют предполагать определенную связь между ним и внегеосинклинальным вулканизмом ТТП. Однако сопоставление тенденций изменения «активности» вулканизма океанов, континентов и континентальных окраин Тихого океана показывает, что внегеосинклинальный вулканизм обладает определенной спецификой этой тенденции, которая, по-видимому, обусловлена особенностями развития самой зоны перехода океан — континент (рис. 4).

Выделяются следующие структурные типы проявлений внегеосинклинального вулканизма: окраинно-материковые (краевые) вулканогенные пояса, рифтогенные вулканические зоны, платобазальты (траппы) молодых платформ, поля вулканотектонической активизации неопределенного структурного типа, на долю которых приходится соответственно 64,8, 13,0, 6,5, 15,7% общего условного объема вулканических накоплений.

С девона по неоком образовалось не более 15% суммарного количества продуктов внегеосинклинального вулканизма. В принятой систематике подавляющее их большинство относится к проявлениям вулканотектонической активизации неопределенного структурного типа, которые образуют четыре крупных ареала: Омолонский — девон, Индокитайский\* — поздний

палеозой, Южно-Аргентинский и Западно-Антарктический — средний мезозой, Хинганский — юра—ранний мел. В них резко преобладают вулканические накопления известково-щелочной серии. Лишь в Тасмании известен небольшой ареал юрской трапповой формации.

Важнейшие проявления внегеосинклинального вулканизма на континентальных окраинах Тихого океана относятся к концу раннего мела: в это время началось формирование гигантской Восточно-Азиатской системы окраинно-материковых (краевых) вулканогенных поясов — Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского, Хонсю-Корейского и Восточно-Китайского. Это структуры исключительно мощного проявления субаэрального андезитового и кислого вулканизма, в процессе которого возникли характернейшие вулканоплутонические ассоциации.

Образование всей Восточно-Азиатской системы краевых вулканогенных поясов происходило в течение альба—эоцена в условиях максимальной контрастности вертикальных перемещений литосферных блоков: обширные области гетерогенной континентальной коры, образовавшиеся после мезозойской складчатости, испытывали общее воздымание, а расположенные рядом ортогеосинклинальные системы кайнозой — погружение. Хотя краевые вулканогенные пояса наложены в основном на структуры областей завершенной складчатости с корой континентального типа, рядом с каждым вулканогенным поясом располагается однотипно построенная ортогеосинклинальная система кайнозой, так что всегда в направлении континент — океан наблюдается одинаковая последовательность тектонических зон: краевой вулканогенный пояс — внешний прогиб молодой ортогеосинклинальной системы — геоантиклинальная зона — внутренние прогибы с офиолитовыми ассоциациями, турбидитами и флишем. Это является важным свидетельством для вывода о том, что формирование краевых вулканогенных поясов причинно связано с развитием ортогеосинклиналей кайнозой.

На восточной континентальной окраине Тихого океана к краевым вулканогенным поясам отнесены (с определенной долей условности) позднекайнозойские Чилийско-Перуанская, Эквадорская и Мексиканская вулканические зоны.

Другие проявления кайнозойского внегеосинклинального вулканизма образуют несколько ареалов. Наиболее значительные из них Калифорнийско-Колумбийский, Патагонский, Восточно-Антарктический\*, Ново-Зеландский, Восточно-Австралийский, Индокитайско-Хайнаньский\* и Сунгарийский. В самом крупном, Калифорнийско-Колумбийском, различаются провинции: южная, состоящая из рифтовых вулканических зон, и северная, сложенная платобазальтами [1]. Рифтовые вулканические зоны

\* Здесь и далее по тексту звездочкой отмечены ареалы, не показанные на рис. 3.

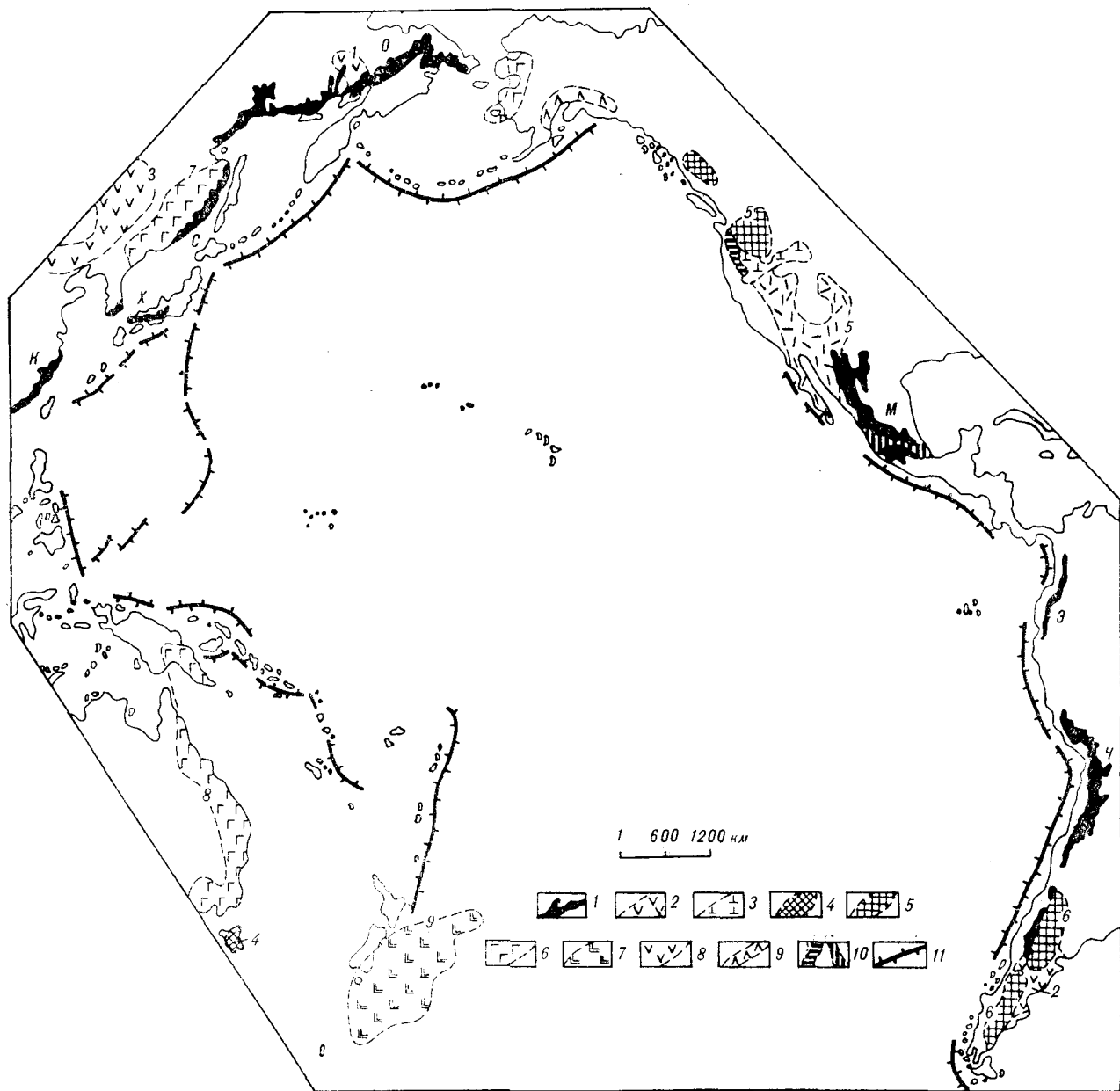


Рис. 3. Наиболее крупные структуры и ареалы внегеосинклиального вулканизма ТПП.

1 — окраинно-материковые (краевые) вулканогенные пояса; 2, 3 — вулканические ареалы зон кайнозойского рифтогенеза с широким распространением (2 — игнимбритов кислого и умеренно кислого состава, 3 — субщелочных и щелочных базальтов); 4, 5 — платобазальты трапповой формации (4 — юрской, 5 — неогеновой); 6—10 — ареалы и зоны вулканотектонической активизации неуставленного типа, сложенные: 6 — кайнозойскими толеитовыми, субщелочными и щелочными базальтами, 7 — преимущественно позднекайнозойскими щелочными базальтоидами, 8, 9 — преимущественно

вулканитами известково-щелочной серии (8 — палеозойскими и мезозойскими, 9 — кайнозойскими), 10 — продуктами современного андезитового вулканизма (а — Каскадных гор, б — Трансмексиканская); 11 — глубоководные желоба.

Буквенные и цифровые обозначения на рисунке. Окраинно-материковые вулканогенные пояса: О — Охотско-Чукотский, С — Сихотэ-Алиньский, Х — Хонсю-Корейский, К — Восточно-Китайский, Ч — Чилийско-Перуанский, Э — Эквадорский, М — Мексиканский. Ареалы вулканизма: 1 — Омолонский (девон), 2 — Южно-Аргентинский (юра), 3 — Хинганский (юра — неокон), 4 — Тасманский, 5 — Калифорнийско-Колумбийский, 6 — Патагонский, 7 — Сунгарийский, 8 — Восточно-Австралийский, 9 — Новозеландский.

провинции Бассейнов и Хребтов находятся на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В западной части провинции, где рифтовые зоны наложены на структуры мезозойского, наиболее развиты вулканические накопления известково-щелочной серии (главным образом поля игнимбритов больших объемов). Для во-

сточной части (рифт Рио-Гранде) характерны щелочные базальты, установлены феолиты [26]. На севере субмеридиональные рифтовые зоны резко обрываются вулканической зоной р. Снейк восток-северо-восточного простирания, которая сложена преимущественно базальтами повышенной щелочности и приуроче-



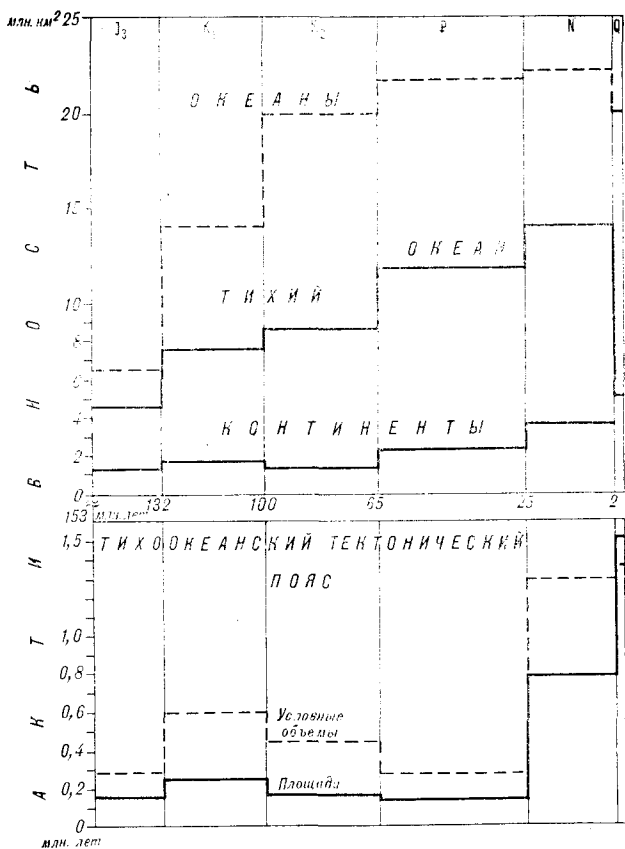


Рис. 4. Тенденции изменения «активности» позднемеозойского и кайнозойского вулканизма (данные по вулканизму океанов и континентов заимствованы из [16]).

«Активность» вулканизма здесь понимается как отношение площади вулканических накоплений (в млн. км<sup>2</sup>) определенного геологического подразделения к его длительности (в 10 млн. лет). Прямое сопоставление «активности» разных регионов и структур не имеет смысла, поскольку не учитываются их размеры; лишь сравнение тенденций изменения «активности» разных регионов во времени отражает объективные закономерности (различие или сходство) развития вулканизма.

на к одноименной зоне разрывных нарушений, расположенной на продолжении разлома Мендосино в Тихом океане.

Севернее зоны р. Снейк находится Колумбийское плато — наиболее характерный ареал неогенового траппового вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. По-видимому, к трапповой формации относятся и поля неогеновых платобазальтов в южной части складчатой системы Фрейзер, а также Патагонского ареала.

Остальные области развития позднекайнозойского внегеосинклинального вулканизма относятся к числу проявлений вулканотектонической активизации неуставленного структурного типа. В Восточно-Австралийском, Индокитайско-Хайнаньском\* и Сунгарийском ареалах наряду с преобладающими базальтоидами толеитового и щелочного типов постоянно присутствуют трахиты, фонолиты, трахиандезиты

и андезиты. В Ново-Зеландском и Восточно-Ападырском ареалах развиты преимущественно базальты и широко распространены фонолиты [7, 23].

Наконец своеобразные зоны плиоцен-четвертичного андезитового вулканизма Каскадных гор и Трансмексиканская также рассматриваются как образования вулканотектонической активизации неуставленного типа. Первая из них паложена на западный край неогенового Колумбийского плато и прослеживается за его пределами в южном направлении до зоны разломов р. Снейк; вторая пересекает палеогеновый Мексиканский краевой вулканогенный пояс от Тихого океана до Мексиканского залива.

*Некоторые выводы.* Крупнейшие проявления внегеосинклинального вулканизма на континентальных окраинах Тихого океана приходятся на меловой период и кайнозой; резко преобладал андезитовый и кислый вулканизм; базальтовый и щелочно-базальтовый вулканизм хотя и образует достаточно обширные ареалы, проявился в значительно меньших объемах.

Большая часть вулкаников сосредоточена в окраинно-материковых (краевых) вулканогенных поясах. Субаэральный, орогенный по всем признакам вулканизм и тектоническое положение окраинно-материковых вулканогенных поясов позволяют, по мнению автора, выделять их в *перигеосинклинальный тип* орогенных структур.

Преимущественно известково-щелочной состав продуктов вулканической деятельности рифтовых зон провинции Бассейнов и Хребтов, возможно, обусловлен совмещением во времени эпигеосинклинального оро- и рифтогенеза [4].

Характерно, что кайнозойская трапповая формация распространена только в восточной части ТТП. Обширные же ареалы рассеянного базальтового вулканизма Восточной Азии и Австралии отличаются явно выраженным щелочным уклоном, а в Ново-Зеландском и Восточно-Антарктическом\* ареалах распространены почти исключительно щелочные базальтоиды. Какой-либо закономерности между возрастом, типом структур основания и особенностями базальтового вулканизма не наблюдается. По-видимому, основным фактором, определяющим характер позднекайнозойского базальтового вулканизма, была глубина очагов магмообразования. Возможно, определенную роль играла степень деструкции континентальной коры тех регионов, которые к неогену были достаточно стабильными.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ позволяет в самой обшей форме обратиться к вопросу связи вулканизма и тектоники. По-видимому, не приходит-

ся сомневаться в том, что вулканизм как важнейшая составная часть магматических явлений отражает лишь поверхностный эффект процессов глубинного магматизма и структурообразования. Но исследователи еще далеки от реальной оценки масштабов областей глубинного магматизма. Несомненно, однако, что площади их скорее всего превосходят площади тек-

тонических структур и ареалов, в которых распространены близкие по возрасту вулканические проявления. Поэтому правомерно, в частности, предположить, что тектонические режимы сжатия и растяжения являются не причиной, а следствием магматических явлений разного масштаба и уровня глубинности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
2. Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана.— Геотектоника, 1974, № 4.
3. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.
4. Белый В. Ф. Зоны андезитового вулканизма Тихоокеанского сегмента Земли.— Сов. геол., 1981, № 1.
5. Белый В. Ф. Вулканизм фанерозойского складчатого обрамления Тихого океана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
6. Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
7. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии.— М.: Мир, 1970.
8. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1975.
9. Диккинсон У. Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
10. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма.— М.: Недра, 1983.
11. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2/ Ред. А. Спенсер. М.: Мир, 1977.
12. Обуэн Ж. На поиски критериев орогенических подразделений.— В кн.: Тектоника. 27-й МГК. М.: Наука, 1984.
13. Очерки по геологии Южной Америки/Ред. У. Ф. Дженкс.— М.: ИЛ, 1959.
14. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Наука, 1972.
15. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1979.
16. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Булаховский А. Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
17. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
18. Федотов С. А. Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 3.
19. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных).— В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: ДВНЦ АН СССР, 1974.
20. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Недра, 1982.
21. Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие/Ред. Р. У. Фейрбридж.— Л.: Недра, 1980.
22. Яншин А. Л., Боголепов К. В. и др. Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтапного тектонического районирования.— В кн.: Тектоника. 27-й МГК. М.: Наука, 1984.
23. Adams C. J., Morris P. A., Beggs J. M. Age and correlation of volcanic rocks of Campbell Island and metamorphic Basement of Campbell Plateau, South-West Pacific.— New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1979, v. 22, N 6.
24. Auloin J. Chaines liminaires (andines) et chaines geosynclinales (alpines).— Inter. Geol. Congress. XXIV ses. Canada, 1972. Abst. Montreal, 1972.
25. Borrello A. J. Precordillera as a type of geosyncline in Argentina.— Ibid.
26. Eardley J. Structural Geology of North America.— Harper Row., 1962.
27. Muller J. E. Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island and adjacent regions.— Canad. Jour. of Earth Sci., 1977, v. 14, N 9.
28. Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera. Published by the Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Spec. vol. N 8, 1966.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

П. П. Лычагин

## АЛУЧИНСКИЙ МАССИВ И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В строении Алучинского массива (бассейн р. Бол. Анюй) участвуют дунит-гарцбургитовая, пироксенит-габбро-верлитовая и габброидная породные ассоциации, а также диабазы «параллельных даек». Наличие названных совокушностей пород, их геология, химизм и особенности состава порообразующих минералов свидетельствуют о сходстве Алучинского массива с

Алучинский массив базит-ультрабазитового состава, расположенный в бассейне р. Бол. Анюй, приурочен к северо-восточному флангу Олойской эвгеосинклинальной складчатой зоны мезозойского возраста [23]. В [7, 22] эта зона рассматривается как составной элемент «Колымской платформы» или «Колымо-Омолонского массива». В связи с дискусионностью вопроса о тектоническом положении Анюйско-Олойского междуречья рассмотрение особенностей состава и формационного характера Алучинского массива представляет определенный интерес, тем более что опубликованные данные не позволяют однозначно решить этот вопрос [6, 10, 15].

Впервые породы Алучинского массива были установлены С. Г. Желниным и Г. К. Клещевым в 1956—1967 гг. Позднее они изучались В. В. Гулевиным, Ю. М. Довгалем, В. Е. Стерлиговой и другими геологами. Немногие опубликованные работы [7, 10] содержат общие сведения о некоторых особенностях геологии, петрографии и петрохимии пород этого массива.

В [6] приведены сведения о химизме отдельных порообразующих минералов, в [1] — о сульфидной медно-никелевой минерализации, наложенной на хромитоносные дуниты Алучинского массива. Данные по другим месторождениям офиолитовых ультрабазитов в пределах мезозойского, локализованным преимущественно в зоне сочленения Яно-Колымской многоэвгеосинклинальной и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатых систем, ограничиваются по существу краткими единичными публикациями [2, 4, 11, 19].

При подготовке настоящей статьи автором использовались результаты собственных исследований, проведенных на территории Алучинского массива летом 1980 г., а также материалы предшествующих исследователей.

Выходы ультрабазитов и базитов Алучинского массива на дневную поверхность занимают площадь 500 км<sup>2</sup>. Они вытянуты в северо-западном (на юге массива) и близмеридио-

соответствующими элементами офиолитовых комплексов. Фрагментарные слабоизученные выходы подобных образований распространены также в пределах мезозойской Алазейской эвгеосинклинальной складчатой зоны, выделяемой на месте Колымского срединного массива.

нальном (на севере) направлениях на расстояние почти 100 км, в ширину достигают от 0,5—1 до 10—12 км (рис. 1). Породы массива обнажаются среди осадочных и вулканических образований, датирующихся от среднего до раннего мела включительно. Палеозойские толщи образованы преимущественно основными (средний палеозой) или кислыми (верхний палеозой) вулканитами ясно выраженной натриевой специализации, переслаиваемыми с заметно дислоцированными терригенно-кремнистыми отложениями суммарной мощностью около 2—3 км. На них с угловым несогласием залегают верхнетриасовые, затем среднеюрские груботерригенные, а также верхнеюрские и нижнемеловые осадочно-вулканические толщи преимущественно андезитового состава. С верхнепалеозойскими вулканитами ассоциированы интрузивные тела тоналит-плагиогранитной формации, обломки пород которых в изобилии содержатся в верхнетриасовых конгломератах. Верхнеюрские образования вмещают интрузивы габбро-сиенитового состава. В долине р. Алучин известен четвертичный базальтовый поток.

Все наблюдаемые контакты пород Алучинского массива с вмещающими образованиями имеют либо тектонический, либо, возможно, аркозный (с мезозоем) характер. Более достоверно устанавливается лишь верхняя возрастная граница формирования массива по обломкам серпентинитов и перидотитов в среднеюрских, а хромшпинелидов в верхнетриасовых конгломератах.

Главная роль в строении Алучинского массива принадлежит гарцбургитам и дунитам, занимающим около 70% общей площади выходов его пород. Им подчинены верлиты (около 15%) и габбро (около 15%). Незначительно развиты лерцолиты и пироксениты. Этими породами образуются три геологически обособленные ассоциации: дунит-гарцбургитовая, пироксенит-габбро-верлитовая и габброидная. В состав массива достаточно условно введены также

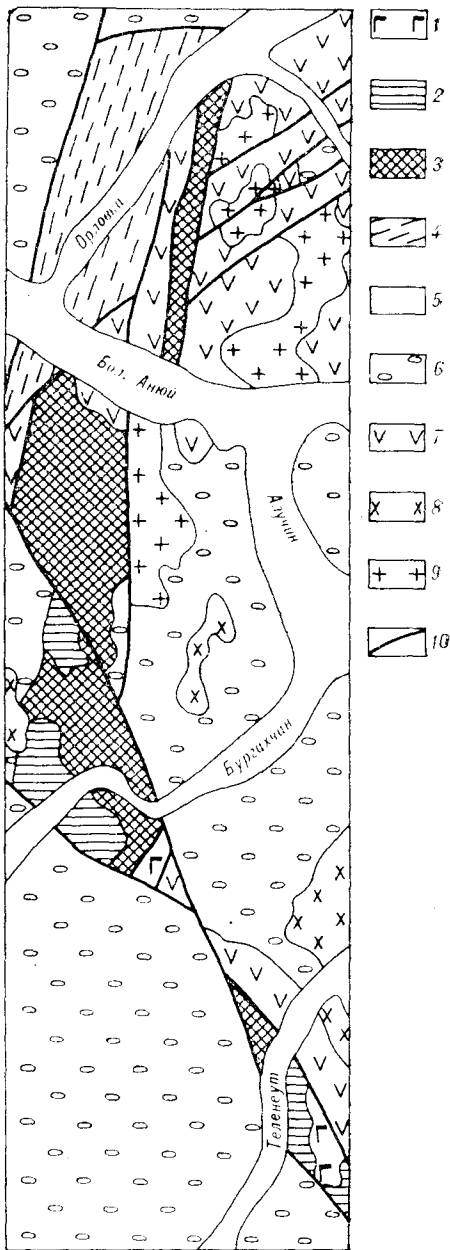


Рис. 1. Схема геологического строения Алучинского базит-ультрабазитового массива (составлена автором с использованием данных В. В. Гулевича, Ю. М. Довгаля, В. П. Фомина).

1—4 — Алучинский массив; ассоциации: 1 — габброидная, 2 — пироксенит-габбро-верлиговая, 3 — дунит-гарцбургитовая, 4 — «комплекс параллельных даек»; 5 — четвертичные осадки и вулканические образования; 6 — верхнетриасовые — нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования; 7 — палеозойские осадочно-вулканогенные образования; 8 — мезозойские интрузивы габбро-сиенитовой формации; 9 — позднепалеозойские интрузивы тоналит-плагиогранитной формации; 10 — разломы.

прилегающие друг к другу многочисленные дайки диабазов, между которыми местами наблюдаются скрины габброидов, ультрабазитов и, возможно, осадочно-вулканогенных пород верхнего палеозоя. Названные породы образуют на севере Алучинского массива довольно крупный

блок прямоугольной формы (см. рис. 1). Они представляют собой, по-видимому, «комплекс параллельных даек». Ранее эти образования рассматривались в качестве самостоятельного Атамановского габброидного интрузива, прорванного дайками ультрабазитов [10].

Породы трех перечисленных ассоциаций в различной степени обнаруживают признаки расслоенности (стратифицированности), что по аналогии с близкими по составу членами офиолитовых комплексов (см. ниже) позволяет предполагать наличие псевдостратиграфических соотношений между ними. Однако полевые материалы не дают ясного представления о последовательности «напластования». Расслоенность имеет общее падение на северо-восток (северная и средняя части массива) и северо-запад (южная часть) под углами 10—30, иногда до 70°.

Рассмотрим строение составных элементов Алучинского массива. Породами дунит-гарцбургитовой ассоциации сложены крутопадающее пластинообразное тело в северной части массива и ряд крупных блоков неясной формы в его средней и южной частях (см. рис. 1). Преобладают гарцбургиты, составляющие около 70% объема ассоциации. Дуниты образуют среди них линзовидные тела мощностью до 300 м, согласные с общей расслоенностью массива. Изредка отмечаются единичные небольшие жилки метасоматических (?) клинопироксенитов. Как гарцбургиты, так и связанные с ними постепенными петрографическими переходами дуниты обнаруживают иногда расслоенность, обусловленную послойным распределением кристаллов энстатита (в гарцбургитах) или хромовых шпинелей (в дунитах). В очень редких случаях последние образуют заметные скопления (до 60—80% объема дунитов) в пластообразных телах мощностью до 1,2 м, согласных с общей расслоенностью массива.

В южной части массива с хромитовым обогащением ассоциирована медно-никелевая минерализация, представленная пентландитом, браунитом, миллеритом и виоларитом [1].

Заслуживающим внимания фактом является пересечение богатых хромитовых руд жилками практически безрудных дунитов мощностью от 0,5 до 10—15 см (рис. 2). В дунитах жилки отмечаются отдельные некорродированные зерна хромита, подобного образующему вмещающие руды. И в жилках, и во вмещающих породах в оливинах обнаруживаются двойники трансляции и зонки милонитизации. Оливин из жилки богаче фаялитом, чем вмещающие дуниты (см. ниже).

Породы пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации известны в южной части Алучинского массива, где они слагают участки площадью до 60 км<sup>2</sup> (см. рис. 1). Характерной чертой этой

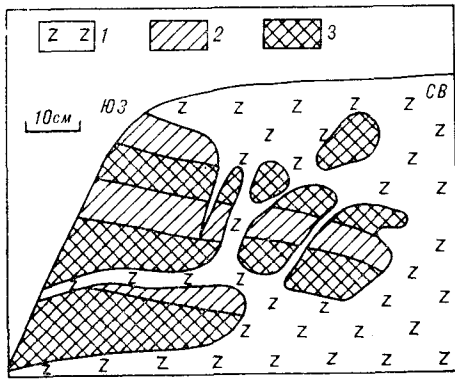


Рис. 2. Соотношения безрудных дунитов (1) с дунитами, слабо (2) и сильно (3) обогащенными хромитом. Показано обнажение на левобережье р. Теленеут.

ассоциации является четко проявленная стратификация, выраженная в чередовании хорошо обособленных «слоев» верлитов, дунитов, габбро, клинопироксенитов, редко лерцолитов. Нижней (?) части «разреза» свойственно исключительно широкое развитие перидотитов (главным образом верлитов), образующих горизонты по 1—10 м и переслаивающихся с клинопироксенитами (от нескольких сантиметров до нескольких метров). Последние в ряде случаев образуют в перидотитах прожилки и неправильной формы обособления, имеющие возможно метасоматическую природу. Большая, по-видимому, верхняя часть «разреза» ассоциация характеризуется иным, более контрастным, набором пород. В ее составе обычными являются дуниты, полевошпатовые верлиты и габбро, слагающие горизонты мощностью до 10 м. При этом плагиоклазовые верлиты и дуниты образуют сравнительно мощные тела (не менее 0,3—0,4 м), а габбро встречаются в виде горизонтов такой же мощности или обособляются внутри тел плагиоклазовых перидотитов в виде слоев мощностью 0,5—5 см, нередко соединенных секущими жилками аналогичной мощности (рис. 3). В верхней части «разреза» число габбро и мощности образуемых ими слоев постепенно возрастают.

Габброидная ассоциация, как следует из ее названия, образована разнообразными габбро, отдельные выходы которых занимают площади до 5—8 км<sup>2</sup> и пространственно сопрягаются с образованиями пироксенитно-габбро-верлитовой ассоциации в южной части Алучинского массива. Резкая граница между ассоциациями отсутствует. Аналогичные габброиды имеются, вероятно, и в северной части массива, где они образуют скрины между диабазовыми дайками и из-за сходства с последними четко не распознаются. Рассматриваемые габброиды иногда имеют интрузивные контакты с верлитами, вдоль которых наблюдаются узкие (3—5 см) реакционные зоны клинопироксенитов,

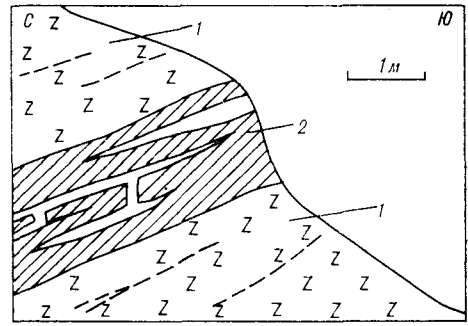


Рис. 3. Характер «переслаивания» железистых дунитов с послойными включениями хромита (1) и плагиоклазовых верлитов со слоями и прожилками габбро (2). Азимут падения плоскости расчленности СВ, угол 60°. Показан правый водораздел р. Бургахчан.

возникшие при воздействии базитового расплава на ультрабазиты. Различаются две разновидности габброидов, образующих самостоятельные тела. Одни из них, сложенные оливковыми эвкритами и габброноритами, тяготеют к выходам пород пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации, другие, располагающиеся на некотором удалении от первых, представлены амфиболовыми габбро (амфиболизированными эвкритами?) и феррогаббро. Большая часть габброидов характеризуется признаками расчленности, направление которой в целом совпадает с расчленностью остальной части массива.

Диабазовое тело («комплекс параллельных даек») на севере Алучинского массива, занимающее площадь около 250 км<sup>2</sup>, сформировалось в результате многократного внедрения базитового расплава в ультрабазиты, базиты и, возможно, в осадочно-вулканогенную толщу верхнего палеозоя. При этом образовалась серия примыкающих друг к другу даек мощностью до 20—30 м и протяженностью до 300—500 м. Наблюдавшиеся в единичных коренных обнажениях контакты диабазовых тел друг с другом и со скринами имеют неправильную ломаную форму. Вдоль них в диабазах имеются ясно выраженные зоны закалки мощностью до нескольких сантиметров. В одних случаях ультрабазиты на контакте с диабазами полностью актинолитизированы в зоне 1—5 см, в других — отмечается переориентировка волокнистого серпентина перпендикулярно плоскости контакта. Автором наблюдался закаленный порфиновый диабаз, соприкасающийся с апогартбургитовым серпентинитом и замещающийся им в зоне, мощность которой составляет около 2 мм (при этом в диабазе сохраняется темная порфировая структура) (рис. 4). Сканирование показало, что в этой зоне по направлению к незамещенному диабазу постепенно снижается содержание магния и возрастает — алюминия. Здесь же незначительно увеличивается

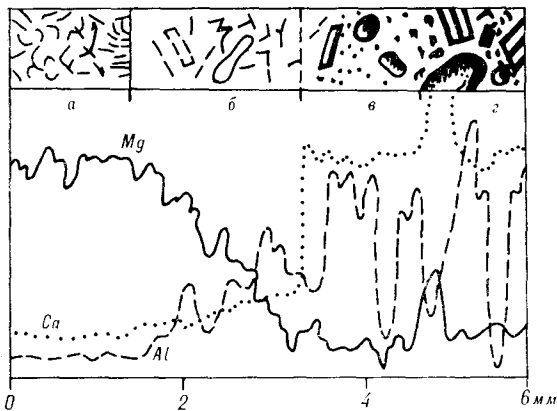


Рис. 4. Вариации относительных содержаний магния, кальция и алюминия в зоне контакта апогарцбургитового серпентинита и диабаз; на абрисе сканирования: а — апогарцбургитовый серпентинит, б — аподиабазовый серпентинит с теневой порфировой структурой, в — закаленный неизмененный диабаз, г — то же, незакаленный. (По данным сканирования на микроанализаторе «Камебакс», аналитик В. Я. Борходоев, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.)

количество кальция, скачкообразно возрастающее на границе серпентинизированного и неизмененного диабаз. Такое распределение элементов в зоне контакта и серпентинизация диабаз являются следствием биметасоматических явлений, подобных отмеченным Н. Л. Добрецовым [8].

Рассмотрим состав базитов и ультрабазитов Алучинского массива. Дуниты и гарцбургиты

являются единственными породами одноименной ассоциации, в пределах которой они связаны постепенными переходами. Дуниты, кроме того, известны в составе пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации. Это массивные, плотные черно-зеленые породы, палевые на выветрелой поверхности, структура их панидиоморфно-зернистая, обычно они часто или полностью серпентинизированы. Главный породообразующий минерал — оливин, встречающийся в виде округлых зерен размером до 5—8 мм, — нередко обнаруживает двойники трансляции. В дунитах дунит-гарцбургитовой ассоциации он содержит 92—95% форстерита, пироксенит-габбро-верлитовой — 87% (табл. 1, 2, колонки 1—4). В гарцбургитах первой из названных ассоциаций содержание этого минерала составляет около 90% (см. табл. 1, 2, колонка 4). Интересно, что содержание фаялитовой молекулы в оливине из безрудной жилки, пересекающей хромитоносный дунит дунит-гарцбургитовой ассоциации (см. выше), более чем на 1% превышает ее количество в том же минерале из вмещающей породы (см. табл. 1, 2, колонки 2, 3). Ортопироксен из пород дунит-гарцбургитовой ассоциации, по данным определений состава этого минерала из одного образца, содержит 89% энстатита (см. табл. 1, 2, колонка 8). Хромовые шпинели из дунитов дунит-гарцбургитовой ассоциации по сравнению с таковыми из аналогичных пород пироксенит-габбро-верлитовой вмещают значительно больше хрома и магния и меньше железа и глинозема (см.

Таблица 1

Химический состав минералов из ультрабазитов Алучинского массива (вес. %)

Оксиды	Оливины							Ортопироксен	Клинопироксены		Плагноклаз	Хромиты	
	1	2	3	4	5	6	7		8	9		10	11
SiO <sub>2</sub>	40,48	41,40	41,20	41,28	40,31	40,68	37,89	56,93	54,52	52,00	44,86	0,04	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,0	0,03	0,01	0,02	0,02	0,06	0,17	0,42	0,03	0,30	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	2,49	1,60	3,23	33,61	8,60	23,87
FeO	7,18	5,10	6,19	9,47	12,42	11,36	16,17	6,15	2,92	4,37	1,16	5,46 *	17,50 *
												15,58 **	23,36 **
MnO	0,09	0,07	0,10	0,16	0,18	0,12	0,08	0,16	0,06	0,10	0,04	0,30	0,30
MgO	49,90	51,46	50,44	49,55	46,67	47,21	43,91	33,86	17,64	15,45	0,03	11,55	7,65
CaO	0,08	0,06	0,05	0,01	0,02	0,01	0,02	0,66	21,40	21,12	17,09	0,0	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,03	0,02	0,05	0,0	0,0	0,13	0,33	1,51	0,0	0,02
K <sub>2</sub> O	0,0	0,01	0,01	0,02	0,01	0,0	0,0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,02	0,26	0,01	0,01	0,01	0,66	0,54	0,61	0,01	58,01	26,63
Сумма . . .	97,77	98,15	98,01	100,61	99,65	99,46	98,11	100,98	98,99	97,69	98,36	99,86	99,94
Число анализов	4	2	3	3	3	3	3	2	3	3	3	3	3

\* Записное, \*\*окисное железо (раскисление проведено по стехиометрии).

Примечание. 1—4, 8, 12 — дунит-гарцбургитовая ассоциация: 1 — дунит, 2, 12 — хромитоносный дунит, 3 — пересекающая его жилка безрудного дунита, 4, 8 — гарцбургит; 5—7, 9—11, 13 — пироксенит-габбро-верлитовая ассоциация: 5, 13 — дунит, 6, 9 — верлит, 7, 10, 11 — плагноклазовый верлит. Анализировались минералы из следующих образцов коллекции автора: 1 — обр. 262-7 (р. Теленеут), 2, 3, 12 — обр. 263 (там же), 4, 8 — обр. 384 (правобережье р. Бол. Анюй), 5, 13 — обр. 285-1 (р. Бургахчан), 6, 9 — обр. 283 (там же), 7, 10, 11 — обр. 285 (там же). Анализы проведены в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР на микрозонде «Камебакс» под руководством В. Я. Борходоева.

Содержания минералов по частным анализам

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fo, Fa							Wo, En, Fs			An, Ab
93; 7	95; 5	94; 6	90; 10	87; 13	88; 12	83; 17	1; 90; 9	44; 49; 7	46; 45; 9	88; 12
92; 8	95; 5	94; 6	90; 10	87; 13	88; 12	83; 17	1; 89; 10	48; 47; 5	49; 42; 9	84; 16
93; 7		93; 7	89; 11	87; 13	88; 12	82; 18		50; 45; 5	50; 41; 9	86; 14

Примечание. Порядковые номера колонок соответствуют таковым в табл. 1.

табл. 1, 2). Количество ионов в них в пересчете на 8 атомов кислорода соответственно составляют:

0,57 Mg, 0,43 Fe<sup>2+</sup>, 0,43 Al, 0,13 Fe<sup>3+</sup>, 1,52 Cr;  
0,36 Mg, 0,62 Fe<sup>2+</sup>, 0,89 Al, 0,42 Fe<sup>3+</sup>, 0,67 Cr.

Химический состав дунитов и гарцбургитов приведен в табл. 3 (колонки 1—3). Он соответствует одноименным образованиям, рассматриваемым под названием «гарцбургитовый подтип перидотитов с тектоническими структурами» [12] или относимым к дунит-перидотитовой [16] либо к дунит-гарцбургитовой формации

[17], либо, в более широком смысле, — к альпинотипным гипербазитам. Дуниты из пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации характеризуются повышенной железистостью (см. табл. 3, колонка 3).

Верлиты, плагиоклазовые верлиты, перцолиты — средне-, реже крупнозернистые породы, встречающиеся только в составе пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации. Они сложены оливином и моноклинным пироксеном, к которому иногда присоединяется плагиоклаз (в плагиоклазовых верлитах) или ортопироксен (в перцолитах). Плагиоклазодержащие породы

Таблица 3

Средние содержания породообразующих окислов (в числителе, вес. %) и их стандартные отклонения (в знаменателе) в породах Алучинского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	41,42 1,51	44,59 1,26	40,98	49,00 0,51	51,01 1,55	45,64	51,51	44,72	50,08 0,89
TiO <sub>2</sub>	0,06 0,04	0,06 0,06	0,10	0,06 0,05	0,20 0,02	0,27	1,18	1,27	1,42 0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52 0,49	1,46 0,57	1,20	1,87 1,62	2,74 0,22	22,89	18,53	17,49	15,29 1,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38 0,13	0,41 0,18	0,31	0,15 0,12	0,37 0,25	Не определялось			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,63 1,11	6,87 1,05	9,04	4,88 2,34	2,74 0,44	1,95	4,30	8,25	2,68 0,66
FeO	3,08 1,17	2,95 1,03	4,44	3,04 0,66	4,38 3,82	4,81	6,73	8,03	9,36 1,37
MgO	46,63 0,60	42,82 1,28	42,60	28,67 3,05	21,29 2,84	10,02	4,91	6,59	7,31 0,43
CaO	0,23 0,20	0,64 0,52	1,00	12,14 0,72	17,07 3,01	12,23	7,92	10,88	10,29 0,67
Na <sub>2</sub> O	0,03 0,04	0,15 0,16	0,30	0,14 0,18	0,13 0,21	1,73	4,28	2,21	3,06 0,24
K <sub>2</sub> O	0,01 0,02	0,04 0,08	0,03	0,03 0,03	0,06 0,08	0,31	0,50	0,51	0,38 0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01 0,01	0,01 0,02	0,03	0,02 0,03	0,01 0,01	0,05	0,14	0,05	0,12 0,04
Число анализов	5	18	1	4	12	1	2	1	7

Примечание. 1, 2 — дунит-гарцбургитовая ассоциация: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты; 3—5 — пироксенит-габбро-верлитовая ассоциация: 3 — дуниты, 4 — верлиты и перцолиты, 5 — клинопироксениты; 6—8 — габброидная ассоциация: 6 — оливиновые габбро-нориты, 7 — амфиболовые габбро, 8 — амфиболовые феррогаббро; 9 — диабазы «комплекса параллельных даек». Составы пересчитаны на безводный остаток. При расчете средних содержаний использованы данные [10]. Силикатный анализ образцов коллекции автора проведен в химлаборатории ПГО Севостгеология под руководством Н. И. Бульменко.

характеризуются хорошо выраженной полосчатой текстурой, наблюдающейся благодаря обособлению «слоек», в различной степени обогащенных основным плагиоклазом. Степень их серпентинизации ниже, чем пород дунит-гарцбургитовой ассоциации. Для плагиоклазосодержащих пород характерна гроссуляризация полевого шпата, представляющая собой, возможно, начальные стадии родингитизации.

Оливин верлитов, образующий округлые зерна, по своему составу близок этому минералу из дунитов той же ассоциации (см. табл. 1, 2, колонка 6). В плагиоклазовых верлитах железистость его заметно выше, чем в бесполовошпатовых (колонка 7). Клинопироксены перидотитов ксеноморфных очертаний весьма низкожелезистые и наполовину состоят из волластонитовой молекулы (см. табл. 1, 2, колонки 9, 10), что свидетельствует о принадлежности их к диопсидам. Плагиоклаз также ксеноморфен. Состав этого минерала (см. табл. 1, 2) получен для зерна из габброидного слоя в плагиоклазовом верлите. Он соответствует битовниту № 86.

Средний химический состав верлитов и лерцолитов приведен в табл. 3 (колонка 4). Он близок составу верлитов ряда ультраосновных массивов Урала [17].

Клинопироксениты имеют крупно- и грубо-зернистое сложение. Следует, по-видимому, различать две разновидности этих пород. Одна из них образует самостоятельные горизонты в составе пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации, другая образует жилы, прожилки и обособления в более основных породах, являясь, возможно, продуктом метасоматоза. Первая из названных разновидностей всегда содержит некоторое количество оливина (до 30—40%). Различия в характеристиках клинопироксена не установлены. Судя по данным микроскопического изучения, этот минерал в обоих случаях близок к диопсиду, а оливин содержит 80—85% форстерита (угол оптических осей 85—90°).

Габброиды, участвующие в строении пироксенит-габбро-верлитовой ассоциации и образующие габброидную, разнообразны по своему составу. В первом случае более характерны оливиновые габбро-нориты и эвкриты, во втором — эвкриты и амфиболовые габбро. Одинаково редко встречаются троктолиты, в которых оливин обрастает каемкой ромбического пироксена. Габброидам свойственна панидиоморфно-зернистая структура, в амфиболовых габбро изредка появляются элементы офитового строения. Очень часто наблюдается полосчатая текстура, обусловленная чередованием лейко- и меланократовых разновидностей габброидов (от 0,5—1 до 10 см), значительно менее распространены породы со шпирово-такситовым

сложением. Плагиоклаз в оливинсодержащих породах представлен незональным битовнитом, в амфиболовых разностях это лабрадор или лабрадор-битовнит. Амфибол — буро-зеленая роговая обманка, имеющая иногда уралитовый характер.

Вследствие отчетливой расслоенности габброидов их химический состав сильно варьирует (см. табл. 3). Устанавливаются как нормальные габбро (см. табл. 3, колонка 7), так и их анортозитовые и высокожелезистые разновидности — феррогаббро (колонка 8). Им свойственны резко выраженная натриевая щелочность, низкотитанистый характер некоторых разновидностей (см. табл. 3, колонка 6) и невысокое содержание пятиоксида фосфора.

Диабазы, единственные представители пород «комплекса параллельных даек», характеризуются мелко-, реже среднезернистым, иногда порфириновидным сложением и офитовым типом структур. Их минеральный состав прост и однообразен. Это лабрадор (иногда со слабоважной зональностью), бледно-зеленоватый клинопироксен, буровато-зеленая роговая обманка, иногда замещающая клинопироксен и рудный минерал. В равномерно-зернистых разновидностях пород цветной минерал чаще представлен амфиболом, в порфириновидных фенокристаллы образованы плагиоклазом (до 3—4 мм), иногда моноклинным пироксеном (до 1,5 мм). Основная масса пород при этом включает роговую обманку. Диабазы отличаются слабой изменчивостью.

Химический состав диабазов приведен в табл. 3 (колонка 9). Это высоконатриевые, умеренно титанистые породы. Содержания породообразующих окислов варьируют в них очень незначительно.

Многие черты строения, а также состав Алучинского массива позволяют установить его значительное сходство с офиолитовыми базит-ультрабазитовыми массивами эвгеосинклинальных складчатых систем. Достаточно полными его аналогами являются следующие массивы: в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы — Красногорский, Усть-Бельский и Куюльский [5], в Алтае-Саянской складчатой области — Куртушибинский, на Урале — Войкаро-Сыньинский [20] и Кемпирсайский [13], на Ньюфаундленде — Бей-оф-Айлендс и в Омане — Семаил [12]. В частности между ними существуют различия, но общие черты строения, состав пород и минералов, наличие определенного набора породных ассоциаций убеждают в идентичности сравниваемых образований. Перечисленные тела базит-ультрабазитового состава являются членами офиолитовых ассоциаций. Хотя предположительный вывод о принадлежности к этой ассоциации Алучинского массива сделан еще Ю. М. Довгалем



[9], только сейчас появилась возможность аргументировать его. Таким новым свидетельством является наличие в составе Алучинского массива породных комплексов, характерных для классических офиолитовых ассоциаций [12], а именно: 1) дунит-гарцбургитового, соответствующего комплексу тектонизированных ультрабазитов, т. е. собственно альпинотипным гипербазитам; 2) расслоенного, объединяющего выделенные автором пироксенит-габбро-верлитовую и габброидную ассоциации и характеризующегося наличием относительно железистых гипербазитов и сильно варьирующих по железистости габброидов; 3) комплекса «параллельных» диабазовых даек.

К четвертому элементу офиолитовой ассоциации с большой долей условности можно отнести осадочно-вулканогенную толщу верхнего палеозоя, образованную натриевыми риолитами с подчиненным количеством базальтов, хотя находящиеся в ее составе осадочные породы терригенного характера не свойственны таким образованиям. Ю. М. Довгаль [9] включает также в состав офиолитовой ассоциации «габбро-плагιοгранитный комплекс», однако эти интрузивы, по данным автора, не имеют отношения к Алучинскому массиву, а комагматичны верхнепалеозойским эффузивам.

Результаты изучения Алучинского базит-гипербазитового массива позволяют рассмотреть некоторые аспекты его генезиса. Одна из главных и трудных проблем, касающихся образования аналогичных компонентов офиолитовых комплексов, — вопрос о происхождении пород дунит-гарцбургитовой ассоциации или собственно альпинотипных гипербазитов. По мнению большинства исследователей, они имеют реститовую природу [5, 12]. Допущение такого механизма ставит, по мнению автора, неразрешимую задачу: непонятно, каким образом расплав, получающийся при частичном плавлении вещества мантии, мог полностью отжиматься от рестита? На этот счет существует однозначное мнение — отделение межгранулярного расплава возможно только при плавлении более 5% субстрата [24]. Иначе говоря, 5% расплава должны оставаться в интерстициях.

Весьма существенный факт, установленный при изучении Алучинского массива и касающийся проблемы его образования, — пересечение хромитоносных дунитов жилками безрудных дунитов. Аналогичные свидетельства имеются и для Кемпирсайского хромитоносного массива на Урале [13]. Присутствие в этих жилах единичных некорродированных зерен хромита не позволяет считать их результатом метасоматоза. Более логично предполагать, что жилки формировались в результате отжимания в трещины остаточного расплава, обедненного хромом. В определенной степени это подтверж-

дается и более высокой железистостью оливина в прожилках, что согласуется с теорией фракционной кристаллизации Н. Л. Боуэна, согласно которой остаточные расплавы обогащаются железом и имеют более низкую температуру кристаллизации. Свидетельством магматической природы дунит-гарцбургитовой ассоциации могут служить ритмическая расслоенность и кумулятивные структуры хромитоносных расплавов, а также наблюдающаяся иногда порфировая структура пород, известная, например, в дунитах массива Ред-Хиллс (Новая Зеландия) [25].

Признание магматической природы пород дунит-гарцбургитовой ассоциации не исключает один из трудных вопросов, связанных с их образованием, а именно — вопрос о причине высокобарического характера минералов в этих образованиях. В частности, соотношение глинозема в шестерной и четверной координациях в ортопироксене из гарцбургита Алучинского массива свидетельствует о кристаллизации данного минерала при давлении около 20 кбар (расчет произведен по диаграмме Б. О. Майсена и А. Л. Бетчера [26]). Аналогичные значения получаются и для альпинотипных ультрабазитов других местонахождений [5, 14]. Вследствие этого можно заключить, что кристаллизация ультраосновного расплава происходила на глубинах 50 км и более, а протрудирование тел — в зонах глубинных разломов в «холодном» состоянии.

Магматическое происхождение пород расслоенного комплекса устанавливается более определенно. Его формирование связывается либо с широко проявившимися кумулятивными процессами в кристаллизующейся основной магме [12], либо, что кажется более вероятным, с ликвационным расслоением расплавов [18]. Последняя точка зрения получила экспериментальные подтверждения [3].

Породы Алучинского массива, по-видимому, не являются единственными представителями элементов офиолитовых ассоциаций в пределах Алазейско-Олойской складчатой системы. Вдоль юго-западной окраины Алазейской зоны располагается ряд выходов ассоциирующих друг с другом ультраосновных и основных пород, известных по работам [4, 11, 19]. Высказана мысль о вхождении ультрабазитов Кыра-Мунилканского междуречья в состав офиолитовой ассоциации. Эта же точка зрения, основанная практически на всем имеющемся материале по ультрабазитам и базитам юго-западной окраины Алазейской зоны, поддерживается и в работе Ю. В. Архипова [2], изучавшего в последние годы главные выходы данных образований. Как считает названный автор, по крайней мере на трех участках имеются выходы альпинотипных гипербазитов — Уядинском, Мунилканском и

Химический состав (вес. %) альпинотипных гарцбургитов юго-западной окраины Алазейской зоны

Выход	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Число анализов
Мунилканский	45,42	0,0	1,19	6,06	4,07	42,30	0,25	0,06	0,02	0,59	Следы	8
Уччинский	45,32	0,03	1,73	5,21	3,71	43,37	0,38	0,17	0,06	Не опр.	0,02	9

Примечание. Составы перечислены на безводный остаток.

Уччинском\*. Интересующие нас породы ультраосновного и основного состава, по мнению Ю. В. Архипова, образуют стратифицированные массивы, залегание которых сильно осложнено разрывными нарушениями. Нижние части этих тел сложены гарцбургитами и дунитами, верхние, соответствующие полосчатому кумулятивному комплексу, — ультрабазитами и базитами, превращенными в результате интенсивного метаморфизма в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Иногда наблюдаются зоны серпентинитового меланжа. Приводимые в работе данные о химическом составе пород не дают оснований для суждения о формационном характере этих образований, что, возможно, связано с их метаморфизмом. Это относится прежде всего к основным породам «расслоенного» комплекса. Лишь некоторые ультрабазиты обладают достаточно

ярко выраженными чертами химизма, что позволяет относить их к категории «альпинотипных» (табл. 4).

Рассмотренными примерами не ограничивается распространение в пределах Алазейско-Олейской системы ультрабазитов, которые могут являться альпинотипными и входить в состав офиолитовых ассоциаций. К этому типу, возможно, относятся практически неизученные серпентиниты, известные как в окраинных, так и в центральной частях Алазейской зоны — на Алазейском плоскогорье. Относительно широкое распространение базит-ультрабазитовых офиолитовых массивов в пределах Алазейско-Олейской складчатой системы — дополнительный факт для решения вопросов ее строения и тектонической природы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аксенова В. Д., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е. Никелево-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива. — Геол. и геофиз., 1970, № 2.
- Архипов Ю. В. Офиолиты, ультрафамит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якуткнигоиздат, 1984.
- Безмен Н. И., Сук Н. И. Базит-гипербазитовое расслоение (эксперимент). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1983, № 6.
- Блисковский В. З., Юдович Я. Э. О генезисе амфиболитов центральной части хребта Тас-Хаяхта. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 4, Якутск, 1961.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. — Новосибирск: Наука, 1979.
- Вулканические пояса востока Азии: геология и металлогения. — М.: Наука, 1984.
- Геология СССР. Т. 30. Кн. 2. Северо-Восток СССР. — М.: Недра, 1970.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. — Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Довгаль Ю. М. Офиолитовые формации Алучинского подъятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан: Кн. изд-во, 1964.
- Довгаль Ю. М., Городинский М. Е., Стерлигова В. Е. Алучинский гипербазитовый комплекс. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. 2. Магадан: Кн. изд-во, 1975.
- Долгов Б. Ю., Натанов Л. М., Ставский А. П. Офиолиты хребта Тас-Хаяхта (Восточная Якутия). — ДАН СССР, 1983, т. 268, № 3.
- Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
- Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. — М.: Наука, 1969.
- Лаврова Л. Д. Минералогические критерии условий образования альпинотипных гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983.
- Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. — Л.: Недра, 1981.
- Магматические формации СССР. Т. 1. — М.: Недра, 1979.
- Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. — М.: Наука, 1983.
- Маркушев А. А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). — М.: Наука, 1979.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. — М.: Изд-во АН СССР, 1962 (Тр. ИЯФ СО АН СССР, вып. 12).
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1972.
- Савосина А. К., Натанов Л. М. и др. Спидит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
- Тектоника, магматические и метаморфические ком-

\* А. К. Савосина и др. [21] относят к альпинотипным также гипербазиты бассейна р. Увязка. Это ошибочно, поскольку данные породы представляют собой пикриты, залегающие в форме даек.

- плексы Колымо-Омолонского массива.— М.: Наука, 1981.
23. Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
24. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite.— Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab.

- Carnegie Inst., 1976—1977, Washington, 1977.
25. Challis G. A. High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion — Wairau Valley — New Zealand.— J. Petrol., 1965, v. 6, N 3.
26. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle.— J. Petrol., 1975, v. 16, N 1.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 550.93 : 552.4 (571.65)

И. Л. Жуланова, И. А. Давыдов, А. П. Милов

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ СТРОНЦИЕВОГО ДАТИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Результаты впервые проведенного Rb—Sr изохронного датирования дорифейских метаморфических толщ Омолонно-Тайгоносского района свидетельствуют, что становление фундамента мезозойд связано с раннепротерозойской (2,3—1,8 млрд. лет) палингенно-метасоматической гранитизацией гранулито-гнейсового субстра-

та, возраст которого составляет свыше 3 млрд. лет. В фундаменте Омолонского массива намечается этап деструкции с возрастом около 1 млрд. лет, не проявленный в блоках фундамента складчатых зон. Полученные данные сопоставляются с известными результатами K—Ar датирования тех же комплексов.

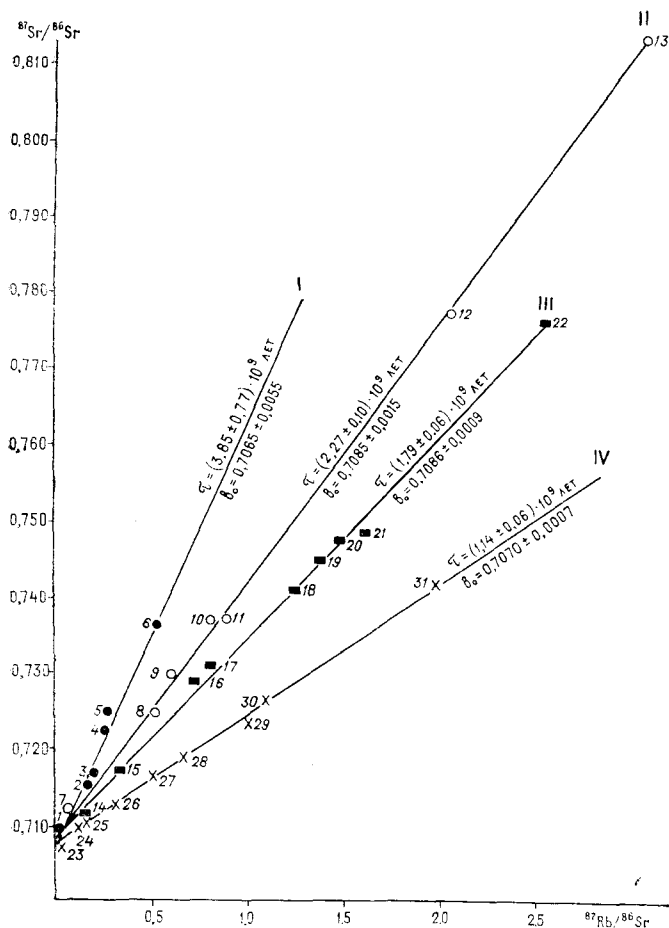
Изотопная геохронология наиболее убедительно доказала свою незаменимость при изучении докембрия, огромный временной объем которого выявился только в рамках абсолютной геохронологической шкалы. Особенно важны радиохронологические данные при расчленении древнейших глубокометаморфизованных толщ, поскольку применение традиционных геолого-стратиграфических методов не всегда дает однозначные результаты. Однако на Северо-Востоке СССР абсолютному датированию метаморфических пород (возрастная принадлежность которых долго оставалась спорной) уделялось несравненно меньше внимания, чем мезозойских магматических комплексов. Причиной этого явились различия в уровне общегеологической изученности тех и других образований.

Наибольший объем определений был выполнен в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР во второй половине 60-х гг. калий-аргоновым (K—Ar) методом по отдельным валовым пробам, преимущественно из коллекций, собранных разными авторами при геологической съемке. Полученные значения изотопного возраста метаморфических пород, относимых к геологически единым комплексам, обнаружили разброс в диапазоне от архея до палеогена [12, 13, 21]. Интерпретация данных, выполненная И. А. Загужиной, заключалась в выборе значений, отвечающих традиционно ожидаемому докембрию, и отбраковке всех низких значений, как соответствующих «омоложению» вследствие потери породами ар-

гона под влиянием мезозойского магматизма и диафтореза. На гистограмме, объединившей все имевшиеся датировки метаморфических пород, выявились максимумы: 2950—2750, 1650—1550, 850, 550 и 150 млн. лет [12].

Эти работы показали, на наш взгляд, что без целенаправленного геолого-петрологического исследования датируемых объектов информативность K—Ar метода в отношении метаморфических комплексов является очень низкой. Остальное неясным, отражают ли отдельные значения и статистические максимумы время реальных геологических событий, или даже древнейшие из них могут служить только верхним пределом возраста анализированных пород? По мнению И. А. Загужиной, полученные данные явились доказательством принадлежности почти всех метаморфических комплексов к докембрию, но сторонники альтернативных представлений в качестве «истинных» значений рассматривали наиболее часто встречающиеся мезозойские даты [7], и это противоречие пока разрешения не получило.

За последнее десятилетие получены новые материалы, раскрывающие природу метаморфических образований Северо-Востока СССР. Доказано, что в мезозойдах присутствуют комплексы двух типов: одни слагают выступы фундамента срединных массивов и миогеосинклинальных зон, вторые образованы палеозойскими и мезозойскими отложениями верхнего структурного этажа [4, 5]. Геологическим репером для



Рубидий-стронциевые изохроны (I—IV) дорифейских метаморфических пород фундамента Кедровского под-  
 нятия  $B_0$  —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

их разграничения служат осадочные отложения рифея. Выявлена полиметаморфическая природа дорифейских толщ, обусловленная переработкой древнейшего субстрата процессами гранитизации и диафтореза. В случае принадлежности субстрата к гранулитовой фации предполагается его раннеархейский возраст. Время проявления наложенных процессов геологическими методами не определено, но установлены их неоднородность и различие физико-химических условий.

На современном этапе одной из главных задач является привязка событий дорифейской истории фундамента мезозой к единой хроностратиграфической шкале докембрия, что требует значительного улучшения качества геохронологических исследований.

В 1975 г. в Лаборатории петрологии и геохимии магматических формаций СВКНИИ начато Rb-Sr изохронное датирование дорифейских метаморфических пород. Выбранный метод [22] обеспечивает высокую надежность результатов благодаря тому, что для расчета одной даты ис-

пользуется серия когенетических пород, положение которых на линии регрессии (изохроне) в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  служит показателем их геохимической замкнутости и равенства в них первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , величина которого легко вычисляется графически (см. рисунок)\*. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления. Измерения изотопных отношений проводились И. А. Давыдовым и А. В. Корольковым на масс-спектрометре МИ-1201 с использованием цифрового вольтметра Р-385. Для оценки изотопного смещения и выбора оптимальных условий изотопного разбавления предварительно определялись содержания Rb и Sr рентгенофлюоресцентным методом на квантометре АРЛ-72000 под руководством В. Я. Борходоева. Химическая подготовка проб осуществлялась Т. Д. Борходоевой и В. Е. Кулякиной по методике [3]. (Погрешность измерения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  не превышает 0,2%.) Расчет уравнений регрессии производился методом наименьших квадратов; указанные ошибки возраста и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответствуют 95%-ному доверительному интервалу. Использовалось значение константы распада Rb, равное  $1,42 \cdot 10^{-11}$  год $^{-1}$ .

Для первых определений были взяты метаморфические породы Авековского (Тайгоносского) и Хопкинского (Пареньского) выступов фундамента складчатых зон, окаймляющих с юга Омолонский срединный массив (Северо-Тайгоносской и Гижигинской соответственно). Их геологическое строение, вещественный состав, условия метаморфизма достаточно детально изучены [8]. Отбор проб проводился с учетом этапов эволюции, выделенных по геолого-петрологическим данным: регионального метаморфизма гранулитовой фации, гранитизации I этапа (апатектической плаггиомигматизации), гранитизации II этапа (кремнекалиевого метасоматоза). В обоих блоках были отобраны негранитизированные породы гранулитовой фации, в Авековском, кроме того, — мигматиты I этапа.

В пределах точности определения возраст гранулитового субстрата обоих блоков и продуктов его мигматизации оказался равным 1800—2000 млн. лет. Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составили 0,7016, 0,7033, различаясь незначительно. Эти результаты позволили заключить, что в указанный период времени в породах фундамента произошла гомогенизация изотопов стронция, наиболее вероятной причиной которой могла служить широкая миграция це-

\* Определения абсолютного возраста Rb-Sr методом по единичным пробам [14] несостоятельны ввиду произвольного значения использованной для расчетов величины первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

лочей, сопровождающая кремнекалийевый метасоматоз [10]. Однако этот вывод нельзя считать окончательным, так как среди анализированных пород отсутствовали продукты гранитизации II этапа.

Позднее аналогичные исследования были выполнены для фундамента Кедонского поднятия Омолонского срединного массива, обнажающегося из-под рифейско-палеозойского чехла в бассейнах рек Ольдьяни, Верх. и Нижн. Коаргычана, руч. Крутого [19]. Его отличительной особенностью является господство богатых калиевым полевым шпатом (как микроклином, так и ортоклазом) очковых гнейсов, полимикматитов, гранитогнейсов, аляскитов, пегматитов, образовавшихся в результате палингенно-метасоматической гранитизации гранулитогнейсового субстрата. Реликты последнего представлены небольшим количеством плагиогнейсов, амфиболитов, основных кристаллических сланцев (в том числе биотит-гиперстеновых и двупироксеновых). Фундаментом Кедонского поднятия ограничены проявления железистых кварцитов, для которых предполагается метасоматический генезис [6].

Для датирования были отобраны породы, имеющие предположительно максимальный возраст разрыв: основные сланцы и плагиогнейсы субстрата и глубоко гранитизированные двуполевошпатовые гнейсы. Проанализированы также два образца железистых кварцитов и куммингтонит-магнетитовый сланец. В отличие от пород Авековского и Хонкинейского блоков до-рифейские породы Кедонского поднятия распределены на диаграмме вдоль четырех значимо различающихся линий регрессии, а первичные отношения изотопов стронция в них оказались заметно более высокими (см. рисунок, таблицу)\*.

Большая часть проб двуполевошпатовых пород сконцентрирована на изохронах 1790 и 2260 млн. лет, что позволяет уже однозначно отнести эти даты к этапу последней гранитизации. Значимое различие между изохронами можно рассматривать, вероятно, как свидетельство длительности и дискретности процесса. Расположение на этих изохронах пород субстрата, не несущих видимых следов гранитизации, указывает на то, что миграция радиогенного стронция предваряла минеральные превращения.

Время проявления в фундаменте мезозойд палингенно-метасоматической калиевой гранитизации в новой стратиграфической шкале докембрия отвечает второй половине раннего протерозоя и совпадает с глобальной «кратонизацией» земной коры, завершающей развитие раннепротерозойских геосинклиналией [18].

\* Некоторые расхождения с ранее опубликованными цифрами [11] объясняются анализом дополнительного количества проб.

#### Аналитические данные к рисунку

№ п/п	Номер пробы	Название породы	$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	2	3	4	5	6	7
<i>Изохрона I</i>						
1	150а	Плагиогнейс гиперстеновый	0,3999	10,15	0,0394	0,7089
2	32	Плагиогнейс лейкократовый	7,551	42,96	0,1758	0,7154
3	48 ж	Плагиогнейс клинопироксеновый	7,196	34,73	0,2072	0,7169
4	32в	Двупироксеновый кристаллический сланец	4,882	17,92	0,2724	0,7224
5	31в	Диопсид-амфиболовый кристаллический сланец	5,208	18,13	0,2873	0,7249
6	30с	Плагиогнейс лейкократовый	17,84	33,35	0,5349	0,7359
<i>Изохрона II</i>						
7	131д	Гранитогнейс	5,151	65,35	0,0788	0,7124
8	95	Плагиогранито-гнейс микроклинизированный	16,40	30,92	0,5304	0,7245
9	60з	Биотит-гиперстеновый сланец	17,14	28,31	0,6054	0,7294
10	31г	Амфибол-клинопироксеновый сланец диафторированный	9,585	11,61	0,8256	0,7363
11	30д	Аляскитовый гнейс	29,20	31,60	0,9241	0,7369
12	31б	Двуполевошпатовый гранатсодержащий гнейс	37,98	18,40	2,064	0,7753
13	156	«Очковый» гнейс (ортоклазовый)	39,92	12,61	3,166	0,8130
<i>Изохрона III</i>						
14	60	Апогиперстеновый плагиогнейс	4,74	22,80	0,2081	0,7133
15	144	Амфиболит	1,152	3,882	0,3318	0,7173
16	156	Амфибол-диопсидовый сланец диафторированный	14,16	19,42	0,7291	0,7284
17	60в	Амфибол-биотит-двупироксеновый сланец	10,80	12,97	0,8327	0,7305
18	37а	Биотит-диопсид-амфиболовый сланец	31,70	25,45	1,247	0,7403
19	48г	Гранитогнейс	41,85	30,35	1,379	0,7443
20	14	»	40,80	27,06	1,508	0,7470
21	153	»	33,29	20,58	1,618	0,7479
22	150	Биотит-гиперстеновый гнейс	14,19	5,466	2,596	0,7750
<i>Изохрона IV</i>						
23	157а	Куммингтонит-магнетитовый сланец	0,3377	11,50	0,02937	0,7071
24	113а	Диопсид-амфиболовый сланец диафторированный	4,954	28,55	0,1735	0,7093

## Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7
25	78б	Амфиболит	13,25	74,59	0,1776	0,7100
26	31е	Железистый	0,7004	2,053	0,3530	0,7121
27	31ж	кварцит				
28	98а	»	0,3706	0,7375	0,5025	0,7164
29	48е	Гранитогнейс	17,76	25,43	0,6984	0,7185
		Биотит-клино-пироксеновый гнейс	17,97	17,64	1,019	0,7229
30	76	Гранитогнейс	32,03	27,80	1,452	0,7265
31	151б	Диопсид-гиперстеновый сланец	9,704	4,454	2,179	0,7421

Примечание. Образцы № 14—78 отобраны в бассейне р. Ольдины, № 98—113 — в бассейне рек Верх. и Нижн. Коаргычан, № 131—157 — в бассейне руч. Крутого (левый приток р. Омолон, в 6 км выше р. Русской).

Особый интерес представляют две крайние даты. Наиболее древняя, полученная по породам субстрата, подтверждает предположение о его архейском возрасте, сделанное на основе петрологических данных (Жуланова, 1978 г.). Значительная погрешность объясняется малым числом проб на изохроне и низким содержанием в них рубидия, что, в свою очередь, связано с редкой сохранностью ненарушенных изотопных отношений в субстрате и его существенно основным составом. Реальность этого этапа для фундамента Омолонского массива подтверждается близким возрастом циркона из гнейсов Ауланджинского блока [4].

Дата 1140 млн. лет в новой шкале докембрия отвечает границе юрматиния и каратавия (средне- и верхнего рифея). По геологическим данным события этого времени в истории развития Омолонского массива ранее не выделялись. Однако аналитическая надежность изохроны высока и не может быть случайной. К тому же нарушение  $U - Th - Pb$  равновесия 1100 млн. лет назад отмечено Е. В. Бибиковой [1] в цирконах из гнейсов Ауланджинского блока.

Материалы, полученные авторами при изучении дорифейских комплексов бассейна р. Омолон, позволяют предположить, что геохронологический рубеж с возрастом около 1 млрд. лет отражает этап деструкции фундамента Омолонского срединного массива, которая предшествовала накоплению осадочного чехла. Деструктивную природу имеют, по мнению автора, такие процессы, зафиксированные в фундаменте Кедонского поднятия, как динамометаморфизм, локализованный в узких зонах субмеридионального простирания, и внедрение небольших по объему, но чрезвычайно многочисленных тел габбро-диабазов, группирующихся в полосы того же направления (предположение о том, что становление этих пород происходило до отложения осадочного чехла, впервые высказано А. П. Фадеевым [20]). Интересно отметить, что на изохроне, соответствующей возрасту 1140 млн. лет, расположились все три образца

железных руд. Это позволяет связывать железоруденение с процессами взламывания кристаллического фундамента и внедрения базальтовых магм [9].

Судя по четырем различным изохронам, фундамент Кедонского поднятия характеризуется в целом меньшей степенью гомогенизации изотопов Sr, чем Хопкинейский и Авековский блоки. Такой факт, на первый взгляд, противоречит его интенсивной гранитизации и заставляет более задуматься над тем, какой именно момент геологической истории запечатлен в стронциевых возрастах метаморфических пород. В этой связи интересно вспомнить, что еще в ходе первых обобщений результатов K-Ar датирования древнейших кристаллических комплексов Сибири, когда выявились значительные расхождения между ожидаемыми и полученными значениями их возраста, С. В. Обручев [16] и Л. И. Салоп [17] высказали предположение, что наиболее часто встречающиеся даты могут отражать время выведения блоков фундамента на уровень изотермы, ниже которой прекращается миграция радиогенного аргона. Позднее вывод о влиянии тектонических движений на включение «радиогенных часов» поддержали М. М. Мануйлова и др. [15], статистически обработавшие большое количество данных по аргоновому возрасту докембрийских биотитов Сибири. Недавно к близкому заключению пришли Е. В. Бибикова и др. [2], изучившие циркон из гранулитов Становой области.

Есть основание поддержать подобную точку зрения и в обсуждаемом случае. Действительно, Кедонское поднятие представляет собой структуру с гораздо более ярко выраженным геосинклинальным характером развития, чем Авековский и Хопкинейский блоки. Об этом свидетельствуют присутствие гальки гранитизированных гнейсов, идентичных типоморфным породам фундамента Кедонского поднятия, уже в рифейских и позднедевонско-раннекаменноугольных отложениях бассейна р. Омолон, а также особенности палеозойского магматизма Кедонского поднятия: широкое развитие кислых и щелочных интрузий и наземных вулканитов известково-щелочного состава [19]. С интенсивным послераннепротерозойским воздыманием причинно связаны, по-видимому, и отмеченные выше деструктивные процессы в фундаменте Кедонского поднятия.

В бассейнах рек Авековой и Хопкинея первые и весьма нечеткие признаки размыва кристаллических толщ устанавливаются только в конце палеозоя, а магматизм, свойственный геосинклинальным структурам, вообще не проявлен.

Тектоническое воздымание, которое кристаллические комплексы фундамента Кедонского поднятия испытали уже к началу рифея

и тенденцию к которому сохранили на протяжении всей последующей истории, способствовало, очевидно, быстрому (в масштабе геологического времени) остыванию пород и «запечатыванию» дискретных Rb/Sr систем, отвечающих различным моментам геохимической переработки архейского субстрата. Интенсивность воздымания тех или иных участков раннедокембрийской литосферы, в свою очередь, обнаруживает прямую зависимость от степени проявления предшествующей гранитизации.

Дальнейшей расшифровки требует петрологический смысл различия в величине первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , установленной между породами Кедонского поднятия, с одной стороны, Авековского и Хопкинской блоков — с другой. Возможно, она отражает различия в исходном составе соответствующих комплексов.

Диакторез, связанный с фанерозойскими событиями, на стронциевых возрастах метаморфических пород не сказывается, хотя под микроскопом низкотемпературные изменения фиксируются повсеместно. Результаты стронциевого датирования дают возможность более определенно оценить значения возраста, полученные К-Аг методом. Трех этапам эволюции

дорифейского фундамента, зафиксированным в Rb-Sr изохронах, в общем соответствуют три первых максимума на вышеприведенной гистограмме И. А. Загрузиной [12]. При этом последние несколько сдвинуты в область низких значений, что, вероятно, связано с более высокой миграционной способностью радиогенного аргона в сравнении со  $^{87}\text{Sr}$  и соответственно более поздним включением «аргоновых часов».

Интересно, что первое определение абсолютного возраста горных пород Северо-Востока СССР, выполненное Э. К. Герлингом в 1955 г. К-Аг методом для мусковита из пегматитовой жилы в бассейне р. Авековой, оказалось равным 1700 млн. лет. Эта дата совпадает с моментом завершения гранитизации, устанавливаемым по Rb-Sr изохроне.

Выполненные исследования убеждают в высокой информативности Rb-Sr датирования в том случае, если ему сопутствуют геолого-петрологические исследования. При таком подходе могут быть получены качественно новые выводы, не очевидные в случае раздельного использования тех же данных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е. В., Макаров В. А. и др. Возраст древнейших пород Омогонского массива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2.
2. Бибилова Е. В., Шульдинер В. И. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области.— Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 6.
3. Варшавская Э. С., Горохов И. М. и др. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований.— В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975.
4. Гельман М. Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Метаморфические комплексы востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
5. Гельман М. Л. Вопросы геологии древнейших кристаллических комплексов Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
6. Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П. Омогонская железорудная провинция.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.
7. Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1969.
8. Жуланова И. Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос.— Геотектоника, 1974, № 1.
9. Жуланова И. Л. О связи железных руд Омогонского массива с протерозойской деструкцией его фундамента.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983.
10. Жуланова И. Л., Давыдов И. А., Милов А. П. Первые результаты рубидий-стронциевого изохронного датирования древнейших кристаллических толщ Северо-Востока СССР.— В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1977.
11. Жуланова И. Л., Давыдов И. А., Милов А. П. Эволюция дорифейского кристаллического фундамента Кедонского поднятия по данным рубидий-стронциевого геохронометрии.— В кн.: Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1980.
12. Загрузина И. А. Срединные и остаточные массивы Северо-Востока СССР.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1973.
13. Загрузина И. А., Смирнов В. Н. О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгонос.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
14. Загрузина И. А., Пепеляев Б. В. Новые данные по геохронологии докембрийских метаморфических комплексов Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
15. Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Геологическая интерпретация К-Аг возрастных значений по биотитам (на примере докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления).— Сов. геол., 1969, № 4.
16. Обручев С. В. Возможность применения аргонового метода для определения абсолютного возраста горных пород.— В кн.: Тр. Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири (1956 г.). М.: Изд-во АН СССР, 1958.
17. Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— Геол. и геофиз., 1963, № 1.
18. Семихатов М. А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11.

19. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива.— М.: Наука, 1979.
20. Фадеев А. П. Новые данные о докембрийских базитовых интрузиях Омолонского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан: Кн. изд-во, 1975.

21. Шило Н. А., Загрузина И. А. Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки.— В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965.
22. Шуколоков Ю. А., Горохов И. М., Левченко О. А. Графические методы изотопной геологии.— М.: Недра, 1974.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 553.98 : 001.5(5—18)

Н. А. Шило, В. В. Иванов

## ПРОБЛЕМА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

(этапы разработки, развитие идей, состояние и задачи научных исследований)

Выделяются три этапа в истории изысканий нефтегазопроисковой направленности на Северо-Востоке Азии. Анализируются основные результаты и методика работ в течение первых двух этапов. Характеризуются

сложившиеся научные направления и их развитие. С учетом геологической специфики региона и степени изученности осадочных бассейнов рассматриваются задачи дальнейших научно-исследовательских работ.

Начало 80-х гг. ознаменовалось получением устойчивых промышленных притоков нефти и газа на Чукотке и Камчатке. Упорный труд геологов, геофизиков, буровиков увенчался успехом: были открыты Верхне-Эчинское нефтяное месторождение на юге Анадырской впадины, Угловое — в Хатырском бассейне [1] и Кшукское газовое месторождение в Коллаковском прогибе Западно-Камчатского бассейна [3]. С учетом произошедшего в последнее время заметного расширения углеводородного потенциала присахалинских прогибов можно полагать, что в истории нефтегазопроисковых работ на Дальнем Востоке СССР наступил новый этап. В этой связи представляется полезным проанализировать основные результаты предыдущих периодов и попытаться сформулировать задачи дальнейших научных исследований по проблеме нефтегазосности Северо-Восточной Азии.

Если не затрагивать своеобразную и насыщенную открытиями историю поисков в одном из самых старых в стране нефтегазодобывающих районов — о. Сахалин, то в развитии изысканий нефтегеологической направленности на Северо-Востоке Азии отчетливо выделяются три этапа, разделенные переломными моментами в конце 50, начале 80-х гг.

На первом этапе целенаправленные геологические, геофизические и буровые работы осуществлялись эпизодически и в сравнительно небольших объемах лишь на п-ове Камчатка, а в районах Колымы и Чукотки нефтегеологическая информация, за редким исключением,

накапливалась стихийно в процессе геологического картирования и разведки рудных и россыпных месторождений [16]. Итоги исследований данного периода, по существу, подвела специальная комиссия Министерства геологии СССР под руководством В. Г. Васильева, работавшая в Якутске, Магадане и других городах Дальнего Востока осенью 1958 г. [7, 9, 10 и др.]. Примерно в это же время были завершены обобщения по перспективам нефтегазосности Восточной Якутии [29], Анадырско-Корякского региона [8] Северо-Востока СССР. Анализ накопленной геологической информации позволил сделать достаточно единообразные выводы о перспективности на нефть и газ целого ряда районов Северо-Восточной Азии и наметить объекты сосредоточения дальнейших работ.

Методика изучения нефтегазосности на первом этапе характеризовалась следующими особенностями. Низкая степень общегеологической изученности региона не позволяла проводить широкий сравнительный анализ, а целенаправленные поиски возможны были лишь в районах с поверхностными нефтепроявлениями и «открытыми» локальными структурами, изучавшимися методами геологического картирования и бурения мелких колонковых скважин. Поэтому все геофизические и буровые работы в течение 1949—1960 гг. были сосредоточены на Камчатке в двух небольших районах — Кроноцком и Тигильском, которые, по современным данным, отнюдь не являются наиболее перспективными. Можно полагать, что указан-



ный принцип организации поисков в данном случае себя не оправдал, вероятно, в силу сложного и весьма специфичного геологического строения Камчатки. Возможностей же для реализации здесь принципа «от общего — к частному» [25], который предусматривает опережающее развитие региональных геолого-геофизических исследований и опорного бурения, еще, видимо, не было. Не проводилось специального изучения литологии, органической геохимии и коллекторских свойств осадочных пород. Отсутствовали и единые методики нефтегеологического районирования. В названных сводках, статьях и других материалах, подводящих итог оценочным работам первого этапа, в качестве перспективных объектов фигурируют самые разнообразные элементы: впадины, прогибы, районы распространения тех или иных стратиграфических подразделений, участки срединных массивов, пологой складчатости и т. д. Практически не акцентировалось внимания и на перспективах поисков месторождений в пределах прилегающих акваторий.

Второй этап (конец 50, начало 80-х гг.) характеризовался разрыванием и постепенным расширением региональных, оценочных и поисковых геофизических, тематических и буровых работ. По всей территории проводились мелкомасштабные, а во многих перспективных районах и среднemasштабные гравиметрические съемки. Одновременно осуществлялось среднemasштабное геологическое картирование, материалы которого внесли существенный вклад в изучение стратиграфии, тектоники и истории геологического развития региона. Были организованы сейсморазведочные работы КМПВ и МОВ и бурение колонковых скважин вначале в Анадырской впадине и на Западной Камчатке (60-е гг.), а затем в Хатырском, Пенжинском, Центральном-Камчатском и Ильпинском прогибах (70-е гг.). На Камчатке Иркутский геофизический трест проводил электроразведку. С 1967 г. началось бурение глубоких параметрических и поисковых скважин на Чукотке и возобновились подобные работы на Западной Камчатке. Позднее осуществлялась проводка единичных колонковых скважин глубиной до 1200—1400 м в Тауйско-Кавинской и Чаунской впадинах.

Резко наращивались темпы геолого-геофизического изучения восточноарктических и дальневосточных морей, отличающихся крайне суровыми природно-климатическими условиями. На акваториях проводились гравиметрические съемки, изучались батиметрия, геоморфология, состав рыхлых осадков и коренных пород дна, тепловой поток, газогеохимия. Активизировались сейсморазведочные работы — сначала методами ГСЗ, НСП, МОВ, а в конце рассматриваемого периода — МОГТ,

позволившие получить основную информацию о строении, мощности и составе осадочного чехла в прибрежных зонах.

В 60-х гг. значительно возросли объемы специальных тематических исследований, направленных на изучение состава, органогеохимических и коллекторских свойств отложений, тектоники впадин и прогибов, условий протекающих в них процессов генерации, аккумуляции и консервации углеводородов.

Ленинградский нефтяной институт (ВНИГРИ), начавший исследования на Камчатке еще в 1930 г., расширил работы в области стратиграфии, тектоники, формационного анализа, изучения петрофизических свойств пород этого полуострова. В середине 60-х гг. сотрудники ВНИГРИ начали тектонические и структурно-геоморфологические исследования в районе Анадырской впадины, а позднее (1969 г.) — в Момо-Зырянском прогибе и Приморской низменности.

С 1961 г. Северо-Восточное ТГУ и кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых Московского государственного университета начали совместные работы по оценке перспектив нефтегазоносности Анадырско-Корякского региона. В дальнейшем тематические исследования МГУ, предусматривающие изучение литологии и битуминологии отложений, охватили также южные районы Корякского нагорья, Камчатку и о. Сахалин. Необходимо подчеркнуть, что развиваемое на кафедре МГУ учение о нефтегазоносных осадочных бассейнах оказало большое влияние на совершенствование методики нефтегеологического районирования Северо-Восточной Азии. В статье [4], по существу, впервые в пределах огромного региона восточной части СССР и Аляски были выделены и охарактеризованы известные и возможные нефтегазоносные бассейны, намечены подводные продолжения многих осадочных бассейнов суши, обсуждены вопросы оконтуривания Охотоморского, возможно, нефтегазоносного бассейна. В последующем принцип выделения осадочных бассейнов и анализа их внутреннего строения нашел применение во многих работах по оценке перспектив нефтегазоносности региона.

С середины 60-х гг. геолого-геохимические работы оценочного характера начал активно проводить НИИ геологии Арктики (ныне ВНИИОкеанология ПГО Севморгеология). Его сотрудниками исследованы осадочные отложения в Хатырском, Пенжинском, Пусторецком, Индигиро-Зырянском и др. бассейнах.

До середины 60-х гг. научные силы местных организаций, работающих в области нефтегазовой геологии, ограничивались коллективом Сахалинского отделения ВНИГРИ (ныне геоло-

гический отдел СахалинНИПИнефтегаз) и малочисленными тематическими группами в территориальных геологических управлениях и производственных объединениях Магадана, Южно-Сахалинска, Петропавловска-Камчатского, Хабаровска и Охи. Академическая наука в то время была представлена лишь Лабораторией химии нефти и группой исследователей тектоники осадочных бассейнов в СахКНИИ ДВНЦ АН СССР (ныне Институт морской геологии и геофизики).

Развертывание геофизических и буровых работ потребовало интенсификации и углубления научных исследований в области нефтяной геологии и геохимии региона. По решению Президиума Сибирского отделения АН СССР в конце 1967 г. в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР была создана Лаборатория геологии нефти и газа, в задачи которой на первом этапе входило изучение внутреннего строения осадочных бассейнов, их типизация и сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности. Позднее лаборатория приобрела конкретную литолого-битуминологическую и газогидрохимическую специализацию. Были проведены исследования практически во всех осадочных бассейнах Северо-Востока СССР. Работы по геохимии органического вещества, нефти и газов Анадырского, Хатырского и Пенжинского бассейнов и оценке их продуктивности осуществлялись в тесном контакте с геологической службой Чукотской нефтегазоразведочной экспедиции. В лаборатории подготовлено несколько вариантов схем и карт нефтегеологического районирования Северо-Восточной Азии, монографически описаны проявления нафтидов и нефтоидов, произведена оценка ресурсов, пригодных для получения «синтетической» нефти, разработана модель историко-тектонической классификации осадочных нефтегазоносных бассейнов, новые способы геохимических поисков месторождений, а также ряд других теоретических и методических вопросов.

В 70-х гг. были созданы специализированные подразделения по изучению тектоники и осадочных формаций нефтегазоносных областей в ИТиГ ДВНЦ АН СССР. Увеличились объемы морских геолого-геофизических исследований в СахКНИИ и в ТОИ ДВНЦ АН СССР. При Президиуме Дальневосточного научного центра АН СССР была организована Шельфовая комиссия для координации всех видов геологических и других исследований в зоне дальневосточных и восточноарктических морей. В 1974 и 1977 гг. названная комиссия под председательством одного из авторов статьи провела межведомственные координационные совещания, где были обсуждены результаты морских исследований, поставлены очередные задачи и выработаны планы их решения.

В целом развитие научно-исследовательских работ (НИР) в течение второго этапа нефтегеологических изысканий шло по нескольким основным направлениям.

Первое из них связано с анализом и обобщением информации по стратиграфии, составу и петрофизике осадочных пород, тектонике, структурной геоморфологии, органической геохимии, гидрогеологии конкретных бассейнов, с проведением сравнительного анализа перспектив их нефтегазоносности и оценкой прогнозных ресурсов. Научные идеи развивались по пути детализации оценок и разбраковки объектов по перспективам их нефтегазоносности. Уже в начале 70-х гг. формируется представление о чрезвычайном многообразии генетических и (или) историко-тектонических типов осадочных бассейнов региона, о специфике их геологического строения и процессов онтогенеза нефти и газа [12, 14—16, 25, 28]. Было подмечено, что распространение разнотипных бассейнов подчиняется определенным закономерностям и во многом обусловлено омоложением складчатых зон в сторону Тихого океана.

В качестве самостоятельного регионального аспекта рассматриваемой проблемы стал исследоваться вопрос о перспективах нефтегазоносности палеозойских преимущественно карбонатных и терригенно-карбонатных формаций в осадочных бассейнах области мезозойской складчатости [22]. Это определялось специфическим составом и условиями залегания палеозойских отложений либо внутри погребенных осадочных комплексов, либо внутри складчатого основания прогибов и впадин. При изучении данного вопроса наряду с получением конкретных литолого-геохимических материалов было установлено явление ярко выраженной изменчивости катагенетической преобразованности карбонатных пород внутри палеозойских блоков, что позволило по-новому подойти к оценке стратиграфического диапазона возможной нефтегазоносности ряда осадочных бассейнов.

Развитие идеи о специфике и многообразии типов осадочных бассейнов региона может быть проиллюстрировано еще одним ярким примером. Долгое время, пока геологическая информация ограничивалась лишь результатами наземных наблюдений, преобладало представление о сугубо вулканической природе Курильской островодужной системы и соответственно о существенно рудной (металлогенической) ее специализации. Геолого-геофизическое изучение подводных склонов островной дуги [6, 27 и др.] неожиданно выявило наличие здесь протяженных прогибов, выполненных мощными толщами весьма слабо дислоцированных слоистых образований. Целенаправленный анализ этих данных и сравнительных материа-

лов о строении других междугловых прогибов позволил авторам определить новые аспекты проблемы нефтегазоносности таких специфических структурных элементов данного участка земной коры.

Накопление фактических материалов способствовало также становлению другого принципиально важного представления о том, что основная часть площади осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии находится в пределах прибрежных зон. Эта идея нашла отражение в ряде работ, в том числе в докладах авторов настоящей статьи на I Всесоюзном шельфовом совещании (1970 г.) и на IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (1972 г.).

Все возрастающее потребление нефти и природного газа выдвинуло на повестку дня проблему поисков и освоения так называемых альтернативных источников энергии. Была поставлена общегосударственная задача интенсификации научных исследований в области поиска, разработки и переработки сырьевых ресурсов для получения «синтетической» нефти. В соответствии с этим в СВКНИИ в период 1975—1980 гг. осуществлялись специальные НИР по новому (второму) направлению, связанные с обобщением и анализом материалов по битуминозным породам Севера и Дальнего Востока СССР. Изучались две большие группы пород, содержащих органическое вещество определенных типов в автохтонном (угли, горючие сланцы и др.) и аллохтонном (битумонасыщенные песчаники, известняки и др.) залеганиях в количествах, рентабельных для получения «синтетических» нефтепродуктов. Были оценены суммарные запасы такого вида сырья и выделены первоочередные для освоения объекты.

Рассмотренные два направления НИР отражают сугубо региональные аспекты проблемы углеводородных ресурсов. Остальные же касались разработки отдельных общетеоретических вопросов нефтегазовой геологии и методик оценочных и поисковых работ применительно к конкретным ландшафтно-климатическим и геологическим условиям региона.

Одно из таких направлений (третье) связано с совершенствованием принципов нефтегеологического районирования территорий и акваторий на начальной (региональной) стадии их изучения. В этом плане были сформулированы правила проведения границ осадочных бассейнов на основе характера изменения физических свойств [13, 26], степени дислоцированности и катагенетической преобразованности пород [18], а также правило трассировки границ областей различной перспективности. Кроме того, разрабатывались классификационные модели осадочных бассейнов на основе струк-

турных и историко-тектонических признаков [14, 15, 17, 26 и др.]. Главная задача подобных построений — повышение конструктивных возможностей классификаций в качественном и количественном прогнозе нефтегазоносности.

Четвертое направление НИР предусматривало исследование особенностей процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в различных типах осадочных пород и их ассоциаций. Необходимо отметить, что именно в ходе изучения дальневосточных осадочных бассейнов получены убедительные геохимические материалы о специфике генерации углеводородов в карбонатных [21], кремнистых [2, 5] породах и в терригенных формациях с различным характером сочетания составляющих элементов [24, 30]. Целенаправленная обработка этих и других фактических данных, расчет динамики генерации и эмиграции битумоидов, углеводородов, трансформации элементного состава керогена позволили выявить ряд зависимостей [19, 20, 23 и др.], составляющих в совокупности теоретические основы нового породно-геоформационного, или, как оно было названо Н. Б. Вассоевичем, экологического, направления в учении о нефтегенезе.

Пятое направление исследований, осуществлявшихся в течение второго периода развития нефтегазопоисковых работ на Северо-Востоке Азии, было связано с совершенствованием и разработкой новых геофизических (СахКНИИ, ТОИ АН СССР, Севморгеология, трест Дальморнефтегазгеофизразведка и др.) и геохимических (СВКНИИ, ТОИ, ИО АН СССР и др.) методов оценки и поиска месторождений нефти и газа.

В целом рассматриваемый период поисковых работ может быть назван этапом экстенсивных исследований. За это время целенаправленного изучения Северо-Восточной Азии был накоплен большой объем геолого-геофизической и геохимической информации, позволившей с той или иной степенью детальности выяснить особенности геологического строения развитых здесь осадочных бассейнов, провести их сравнительный анализ и оценить перспективы нефтегазоносности. Следует констатировать, что в данном регионе к началу 80-х гг. был закончен рекогносцировочный этап первоначальных оценок, а в Анадырском, Хатырском, Западно-Камчатском бассейнах завершена первая стадия поисковых работ.

В целом генеральная схема поисков характеризовалась соблюдением принципа «от общего — к частному», который уже в начале второго этапа стал все больше дополняться принципом «от наиболее перспективного и крупного по запасам — к менее перспективному». Региональные геофизические и особенно тематические оценочные работы в основном опере-

жали параметрическое и поисковое бурение, что способствовало выбору первоочередных объектов и открытию первых месторождений. Однако обнаружение нефтегазовых месторождений на Чукотке и Камчатке, по-видимому, могло быть ускорено, если бы вышеназванные принципы поиска выдерживались строго и постоянно.

Третий этап нефтегазопоисковых работ на Северо-Востоке Азии характеризуется дальнейшим расширением и углублением исследований, увеличением объемов сейсморазведки и бурения, концентрацией производственных работ в специализированных объединениях, а также усилением координации всех видов изысканий, чему в значительной мере способствует создание Дальневосточной региональной комиссии Научного совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии нефти и газа.

При определении целевых задач НИР настоящего периода необходимо исходить из признания принципиального положения о специфике проблемы нефтегазоносности региона, которая обусловлена наличием здесь большого числа географически разобщенных и геологически разнородных бассейнов — автономных объектов сосредоточения месторождений, для прогноза, оценки, поиска и разведки которых в каждом конкретном случае требуются корректировка известных, а подчас и выработка самостоятельных методических подходов. Поэтому основной задачей НИР следует считать разработку более детальных геологических, геофизических и геохимических моделей разнородных объектов нефтегеологического районирования (от осадочных бассейнов до локальных ловушек и резервуаров включительно), а также протекающих в них процессов формирования месторождений нефти и газа. Такие модели должны создаваться в принципе для каждого конкретного осадочного бассейна или групп бассейнов одинаковых типов и классов. В этой связи требуют углубления и дальнейшего развития как традиционные, так и новые направления в области стратиграфии, литологии, тектоники, гидрогеологии, петрофизики, оценочной и поисковой геохимии и геофизики. Рассмотрим некоторые из них.

Можно констатировать, что кайнозойские отложения слагают основную по объему часть осадочного выполнения большинства бассейнов Северо-Восточной Азии и особенно тех, которые расположены в краевых зонах материка. Биостратиграфические исследования кайнозоя восточных районов СССР (они продолжают уже несколько десятилетий) позволили создать достаточно детальные схемы корреляции, основанные на изучении комплексов макро- и микрофауны. При этом практически все опорные стратотипические и лектострато-

типические разрезы подверглись неоднократному и достаточно детальному изучению. Вместе с тем возросшее количество буровых работ дает все больше нового, зачастую неожиданного геологического материала, биостратиграфическая обработка которого требует расширения микропалеонтологических и палинологических исследований. Поэтому изучению вопросов микрофаунистической и микрофлористической стратиграфии кайнозойских и более древних отложений нефтегазопосных осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии должен быть дан новый значительный импульс. Большое значение в создании стратиграфических моделей бассейнов будут иметь также палеомагнитные исследования, успешно развивающиеся в академических институтах Магадана, Хабаровска и Петропавловска-Камчатского.

Перевод сейсморазведки на утяжеленные методы (МОТТ) позволил кардинальным образом улучшить качество (увеличить глубину и детальность) информации, что обусловило возможность применения методов сейсмостратиграфии при изучении строения осадочных бассейнов. Начавшиеся на Сахалине работы по этому направлению, несомненно, должны получить дальнейшее развитие.

Большая роль при нефтегазопоисковых работах всегда отводится литологическим исследованиям. Особое значение они приобретают при изучении осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии, отличающихся чрезвычайным разнообразием слагающих их пород и формаций, многообразием палеогеографических, фациальных и палеотектонических обстановок осадконакопления на активных, пассивных континентальных окраинах и в межгорных впадинах. В составе осадочных комплексов бассейнов можно встретить практически все известные вещественные и фациальные типы породных ассоциаций: от разнообразных терригенных, карбонатных до чисто кремнистых и вулканогенно-осадочных, от континентальных до глубоководных пелагических. Исключительно разнообразны формы породных тел, характер их чередования, латеральные изменения. Углубленные исследования литологических критериев и контроля нефтегазоносности особенно важны в геосинклинальных бассейнах Тихоокеанской континентальной окраины, не имеющих себе аналогов в других освоенных районах страны. Необходимо углубить изучение состава и стадийных изменений пород на основе широкого применения оптических, рентгеноструктурных и других физико-химических методов анализа, начать литологические исследования цикличности слоевых ассоциаций, а также специальное литологическое картирование в целях создания детальных моделей фаций и формаций как основы для интерпре-

тации сейсмостратиграфических построений и прогноза аструктурных типов ловушек. Углубленное изучение литологии необходимо также и при геохимических исследованиях условий нефтегазообразования, оценке коллекторских и флюидоупорных свойств пород и при палеогеографических реконструкциях.

Большинство бассейнов рассматриваемого региона являются многоэтажными, причем в одном или нескольких структурных этажах, как правило, фиксируются латеральные изменения морфологических и генетических типов локальных структурных форм, в частности, кон- или постседиментационных складок и разрывов. Тектонической особенностью многих бассейнов является также надвиговой характер их сочленения с обрамляющими горно-складчатými сооружениями. Поэтому среди широкого круга традиционных задач в области изучения тектоники бассейнов особое внимание следует уделить вопросам расшифровки строения погребенных структурных этажей, прибортовых надвиговых зон, определения генетических типов локальных антиклиналей и целенаправленного поиска их конседиментационных разновидностей как наиболее вероятных ловушек для углеводородов. Различия бассейнов и их отдельных структурных этажей по доминирующим морфологическим и генетическим типам локальных поднятий предопределяют необходимость применения гибкой системы различных методик поиска и разведки залежей нефти и газа, связанных с этими структурами. Особую сложность для сейсморазведки представляют крутые антиклинальные складки и приразломные структуры, особенно часто встречающиеся в краевых участках геосинклинальных и протоорогенных бассейнов Тихоокеанской окраины. Комплекс методов их подготовки под глубокое бурение может, видимо, отличаться от традиционного и включать высокоточную гравиму, электроразведку и проводку структурных скважин.

Необходимо более углубленное изучение условий и факторов формирования подземных вод осадочных бассейнов. Разнообразие историко-тектонических типов последних, закономерные изменения в их пространственном размещении, а также неоднородность неотектонических, палео- и современных географических, климатических обстановок обусловили проявление в рассматриваемом регионе трех типов пространственной гидрогеологической зональности: циркумтихоокеанской тектоногеоморфологической, циркумполярной (субширотной) климатической [11] и терраль-аквальной географической, отражающей положение бассейнов относительно современных суши и моря. Наложение этих региональных типов зональностей друг на друга определяет специ-

фичность каждого бассейна в гидрохимическом и гидродинамическом отношениях, что, в свою очередь, требует строго дифференцированного подхода к изучению гидрогеологических критериев нефтегазоносности.

Органогеохимические исследования оценочного профиля, нацеленные на изучение условий генерации углеводородов, получили, как отмечалось, достаточно широкое развитие в течение второго этапа нефтегеологических работ. Однако в большинстве случаев накапливающаяся информация носила предварительный и самый общий характер и зачастую ограничивалась лишь показателями содержания в породах органического (некарбонатного) углерода и битуминозных компонентов (определяемых чаще всего с помощью люминесцентно-битуминологического метода). Исключение составили Анадырский, Хатырский, Ямско-Тауйский и частично Пенжинский бассейны, разрезы которых достаточно детально охарактеризованы химико-битуминологическими, хроматографическими и пиролитическими анализами. Имеются данные о площадном и вертикальном распределении органического вещества, элементном, компонентном и углеводородном составе битумоидов, о характере распределения нормальных и разветвленных алканов, составе керогена, газовой фазы органического вещества, углеводородном и кислородном индексах керогена и пород. Анадырский бассейн отличается также наибольшей степенью изученности структуры катагенетического поля. Объем и качество такой информации позволяют не только достаточно обоснованно выделять толщи с наиболее высоким нефтегазоматеринским потенциалом, но и определять площадную и вертикальную зональность в генерации жидких и газообразных УВ, картировать очаги нефтегазообразования, осуществлять подсчет количества генерированных УВ, прогноз их состава, структуры запасов, т. е. существенно уточнять с геохимических позиций нефтегеологическое районирование бассейнов. Необходимо осуществление подобных оценочных геохимических исследований во всех бассейнах сосредоточения буровых работ.

Для повышения эффективности поиска и разведки месторождений немаловажную роль должно сыграть и развитие геохимических методов поиска. Разнообразие бассейнов по их вещественно-структурным признакам и современным ландшафтно-климатическим обстановкам обуславливает необходимость создания детальных моделей их геохимических полей, изучения теории становления и трансформации последних, параметров и условий проявлений поверхностных углеводородных и литогеохимических аномалий (в том числе в криолитозоне) и разработки на этой основе дифференциро-

ванных для отдельных районов оптимальных систем прямых геохимических методов поиска залежей углеводородов.

Большие и специфические задачи предстоит решить в области совершенствования и внедрения новых, в том числе геофизических способов поиска нефтегазовых месторождений; необходимо создание гибких комплексов геофизических методов, дающих возможность получать качественную информацию не только о глубинном строении объектов, но и о вещественной дифференцированности разрезов, а также о наличии углеводородных скоплений.

Преемственность научно-исследовательских работ второго и третьего этапов диктует необходимость проведения глубокого обобщения уже полученной информации с целью создания серии специальных литологических, тектонических, геохимических и прогнозных карт и схем. Подобная работа уже проводится под руководством Дальневосточной региональной комиссии Научного совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии нефти и газа.

Таким образом, ускоренная и успешная разработка проблемы нефтегазоносности Северо-Восточной Азии требует сочетания экстенсивного и интенсивного подходов к развитию оценочных, геолого-поисковых и геолого-разведочных работ, увеличения их объемов, улучшения научного обоснования, качества и эффективности. Для этого необходимо разработать и осуществить целевую комплексную программу,

включающую научно-исследовательские и производственные работы в области геологии и поиска месторождений, технологии и техники геофизических, геохимических и буровых работ, разработки месторождений, а также экономики и охраны окружающей среды. Требуется специальная разработка и самостоятельная подпрограмма бурения параметрических и опорных скважин, что столь необходимо для последовательной реализации генеральной стратегии «от общего — к частному», только с помощью которой возможно скорейшее определение зон максимальной концентрации запасов и открытие крупных месторождений. Комплексная целевая программа должна учитывать многообразие и специфику природно-климатических условий региона, географическую разобщенность и геологическую разнородность перспективных осадочных бассейнов. Необходимо также ликвидировать диспропорции, возникшие в объемах и темпах развития научно-исследовательских и производственных изысканий, и обеспечить опережающую роль первых из них. Это, вероятно, потребует определенных организационных решений и структурных перестроек. Можно полагать, что осуществление такой программы, а также сосредоточение работ в крупных специализированных производственных и научных организациях, несомненно, будет способствовать решению большой народнохозяйственной задачи создания новых баз нефтегазодобычи на Востоке страны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агапитов Д. И., Иванов В. В. и др. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки.— Геол. и геофиз., 1983, № 10.
2. Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Карпюшина Е. Е. Органическое вещество терригенно-туффиго-кремнистых формаций северо-западной части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1978.
3. Бакалов Э. К., Кудрявцева Е. И. и др. О первом газовом месторождении в неогеновых отложениях Камчатки.— Геол. и геофиз., 1982, № 9.
4. Брод И. О., Бурлин Ю. К. и др. Известные и возможные нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и сопредельных территорий Якутии и Аляски.— В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: СО АН СССР, 1963.
5. Бурлин Ю. К., Баженова О. К. и др. К проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, № 3.
6. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб.— М.: Наука, 1979.
7. Васильев В. Г. Перспективы нефтегазоносности континентальной части Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.— Геол. нефти и газа, 1964, № 10.
8. Верещагин В. Н., Невский Г. К. Перспективы нефтегазоносности Анадырско-Корякского района Охотской нефтегазоносной области. Геология. Магадан, 1959 (Тр. ВНИИ-1, вып. 52).
9. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки/Ред. В. Г. Васильев.— М.: Гостехиздат, 1961.
10. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР/Ред. В. Г. Васильев.— М.: Гостехиздат, 1960.
11. Глогов В. Е., Иванов В. В. Сравнительный анализ гидрогеологических условий осадочных бассейнов северо-западного обрамления Тихого океана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
12. Грамберг И. С. Перспективы нефтегазоносности Севера Восточной Сибири и Северо-Востока СССР.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточной части Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1973.
13. Григоренко Ю. Н., Берсон Г. Л. и др. Крупнейшие зоны кайнозойского прогибания акваторий и смежных районов суши северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса — основные объекты поисков нефти и газа.— Тр. СахКНИИ, 1977, № 41, ч. 3, 4.
14. Драновский Я. А. Типы отрицательных структур северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса и некоторые особенности их пространственного размещения.— В кн.: Особенности размещения тектонических структур нефтегазоносных областей СССР. Л.: Недра, 1974.

15. *Иванов В. В.* Возможные нефтегазоносные бассейны Северо-Восточной Азии и их типизация.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
16. *Иванов В. В.* История, состояние и пути решения проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1973 (Тр. СВКНИИ, вып. 55).
17. *Иванов В. В.* К построению историко-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2.
18. *Иванов В. В.* Алгоритм нефтегеологического районирования новых территорий и акваторий.— В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978.
19. *Иванов В. В.* Сравнительный анализ процессов нефтеобразования в глинистых и карбонатных породах.— В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979.
20. *Иванов В. В.* Влияние минеральной среды на динамику нефтеобразования.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2.
21. *Иванов В. В., Клубов Б. А.* Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1979.
22. *Иванов В. В., Клубов Б. А., Семенов Г. А.* К проблеме нефтегазоносности палеозойских формаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974 (Тр. СВКНИИ, вып. 62).
23. *Иванов В. В., Щербань О. В.* Особенности нефтеобразования в различных седиментитах и их ассоциациях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2.
24. *Коблов Э. Г., Бругман В. Ш. и др.* Модель формирования месторождений Сахалина как теоретическая основа прогнозирования нефтегазоносности Сахалинской нефтегазоносной области.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982.
25. *Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока/Ред. А. А. Трофимук.*— М.: Недра, 1971.
26. *Смирнов В. Н.* Тектоника перспективно нефтегазоносных районов Камчатки: Автореф. канд. дис. Л.: ВНИГРИ, 1980.
27. *Снеговский С. С.* Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1974.
28. *Трофимук А. А., Шило Н. А., Иванов В. В.* Нефтегеологическое районирование Северо-Востока СССР и прилегающего шельфа.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1973 (Тр. СВКНИИ, вып. 49).
29. *Черский Н. В.* Перспективы нефтегазоносности Северо-Востока Якутской АССР.— В кн.: Геология газовых месторождений. М.: ГОСИНТИ, 1959.
30. *Ярошевич М. С., Коблов Э. Г. и др.* Нефтегазогенерирующие толщи и условия реализации их потенциала в кайнозойском разрезе Северо-Сахалинского осадочно-породного бассейна.— В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979.

Президиум ДВНЦ АН СССР  
Владивосток  
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 553.2 : 548.4(571.65)

*В. И. Гончаров, В. В. Ворцелнев, А. В. Альшевский*

## О МАГМАТОГЕННОЙ ПРИРОДЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Изучены режимы развития магматической и ранней постмагматической деятельности по включениям в минералах. Выявлены условия формирования золоторудных месторождений, пространственно связанных с интрузивными образованиями. Показаны эволюционное развитие и генетическая связь магматизма, флюидоотделения и формирования гидротермальных рудо-

носных растворов. На основании сравнительного анализа полученных данных с привлечением сведений по минералогии, геохимии и зональности рудных узлов сделан вывод о магматогенной природе изученного золотого оруденения в складчатых структурах Северо-Востока СССР.

О природе золотого оруденения мезозойд Северо-Востока СССР у исследователей нет единого мнения, несмотря на уже более чем полувековое систематическое изучение края. Одни авторы [14] связывали золотое оруденение с процессами регионального метаморфизма терригенных толщ верхоянского комплекса; другие — [2, 3, 10, 13] указывали на парагенетическую, а в некоторых случаях даже генетическую связь золотого оруденения с комплексом добатолитовых малых интрузий диоритового состава или же с более поздними гра-

нитоидами, образующими известный пояс батолитов [1].

Детальное минералого-геохимическое изучение некоторых золоторудных месторождений Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дембинского синклинория, проведенное авторами в последние годы, позволяет более определенно высказать мнение о магматогенной природе гидротермальных месторождений.

Работы были выполнены по методике, изложенной в [5, 6]. В ее основу положены методы термобарогеохимии, охватывающие

Результаты изучения первичных расплавных включений в минералах гранитоидов

Фаза интрузивов	Порода	Минерал	Агрегатное состояние	Тип гомогенизации	$T_1$ , °C	$T_2$ , °C	Содержание воды, мас. %
Ранняя	Диорит	Плагиоклаз	$A > Г$	$A + Г \rightarrow Г + P \rightarrow P$	—	1170—1080	—
		Кварц	»	»	—	1040—1020	—
	Кварцевый диорит	Плагиоклаз	$A > (K + Г)$	$A + K + Г \rightarrow A + Г + P \rightarrow Г + P \rightarrow P$	—	1140—1100	—
Главная	Гранит	Кварц	$A > Г$	$A + Г \rightarrow Г + P \rightarrow P$	—	1080—1070	—
		»	$A > (K + Г)$	$A + K + Г \rightarrow A + Г + P \rightarrow Г + P \rightarrow P$	~800	1200—910	—
	Лейкогранит, аплит	»	$K > Г$	$K + Г \rightarrow K + Г + P \rightarrow K + P \rightarrow P$	720—700	970—910	2—3
Заключительная	Аплит	»	$K > Г$	»	730—700	990—800	~8
	Пегматит	»	»	»	700—640	720—790	2—3
	Гранит-порфир	»	$K > A > Г$	$K + A + Г \rightarrow K + Г + P \rightarrow K + P \rightarrow P$	780—680	920—790	~3

Примечание. Фазы: А — аморфная (стекловатая), К — кристаллическая, Г — газовая, Р — расплав;  $T_1$ ,  $T_2$  — температура плавления твердых фаз и гомогенизации соответственно. (Данные по  $T_2$  приведены на основании 80—100 замеров по каждой группе пород.)

изучение первичных расплавных, первичных и вторичных флюидных магматогенных включений в породообразующих минералах интрузивных пород, а также включений гидротермальных растворов в жильных минералах рудных тел.

*Термобарогеохимия интрузивных пород.* Общей особенностью магматизма изученных структур является его широкое проявление в виде даек и в меньшей степени в виде незначительных по размерам (100—120 км<sup>2</sup>) интрузивных тел. Соотношения различных пород и последовательность их формирования в дайковых полях, отдельных интрузивах и их ареалах свидетельствуют о гомодромной последовательности развития магматизма от диоритов до лейкократовых гранитов в золоторудных структурах региона. Вместе с тем представляется затруднительным найти золотоносный район, интрузивные проявления которого характеризовали бы все фазы магматизма. Поэтому данные об условиях кристаллизации магматических тел и сопровождающих их процессов флюидоотделения в пределах конкретных рудных узлов представлены по различным объектам, составляющим отдельные звенья развития единого в формационном плане интрузивного магматизма [12].

Рассмотрены три группы плутоических образований: диориты, отвечающие ранним фазам формирования плутонов и сопоставляющиеся с ними по возрасту и составу дайковые тела; биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты, преобладающие в составе плутонов и отвечающие главной фазе интрузивов; лейкограниты, аплиты, пегматиты, кварц-полевошпатовые жилы, заключающие формирования плутонов.

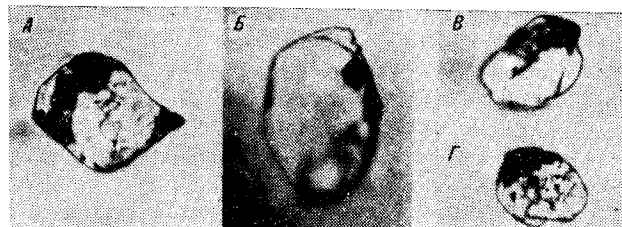


Рис. 1. Морфология первичных магматогенных включений с мусковитом в кварце лейкократовых гранитов (А), гранит-порфиров (Б), пегматитов (Б), аплитов (Г).

Изучены температурные условия становления гранитоидных интрузивных тел, приуроченных к полям развития золоторудных месторождений и проявлений. Полученные данные характеризуют режимы кристаллизации многофазовых массивов, их жильных аналогов и малых интрузий среднего и кислого состава (табл. 1).

По агрегатному состоянию и положению включений в магматических минералах четко выделяются две ветви развития магматического процесса: кристаллизация расплавов и флюидоотделение.

Для плагиоклаза и кварца диоритов в целом характерны однотипные стекловатые или частично раскристаллизованные включения. В плагиоклазе распространены призматические включения с рассеянным по всему объему газом (до 10—15 об. %), в кварце — округлые, с обособленной газовой фазой, но также не превышающей 10—15 об. %.

В кварце гранитов включения состоят из стекла, слабоанизотропной кристаллической фазы и газа, рассеянного в стекле либо обособ-



ленного в отдельную фазу. Расплавы ранней и главной фаз интрузивов сухие, безводные. Об этом свидетельствует отсутствие во включениях водосодержащих минералов и следов воды в газовой фазе.

Включения в кварце пород заключительных фаз формирования массивов, с которыми тесно ассоциирует золотое оруденение, существенно отличаются от описанных (рис. 1).

В кварце гранитов и жил аплитов, сопряженных с проявлениями золота дайкового типа, во включениях установлен слюдоподобный минерал (по оптическим свойствам предположительно мусковит), занимающий до 40—50 об.%; остальной объем приходится на долю стекла (40—45 об.%) и газа. Исходя из соотношений стекло — мусковит во включениях, близких 1:1, и содержания воды в мусковите (не более 5%) [11], можно примерно оценить содержание воды в исходном расплаве: 2—3 мас. % (см. табл. 1).

В экзоконтакте интрузива в роговики выявлен и изучен крупнозернистый кварц из пегматитов. Интересно, что состав первичных включений в нем близок к составу включений в минералах гранитоидов. Основную часть вакуолей занимает слюдоподобный кристаллический агрегат, а газовая фаза составляет до 15 об.%. По аналогии с гранитоидами содержание воды в расплаве при кристаллизации кварца пегматитов составляет не менее 3 мас. %.

Подобные включения характерны для кварца аплитов и пегматитов, с которыми ассоциирует золото-редкометалльное оруденение. В кварце аплитов выявлены мусковитсодержащие включения с газовой (до 10 об.%) и водной фазами; последняя при 230°C испаряется — происходит частичная гомогенизация включения. Рассчитанное для этой температуры с учетом данных о плотности и взаимной растворимости сосуществующих фаз [11]

содержание воды в расплаве составляет ~8 мас. %.

Во вкрапленниках кварца гранит-порфиров, слагающих наиболее позднюю дайку с оруденением, на газовую фазу приходится ~10 об. %. Судя по наличию слюдой фазы и увеличению объема включения в момент гомогенизации примерно в 2 раза, содержание воды в расплаве было не менее 3 мас. %.

Таким образом, кристаллизация диоритов и кварцевых диоритов происходила в высокотемпературных (1170—1020°C), относительно сухих условиях, гранитов главной фазы — также в безводной обстановке, но при несколько меньших температурах (1120—910°C). Лейкограниты, аплиты, гранит-порфиры и пегматиты формировались в условиях заметного снижения температур (990—790°C) и достаточно высокого (2—8 мас. %) содержания воды в расплаве.

Данные о позднемагматическом этапе развития интрузивных образований получены по вторичным флюидным включениям в кварце гранитоидных пород (табл. 2).

В кварце диоритов и кварцевых диоритов самыми ранними и высокотемпературными являются микросистемы солевых расплавов (10 об. % жидкости) и расплавов-рассолов (10—50 об. % жидкости). Включения находятся в трещинах, секущих минерал-хозяин в различных направлениях. Твердые фазы, судя по морфологии кристаллов, их изотропности, цвету и температурам растворения, соответствуют солям NaCl и KCl (рис. 2). Иногда включения представлены газовой фазой (50—70 об. %), минералами-узниками (15—20 об. %) и водой (10—15 %) (рис. 2, А). Растворение твердых фаз в них происходит при 600°C, а гомогенизация в газ — при 750—700°C. Вероятно, в данном случае флюиды ранней постмагматической стадии представляли собой

Т а б л и ц а 2

Результаты изучения вторичных флюидных включений в кварце гранитоидных пород

Фаза интрузивов	Порода	Растворы							Тип раствора
		Хлоридные				Углекислотно-водные		Водные	
		$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$C$	$P$ , кбар	$T_3, ^\circ\text{C}$	$P$ , кбар		
Ранняя	Диорит	550—180	750—510	75—35	2,5—1,3	—	—	520—300	Хлоридный
	Кварцевый диорит	400—230	435—280	36	—	—	—	420—150	
Главная	Гранит	580—470	470—240	36—33	1,1—0,7	350—300	1,2—0,9	290—250 220—170	Хлоридно-углекислотный
Заключительная	Лейкогранит, аплит, пегматит	—	—	—	—	310—260	1,1—0,7	190—120	Углекислотный
	Гранит-порфир	—	—	—	—	310—270	1,0—0,9	375—180	

Примечание.  $T_1, T_{2-4}$  — температура растворения газовой фазы и гомогенизации трех- и двухфазных включений соответственно.  $C$  — концентрация раствора (NaCl в мас. %);  $P$  — давление флюида. Данные по температурным превращениям во включениях приведены на основании 150—200 замеров по каждой группе пород. Прочерк — не определялось.

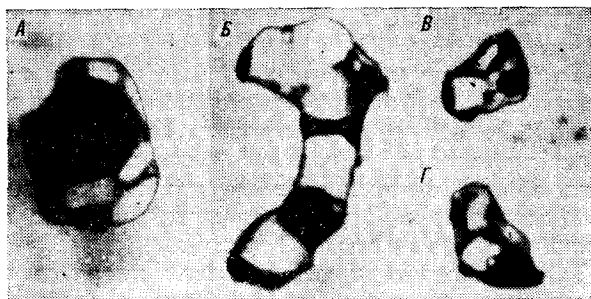


Рис. 2. Типы вторичных (флюидных) включений в кварце диоритов, кварцевых диоритов с различными соотношениями твердой, газовой и жидкой фаз.

А — существенно газовое включение с несколькими кристаллами солей; В — включение солевого расплава; В, Г — включения рассолов (увел. около 1000).

пневматолитовую фазу, обогащенную хлором и водой. Среди этих включений отмечаются двухфазовые образования, сингенетичные включениям солевых расплавов, расплавов-рассолов, содержащие 70—90 об. % газа и гомогенизирующиеся при 520—510°C.

С учетом агрегатного состояния, объемных соотношений фаз и особенностей температурных превращений включений оценена концентрация солей во флюидной системе: она изменялась в пределах 75—35 мас. % в эквиваленте NaCl при давлении 2,5—1,3 кбар (см. табл. 2).

Другие типы включений характеризуются относительно небольшим содержанием хлоридов в твердой фазе (5—20 об. %). Их гомогенизация происходит в интервале 435—280°C. Этим включениям сопутствуют двухфазовые, газовой-жидкие образования с близкими интервалами температур гомогенизации (420—150°C).

Таким образом, особенности агрегатного состояния флюидных включений и их термометрические характеристики в диоритах и кварцевых диоритах указывают на однонаправленное развитие постмагматического флюида при снижении температуры и давления — от высокотемпературного газового через расплавы-рассолы к рассолам и водным растворам низкой концентрации. Необходимо отметить, что эти растворы, вероятно, характеризуют постмагматический этап развития гранодиоритов и гранитов главной фазы массивов, поскольку в кварце и плагиоклазе диоритов включения флюидов являются вторичными.

В кварце гранитоидов главной и заключительной фаз развития массивов, пространственно связанных с золотым оруденением, включения существенно отличаются от рассмотренных тем, что в них распространены преимущественно углекислотные образования, а не водно-солевые.

В кварце гранитов главной фазы вторичные включения, содержащие минералы NaCl и KCl,

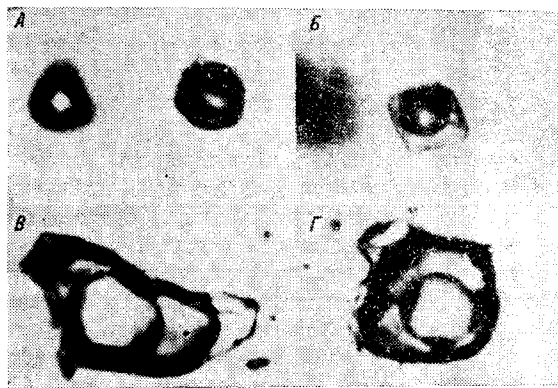


Рис. 3. Типы вторичных включений в гранитоидах главной и заключительной фаз магматизма.

А — существенно газовые; В — с кристалликом соли; В, Г — углекислотно-водные (увел. 500—1000).

отмечаются только в отдельных зернах (см. табл. 2, рис. 3, В). Основная масса включений представлена довольно крупными углекислотно-водными образованиями (см. рис. 3). Соотношения газ — жидкая углекислота — раствор колеблются в широких пределах (2—6 : 1—3 : 2—5). Гомогенизация таких включений происходит преимущественно в газовую фазу. По-видимому, хлоридно-углекислотный тип растворов, зафиксированный по вторичным включениям в кварце гранитов, характеризует позднемагматическое флюидоотделение, связанное с кристаллизацией лейкогранитов, аплитов, пегматитов и других пород, завершающих формирование плутонов. В самих же аплитах и пегматитах развиты только углекислотно-водные и газово-водные включения, причем первые нередко образуют с расплавами группы первичных включений в магматическом кварце (см. табл. 2).

Для поздних гранитоидов, ассоциирующих с золото-редкометалльным оруденением, среди первичных и вторичных флюидных включений в кварце также наиболее представлены углекислотные. Морфология, размеры и фазовые соотношения в этих включениях примерно соответствуют таковым для аплитов и пегматитов первого массива. Термометрические характеристики приведены в табл. 2. Поскольку в регионе более поздних интрузивных проявлений не установлено, то весьма вероятно, что изученные углекислотно-водные растворы являются продуктами дифференциации тех же расплавов. Заключительные фазы магматизма, судя по их размерам и распространенности интрузивных тел, характеризуются незначительными объемами магмопроявления, однако, как видно, огромными масштабами отделения углекислотно-водного флюида. Этот флюид фиксируется в виде растворов во вторичных включениях в кварце диоритов и гранитов,

а также в виде первичных и вторичных включений в минералах аплитов, гранит-порфиров, пегматитов, характеризующих заключительную фазу интрузивного магматизма. Несомненно, что флюиды принимали участие и в формировании магматогенных гидротермальных растворов, обусловивших образование золоторудных месторождений в регионе, причем в этом процессе не исключается участие и водозных вод.

Таким образом, изученные расплавно-солевые, рассольные, углекислотно-водные и водно-солевые системы по первичным и вторичным включениям в магматических минералах могут быть связаны с формированием различных фаз плутонов, характеризуя состав флюидов, отделявшихся при их кристаллизации. При этом флюиды более поздних фаз фиксируются в виде вторичных включений в магматических минералах уже сформировавшихся гранитоидных тел. Отчетливо заметна эволюция флюида (солевой расплав — водно-углекислотный раствор) по мере дифференциации магм от диоритов до аплитов и гранит-порфиров.

*Термобарогеохимия магматогенно-гидротермальных образований.* Генерализованная схема гидротермального процесса на изученных золоторудных месторождениях включает три стадии рудоотложения: раннюю, арсенопирит-кварцевую, иногда с эпидитом и золотом (в очень малых количествах) в арсенопирите; продуктивную ассоциацию, представленную незначительным количеством кварца, сульфидных минералов и золотом; послепродуктивную, главным образом карбонатную. Следует заметить, что количество кварца, отложившегося с золотом и другими рудными минералами, настолько мало, что его обычно трудно выделить в качестве продукта самостоятельной стадии. Формирования всех стадий минералообразования несут признаки минералого-геохимического

родства с интрузивным магматизмом региона. Поэтому представляет интерес сравнительный анализ минералообразующих растворов на объектах с неодинаковыми признаками связи с плутонами (табл. 3).

Наиболее четко пространственные связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом проявлены в первом рудном узле, где месторождения представлены минерализованными дайками среднего состава и зонами прожилкования, вытянутыми вдоль границы крупного тела лейкократовых гранитов. Основное минералообразование в пределах этого рудного узла проходило в обстановке высокого углекислотного потенциала. Об этом свидетельствуют существенно углекислотные и углекислотно-водные включения в кварце допродуктивной и продуктивной стадии минералообразования. Встречаются газово-водные включения, сингенетичные углекислотным с температурой гомогенизации 250—230°C (рис. 4). Давление в системе, вычисленное по этим парам включений, составляет 1,3—0,9 кбар. По составу включения аналогичны флюидным включениям в кварце лейкогранитов, аплитов и пегматитов (см. рис. 3, 4).

Сходными условиями локализации характеризуются проявления второго рудного узла, представленные минерализованными дайками среднего и кислого состава, приуроченными к кровле гранитоидного массива. О надинтрузивном характере оруденения помимо повсеместно распространенных роговиков свидетельствует серия малых тел, лейкогранитов, гранит-аплитов, пегматитов по его периферии. На связь оруденения с магматическими породами здесь указывают сходный состав включений (флюидных в магматических и гидротермальных — в минералах рудных тел), близкие температуры и давления минералообразования, смена с

Таблица 3

Условия минералообразования золоторудных месторождений

Пространственная связь с интрузивным магматизмом	Вмещающие породы	Рудные узлы, месторождения	Минерал	Параметры минералообразования				
				T <sub>1</sub> , °C	T <sub>2</sub> , °C	T <sub>3</sub> , °C	d <sub>CO<sub>2</sub></sub> , г/см <sup>3</sup>	P, кбар
Хорошо проявленная	Диориты, кварцевые диориты	1	Кварц	390—350	330—280	260—150	0,69—0,72	1,3—0,9
Слабо проявленная	Кварцевые диориты, гранит-порфиры	2	Кальцит	—	—	170—130	—	—
			Кварц	380—360	350—250	220—160		
	»	3	Кварц	390—350	350—280	260—180	0,72—0,73	1,1—0,7
Не проявленная	Терригенные толщи	4а	Кварц	—	—	180—150	0,5—0,7	1,1—0,4
		4б	»	—	340—270	240—80		
				—	340—260	250—150	—	—

Примечание. T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub> — температура минералообразования по допродуктивной, продуктивной и послепродуктивной стадиям соответственно; P — давление минералообразования; общая минерализация получена по результатам анализа водных вытяжек из золотоносного кварца; d<sub>CO<sub>2</sub></sub> — плотность жидкой CO<sub>2</sub> в растворах продуктивной стадии. (Данные по температурам гомогенизации приведены на основании 300—700 замеров по каждой группе пород.) Проверка — не определялась.

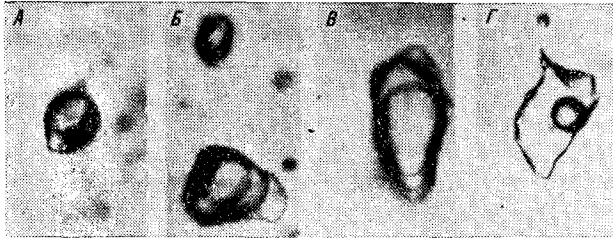


Рис. 4. Типы включений в золотоносном кварце минерализованной дайки.

А — существенно газовые; Б, В — углекислотно-водные; Г — существенно водное, сингенетичное включением с углекислотой (увел. около 1000).

удалением от интрузивных тел золото-редкометалльных минеральных ассоциаций золото-полиметаллическими и золотоантимонитовыми, увеличение крупности самородного золота, а также повышение его пробы одновременно с уменьшением в нем содержания серебра [7].

В месторождениях с неявно проявленными связями оруденения с породами, завершающими формирование плутонов, золотая минерализация приурочена к протяженным дайкам диоритового состава. Однако данные геофизического изучения территории указывают на присутствие на глубине интрузивного тела, с которым, вероятно, связан зеленокаменный метаморфизм терригенных толщ и даек. Вы-

сказано предположение, что нескрытый интрузив и рудоносные дайки являются продуктами развития одного магматического очага.

Условия минералообразования на месторождении изучены по включениям в жильном кварце, отобранном по всему простиранию дайки на вертикальном интервале до 400 м. Минералообразование происходило здесь в обстановке высокого углекислотного потенциала. На долю жидкой  $\text{CO}_2$  во включениях приходится от 5 до 60% объема. Углекислотно-водные включения указывают на значительные давления в системе; многие из них вскрываются до момента гомогенизации. Расчет давлений по сингенетичным парам углекислотно-водных и газовой-водных включений дал величину 1,1—0,7 кбар. Каких-либо существенных изменений физико-химических параметров растворов по глубине распространения оруденения на изученном интервале не установлено.

Как видно из вышеизложенного, характер минералообразующих растворов, формировавших рудные тела этого месторождения, аналогичен описанному для таковых с пространственно хорошо проявленной связью с плутонами.

Третья группа месторождений локализуется в районах, где интрузивные образования не проявлены. Это преимущественно месторождения прожилковых зон и штокверков, а также

#### Генерализованная схема эволюции магматогенно-гидро

Этап	Фаза, стадия	Состав пород, минеральных ассоциаций	Содержание и отношения	
			В магматических расплавах	Во флюидных погонах расплавов (по включениям)
Магматический	Ранняя	Диориты, кварцевые диориты	$\leq 1\% \text{H}_2\text{O}$	Солевой расплав — рассол-раствор
	Главная	Граниты	$\leq 2\% \text{H}_2\text{O}$	$\text{NaCl}^* + \text{KCl}^* + \text{H}_2\text{O}$ Солевой рассол — углекислотно-водный раствор $\text{NaCl}^* + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2^{**}$
	Заключительная	Лейкограниты, гранит-порфиры, аплиты	2—8% $\text{H}_2\text{O}$	Углекислотно-водный солевой раствор $\text{CO}_2^{**} + \text{H}_2\text{O} + (\text{Na}, \text{K})\text{Cl}^{**}$
Гидротермальный	Допродуктивная	Кварц-арсенопиритовая	—	—
	Продуктивная	Кварц-сульфидная с золотом	—	—
	Послепродуктивная	Карбонатная	—	—

Примечание. Стрелками показано место проявления и направленность развития постмагматических флюидов и даек, \*\* — жидкая, \*\*\* — газовая. Преобладающие компоненты в гидротермальных растворах приведены по результатам анализа — в газовой фазе.

кварцево-жильные. Физико-химические условия их формирования изучены по включениям в кварце рудных тел. Наиболее яркой особенностью состава включений является их насыщенность углекислотой, часто обособленной в виде самостоятельной жидкой фазы. Содержание ее колеблется в широких пределах — от 5 до 90% объема вакуоли. Встречаются сообщества газowo-водных включений, сингенетичных углекислотно-водным. Данные по термобарометрии этих включений приведены в табл. 3 (рудный узел 4а). Нет принципиальных отличий и в условиях формирования кварцево-жильного месторождения этого же типа (см. табл. 3, рудный узел 4б). Приведенные материалы показывают, что данные проявления характеризуются таким же типом и параметрами минералообразующих растворов, как и месторождения, приуроченные к контактовым зонам интрузивов.

Во всех изученных типах месторождений отложение золота происходило, вероятно, непосредственно после завершения кристаллизации основной массы кварца, удаления из растворов большей части  $\text{CO}_2$  и соответственно повышения рН гидротерм. Об этом свидетельствуют наложенный характер золота по отношению к кварцу с углекислотно-водными включениями, присутствие в золоте включений с

углекислотой, проявление после отложения золота карбонатной ассоциации, характеризующей совершенно иной тип минералообразующих растворов. О понижении потенциала  $\text{CO}_2$  к моменту отложения золота косвенно свидетельствует тот факт, что включения в золоте в отличие от вмещающего кварца, по-видимому, не содержат жидкой  $\text{CO}_2$ , поскольку характеристические вздутия на поверхности золотин появляются лишь после их термической обработки. В противном случае бугорки, возникающие за счет избыточного давления и каверны микровзрывов включений, должны были бы появляться на поверхности золотин уже при комнатных температурах, поскольку давления в подобных микросистемах превышают 200 атм.

Подводя итог работы, следует указать на признаки явной зависимости гидротермального минералообразования от особенностей интрузивного магматизма в регионе. Для месторождений, приуроченных к контактовым зонам гранитоидных массивов, характерна зональность в размещении минеральных ассоциаций, закономерное изменение пробности золота, направленность в изменении содержаний серебра в нем [7, 8]. Ранние минеральные ассоциации на месторождениях золота образованы из растворов с высоким потенциалом углекислоты. Агрегатное состояние растворов и соотношение

Таблица 4

термальной системы рудоносных структур

$\text{H}_2\text{O, Na+K, CO}_2$				рН растворов	
Облик типичных включений	В гидротермальных растворах	Во включениях гидротермальных минералов	Облик типичных включений		
	—	—	—	—	
	—	—	—	—	
	—	—	—	—	—
	—	$\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+ + \text{K}^+$ $\text{CO}_2$	0—10% NaCl* 30—90% $\text{H}_2\text{O}$ 0—20% $\text{CO}_2^{**}$		$\leq 5$
—	$\text{HCO}_3^-$ $\text{CO}_2$	10—50% $\text{H}_2\text{O}$ 10—70% $\text{CO}_2^{**}$		6—7	
XX					
—	$\text{HCO}_3^-$ —	80—100% $\text{H}_2\text{O}$ 0—20% $\text{CO}_2^{***}$		$> 7$	

гидротермальных растворов; XXX — положение золота в общей схеме гидротермального минералообразования. Фазы — \* — твердая водная вытяжка из кварца (аналитик Д. С. Гиматдинова, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР): в числителе — в жидкой, в знаменателе — в газовой фазе.

фаз по включениям в жильных минералах полностью отвечают первичным и вторичным флюидным включениям в магматических минералах пород заключительных фаз развития плутонов. Температурные условия допродуктивной стадии гидротермального минералообразования близки к температурному режиму флюидоотделения при кристаллизации лейкогранитов, аплитов и пегматитов. Дальнейшая эволюция гидротермальных растворов идет по пути снижения концентраций углекислоты и легкорастворимых солей в растворах и увеличения их щелочности, что приводит к резкому изменению состава отлагающихся ассоциаций от кварцсодержащих на карбонатсодержащие. Отложение золота завершает стадию кварцеобразования (табл. 4).

Для месторождений со слабо проявленной или даже вовсе не проявленной пространственной связью с интрузивными телами характерны в общем те же признаки связи с магматической деятельностью. Условия их формирования, судя по минералого-геохимическим и термобарогеохимическим данным, аналогичны установленным для месторождений приконтактовых зон (см. табл. 3). Близкие тенденции изменения температур и давлений минералообразования, состава и концентраций гидротермальных растворов в изученных группах месторождений позволяют считать, что природа их однотипна и обусловлена влиянием гранитоидного магматизма в регионе.

Причины эволюции магматогенных флюидов от высококонцентрированных солевых через углекислотные и углекислотно-водные к малосоленым растворам преимущественно гидрокарбонатного состава во многом обусловлены физико-химическими свойствами главных растворорообразующих компонентов —  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $(Na, K)Cl$ . В той связи проанализируем свойства воды.

Здесь прежде всего следует отметить низкую химическую активность, возможно, структурной воды [9] на глубинах более 5—6 км, где происходит формирование флюидных потоков, и высокую активность воды как среды минералообразования на меньших глубинах, отвечающих уровню образования изученных золоторудных месторождений (2,5—3 км). Важной особенностью воды является возможность ее

двухфазового состояния до температур 610—650°C [16, 17], а водных растворов — их расслоение при данных температурах на несмешивающиеся фазы [4]. Исключительно высокая роль давления, даже небольшое понижение которого способствует выделению огромных масс кремнезема из водного флюида, находящегося в равновесии с гранитоидным расплавом [18]. Различие хлорид-иона и углесодержащих ионов и молекул по удельным теплоемкостям [15] может явиться одной из основных причин формирования флюидного потока преимущественно хлоридного состава в ранние фазы магматизма и углекислотно-водного — в поздние. Последний в обстановке высокого кислородного потенциала (гипабиссальные условия) может содержать значительные концентрации благородных металлов и к тому же обладает высокими мобилизующими свойствами в отношении золота и серебра при взаимодействии с песчано-глинистыми толщами.

Таким образом, выявленные минералого-геохимические и термобарогеохимические признаки связи золоторудных месторождений складчатых структур Северо-Востока СССР с интрузивным магматизмом, анализ известных экспериментальных данных по особенностям поведения главнейших флюидообразующих компонентов в условиях, приближенных к эндогенным, свидетельствуют о правомерности постановки вопроса о магматогенной природе золоторудных месторождений региона. При этом формирование золоторудных месторождений следует рассматривать в связи не с конкретными интрузивными телами, а прежде всего с особенностями эволюции в целом магматических расплавов и их флюидов. Природа главных полезных компонентов месторождений золота и серебра и минералообразующих флюидов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Cl$  и др.) может быть более сложной, полигенной (ювенильной и коровой). Однако формирование месторождений в их широком понимании (рудноносные структуры, метасоматиты, безрудные и продуктивные ассоциации), несомненно, несет признаки генетической связи с продуктами дифференциации гранитоидных расплавов и, прежде всего, на заключительных фазах развития магматических очагов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеев Н. П., Гамянин Г. Н. и др. О связи золотого оруденения и магматизма на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. 3. Магадан, 1976.
2. Апелъцин Ф. Р. Формации малых интрузий золоторудного пояса Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
3. Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— Зап. ВМО, 1947, сер. 2, ч. 76, вып. 1.
4. Блох А. М. Структура воды и геологические процессы.— М.: Недра, 1969.
5. Ворцелнев В. В., Гончаров В. И. и др. К термобарогеохимии золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленного типа.— Геол. руд. месторожд., 1983, т. 25, № 4.

6. Гончаров В. И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах.— М.: Наука, 1983.
7. Гончаров В. И., Савва Н. Е. и др. Опыт минералогического картирования золоторудного узла на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий, Свердловск — Миасс, 1983.
8. Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцелнев В. В. О термометаморфизме некоторых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Термобарогеохимия эндогенных процессов. Благовещенск, 1984.
9. Дерягин Б. В., Ершова И. Г. и др. Исследование теплового расширения структурной воды в кварцевых капиллярах.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 4.
10. Матвеев В. Т. Основные черты эндогенной металлогении Магаданской области.— Магадан, 1960 (Тр. ВНИИ-1, т. 17, вып. 61).
11. Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. Магматический процесс и вольфрамное оруденение.— Новосибирск: Наука, 1982.
12. Соболев А. П., Колесниченко П. П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы.— М.: Наука, 1979.
13. Скорняков П. И. Возраст оруденения в золоторудном месторождении Восточном из бассейна реки Хатынгах на Колыме.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 7. Магадан: Кн. изд-во, 1949.
14. Фирсов Л. В. Содержание химических элементов в жилах золоторудных месторождений Яно-Колымской складчатой зоны и некоторые вопросы генезиса рудоносных растворов.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
15. Флюидный режим земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1977.
16. Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования.— Геол. руд. месторожд., 1962, № 5.
17. Franck E. U. Water and aqueous solutions at high pressures and temperatures.— Pure and Applied Chemistry, 1970, v. 24, N 1.
18. Kennedy G. C., Wasserburg G. Y. e. a. The upper three-phase region in the system  $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ .— Am. J. Sci., 1962, v. 260, N 7.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 553.048

## Д. Н. Сафронов

### СЕРИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ РУДНЫХ РЕСУРСОВ

Обосновывается существование закономерных связей между численностями генетически однотипных месторождений в пределах достаточно крупных регионов и запасами полезного компонента, заключенного в группах (классах) разного масштаба крупности. Для описания этих зависимостей выведены формулы. Близкая сходимость расчетных и фактических данных иллюстрируется на примерах ряда золоторудных ре-

В глобальном масштабе и в пределах достаточно крупных регионов, соответствующих металлогеническим провинциям и поясам (а также их крупным частям), наблюдаются стабильные, регулярно повторяющиеся соотношения между численностями и суммарными запасами рудных месторождений. Стабильность этой закономерности позволяет рассматривать ее как результат проявления глубоких объективных, пока непознанных причин, вытекающих из специфики рудогенеза.

Практика геологоразведочных работ и эксплуатации месторождений свидетельствует, что основу сырьевой базы планеты в целом и отдельных рудных провинций по каждому металлу составляет весьма небольшое число крупных месторождений. На их долю приходится преобладающая часть запасов и добычи руд. Мелкие

гионов мира. На этом основании для совокупностей однотипных месторождений в пределах указанных регионов, соответствующих металлогеническим провинциям, поясам (а также их крупным самостоятельным частям), введено представление о закономерных сериях рудных месторождений. Обосновывается возможность количественного регионального прогноза еще не обнаруженных месторождений в рамках таких серий.

по запасам месторождения хотя и составляют большинство, однако в сумме содержат лишь малую долю общих запасов.

Указанная закономерность приводится в [7, 13, 28]. В ряде работ уже формулировалась принципиальная возможность использования ее для целей регионального прогноза рудных ресурсов как в глобальном масштабе, так и в пределах крупных площадей [3—7, 9, 10, 16, 18—21]. Аналогичные зависимости численности месторождений от их крупности используются в практике для количественного регионального прогноза еще не обнаруженных нефтяных и газовых месторождений как в СССР, так и за рубежом [12, 14, 15]. Практическое осуществление последнего включает операции:

— выбор аппроксимационной функции для зависимости численности месторождений от масштаба их запасов;

— статистическая обработка совокупности известных генетически однотипных месторождений в глобальном масштабе или в пределах конкретного региона;

— количественная оценка по этим данным общей (генеральной) совокупности месторождений, включая еще не обнаруженные объекты.

В качестве обоснования правомочности подобного подхода можно привести следующие соображения.

Любое рудное месторождение является геологическим образованием, возникшим благодаря действию механических, физических и химических факторов, находящихся в определенном сочетании. Таким образом, формирование месторождения в конкретной геологической обстановке должно рассматриваться как строго причинно-обусловленное закономерное явление. Однако до обнаружения месторождения его основные особенности — местоположение, содержание полезных компонентов и их запасы — не известны вообще или известны крайне предположительно. Следовательно, все характеристики месторождения и сам факт его обнаружения в целом можно рассматривать как события случайные.

В соответствии с положениями теории вероятности, под случайными событиями понимаются такие, которые хотя и подчиняются определенным законам, но при неоднократном воспроизведении происходят каждый раз в той или иной степени по-разному. В итоге можно всю совокупность генетически однотипных месторождений в земной коре в целом или на ее отдельных участках (известных и необнаруженных) рассматривать как совокупность однородных случайных явлений. При таком подходе обосновывается возможность применения для изучения и выявления закономерных особенностей этого ряда «событий» аппарата математической статистики, который используется при подобных ситуациях в других областях знаний. Как средство количественной оценки генеральной совокупности можно провести обработку ограниченной частной выборки, под которой понимается ансамбль уже обнаруженных месторождений.

Для количественного математического описания закономерности распределения числа месторождений в зависимости от масштаба их запасов используются различные классы математических функций — логарифмически-нормальное распределение, ранговый ряд Ципфа, распределение Парето и другие, однако применение их вызывает ряд возражений.

Так, логарифмически-нормальное распределение [9, 10, 25, 28] хотя формально и удовлетворительно описывает эмпирические данные, предполагает существование некоторого при-

родного среднего месторождения, что не находит логического объяснения. Кроме того, оно неустойчиво во времени, так как по мере временной трансформации основных понятий (месторождение, рудная зона, тело, среднее содержание, крупный, средний и мелкий по запасам объект и т. д.) среднее логарифмически-нормального распределения также будет изменяться, равно как и второй его параметр — стандарт логарифмов (или стандартный множитель).

Ранговый ряд Ципфа [2—6, 27], во-первых, слишком дискретен, во-вторых, приводит к значительным противоречиям геологического характера при экстраполяции за пределы эмпирических материалов в область рудопроявлений и точек минерализации.

Недостаток распределения Парето для аппроксимации обсуждаемой зависимости [12] — излишняя (по мнению автора) сложность полученных формул.

В качественном отношении кривая численности генетически однотипных месторождений как функция от крупности запасов полезного компонента в них имеет форму степенной гиперболы (в координатах ее асимптот). Этот тип кривой сохраняется и при преобразовании оси абсцисс в логарифмическую. Но если ось ординат также сделать логарифмической, то кривая, как свидетельствуют многочисленные примеры, приобретает форму прямой линии. Последнее дает основание записать следующее выражение ( $N$  — число месторождений,  $q$  — запас металла в месторождении):

$$dN = A_0 \cdot e^{-\alpha \ln q} \cdot d \ln q, \quad (1)$$

где  $dN$  — число месторождений, приходящихся на интервал  $d \ln q$ , т. е. на класс запасов от  $q$  до  $q \cdot R$  ( $R$  — ширина класса, в (1)  $R \rightarrow 1$ );  $A_0$  и  $\alpha$  — константы зависимости.

Суммарный запас металла в месторождениях ( $dQ$ ), приходящихся на класс запасов  $d \ln q$ , будет иметь вид

$$dQ = A_0 \cdot e^{-\alpha \ln q} \cdot q \cdot d \ln q, \quad (2)$$

откуда

$$N|_q^{qR} = \frac{A_0}{\alpha q^\alpha} \left( 1 - \frac{1}{R^\alpha} \right), \quad (3)$$

$$Q|_q^{qR} = \frac{A_0}{1-\alpha} q^{1-\alpha} (R^{1-\alpha} - 1) \text{ при } \alpha \neq 1, \quad (4)$$

$$Q|_q^{qR} = A_0 (\ln q R - \ln q) = A_0 \cdot \ln R \text{ при } \alpha = 1, \quad (5)$$

где  $N|_q^{qR}$  — число месторождений в произвольном классе от  $q$  до  $qR$ ;  $Q|_q^{qR}$  — суммарные запасы металла в том же классе.

Для двух соседних классов равной ширины (в логарифмическом масштабе)  $q \div qR$  и  $qR \div$



$\div q \cdot R^2$  соотношение численностей рудных объектов  $n = N_1/N_2$  функционально будет определяться величинами  $\alpha$  и  $R$  в соответствии с выражением

$$\ln n = \alpha \cdot \ln R. \quad (6)$$

Это позволяет оценивать коэффициент экспоненциальности ( $\alpha$ ) по соотношению численностей рудных объектов в соседних классах равной ширины ( $R$ ). Из (6) также следует, что для любого значения  $\alpha$  может быть подобрана такая ширина классов ( $R_{\text{пуч}}$ ), которая будет соответствовать полуубыванию численности в каждом последующем классе по сравнению с предыдущим ( $n = 2$ ):

$$R_{\text{пуч}} = 2^{1/\alpha}. \quad (7)$$

Если обозначить запасы металла в крупных, средних и мелких месторождениях  $Q_{\text{кр}}$ ,  $Q_{\text{ср}}$ ,  $Q_{\text{мл}}$ , то для  $R = \text{const}$  имеем:

$$\text{при } \alpha < 1 \quad Q_{\text{мл}} < Q_{\text{ср}} < Q_{\text{кр}}, \quad (8)$$

$$\text{при } \alpha = 1 \quad Q_{\text{мл}} = Q_{\text{ср}} = Q_{\text{кр}}, \quad (9)$$

$$\text{при } \alpha > 1 \quad Q_{\text{мл}} > Q_{\text{ср}} > Q_{\text{кр}}. \quad (10)$$

Запас среднего месторождения в классе ширины  $R$ , вычисленный по формуле  $\bar{q} = \frac{Q \left| \frac{qR}{q} \right|}{N \left| \frac{qR}{q} \right|}$ , в нашем случае будет выражаться в виде зависимости

$$\bar{q} = q \frac{\alpha \cdot (R - R^\alpha)}{(1 - \alpha)(R^\alpha - 1)} \quad \text{при } \alpha \neq 1, \quad (11)$$

$$\bar{q} = q \frac{R \ln R}{R - 1} \quad \text{при } \alpha = 1. \quad (12)$$

Для классов крупности стандартной ширины  $R$  изменение запасов соседних классов (при  $\alpha \neq 1$ ) происходит по закону геометрической прогрессии с модулем  $K$ :

$$K = \frac{Q \left| \frac{qR^2}{qR} \right|}{Q \left| \frac{qR}{q} \right|} = R^{1-\alpha} \quad \text{при } \alpha < 1, \quad (13)$$

$$K = \frac{Q \left| \frac{qR}{q} \right|}{Q \left| \frac{qR^2}{qR} \right|} = R^{\alpha-1} \quad \text{при } \alpha > 1. \quad (14)$$

Предложенные формулы обосновывают следующее: генетически однотипные месторождения в рамках достаточно крупных металлогенических систем (металлогенические пояса, провинции или их отдельные крупные части) формируются не хаотичным, но вполне определенным, статистически закономерным образом. Такие совокупности месторождений могут быть названы *сериями рудных месторождений (СРМ)*. В составе серии число месторождений в пределах классов разной крупности и суммарные запасы металла в этих же классах становятся взаимосвязанными.

Вполне очевидно, что ареалы проявления отдельных СРМ генетически обоснованно вписываются в определенные геологические структуры разных иерархических рангов. По комплексу геологических признаков эти структуры характеризуются специфическим строением, а также определенной историей развития в целом и отдельных частей (блоков) или элементов (пликативных структур, разрывной тектоники, магматизма и др. в пределах этих блоков), причинно обусловивших формирование конкретных СРМ в их пределах. Именно комплексом и взаимосочетанием указанных геологических факторов и будет определяться многочисленность (малочисленность) конкретной СРМ в данном регионе (или его части), который соответственно будет характеризоваться повышенной (пониженной) рудносытностью. Следовательно, имеющиеся сведения о численности рудных индикаций данного формационного типа в регионе в скрытой форме содержат информацию об особой перспективности комплекса геологических признаков (структур и их элементов) этого региона.

Принятие гипотезы о закономерных сериях рудных месторождений позволяет по определенному числу объектов любого класса прогнозировать соответствующее им число объектов в другом (других) классе крупности, т. е. выполнять оценку рудных ресурсов еще не обнаруженных месторождений в регионе.

Основным требованием, предъявляемым к исходному классу крупности, является его представительность по отношению к истинной (природной) совокупности рудных объектов данного масштаба в регионе. Для пояснения этого положения необходимо отметить следующее. Теория и практика геологии свидетельствуют, что выходящие на поверхность крупные месторождения (их основные рудные зоны, тела) являются более легко открываемыми объектами, чем мелкие месторождения; последние, правда, обнаруживаются чаще в силу резкого преобладания их численности. Поэтому после проведения однократных поисковых работ (например, по сети профилей определенного масштаба) объекты разной крупности окажутся выявленными (с теоретических позиций) с разной степенью представительности\*. Так, уникальные и крупные рудные объекты могут быть выявлены все, средние — в большинстве,

\* Для произвольно ориентированного линейно-вытянутого рудного объекта относительно сети поисковых профилей (с расстоянием между профилями  $2l$ ) вероятность обнаружения объекта ( $P$ ) размерами  $2a$  будет определяться классическим решением «задачи об игле», сформулированным в 1777 г. Ж. Бюффоном:  $P = 2a/\pi l$ . К геолого-геохимическим поискам рудных объектов по сети профилей это решение применено А. П. Солововым [21].

Данные о добыче золота разных регионов мира [8, 24]

Классы объектов с добычей, т $q_1 - q_2$	Количество объектов $N_{\text{факт}}$	Добыча в классе, т $Q_{\text{факт}}$	Добыча среднего объекта, т $q_{\text{факт}}$	Количество объектов $N_{\text{теор}}$	Запасы среднего объекта, т $q_{\text{теор}}$	Запасы в классе, т $Q_{\text{теор}}$	Использованная константа, $A_0$
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Восточная Австралия</i>							
1000—2000	—	—	—	0,45	1400	630(?)	$A_0(N \mid \begin{matrix} 1000 \\ 100 \end{matrix} = 4) = 50,7$
100—1000	5	1352	270	4	316	1264	
10—100	14	359	26	15,9	31,6	502	
1—10	166	749	4,6	63,3	3,16	200	
Итого . . .	185	2460	—	84	—	2000—2600*	
<i>Западная Австралия</i>							
1000—2000	1	1136	1136	0,43	1400	625(?)	$A_0(N \mid \begin{matrix} 30 \\ 10 \end{matrix} = 10) = 50$
300—1000	—	—	—	1,4	530	742	
100—300	—	—	—	2,5	170	426	$A_0(N \mid \begin{matrix} 100 \\ 10 \end{matrix} = 15) = 48$
30—100	5	302,8	60,5	5,5	54	296	
10—30	10	177,7	17,8	9,9	17,2	170	
3—10	19	116,8	6,1	21,7	5,4	118	$A_{\text{сред}} = 49$
Итого . . .	35	1733,3	—	41,4	—	1800—2400	
<i>Область мезокайнозойской активизации западного побережья Северной Америки</i>							
100—1000	12	2447	204	12,6	316	3982	$A_0(N \mid \begin{matrix} 100 \\ 10 \end{matrix} = 50) = 160$
10—100	50	1416	28	50	31,6	1580	
1—10	105	411	3,9	199	3,16	629	
Итого . . .	167	4274	—	261,6	—	6200	
<i>Квятии</i>							
1000—3000	1	1550	1550	0,97	1700	1640	$A_0(N \mid \begin{matrix} 1000 \\ 100 \end{matrix} = 6) = 76,4$
100—1000	6	1753	290	6	316	1896	
10—100	12	333	28	23,9	31,6	755	
1—10	28	88	3,1	95	3,16	300	
Итого . . .	47	3724	—	126	—	4600	
<i>Иеллоунайф</i>							
100—1000	1	140	140	0,76	316	240	$A_0(N \mid \begin{matrix} 100 \\ 10 \end{matrix} = 3) = 9,6$
10—100	3	95	32	3	31,6	95	
1—10	5	35	7	12	3,16	38	
Итого . . .	9	270	—	16	—	370	

Примечание: Проверк в строках классов добычи означает отсутствие в них объектов соответствующей крупности, в строках «итого» — отсутствие смысла подсчета суммы графы таблицы. Итоговый результат в графе 7 приводится с округлением.

мелкие — лишь частично. Однако по мере изучения и промышленного освоения региона совокупность обнаруженных месторождений приповерхностного этажа может достаточно близко соответствовать истинной (природной). Именно тогда она, по мнению автора, окажется предстательной.

Проверить правильность выведенных формул можно на основе статистических материалов, характеризующих соотношения численности и общих запасов рудных месторождений разной крупности.

В [13] приведена обобщающая таблица, в которой отражена обсуждаемая закономерность.

По данным таблицы выполнена оценка коэффициента экспоненциальности  $\alpha$  (формула (6)) для месторождений восьми металлов гидротермального генезиса: меди, свинца, цинка, вольфрама, сурьмы, ртути, кобальта и золота. Характерно, что для всех металлов получены весьма близкие значения  $\alpha$  — от 0,55 до 0,85, в среднем 0,6. Такое же среднее значение  $\alpha$  путем графической обработки данных В. И. Красникова получил и Е. М. Квятковский [9].

В таблице представлены данные о золотодобыче пяти основных по продуктивности регионов мира (помимо уникального Витватер-

сранда) — Восточной и Западной Австралии, области мезокайнозойской активизации западного побережья Северной Америки, провинций Киватин и Иеллоунайф в пределах Канадского щита [8, 24]. К настоящему времени практически все месторождения названных регионов отработаны (кроме провинций Канадского щита), поэтому данные о золотодобыче в них могут рассматриваться как характеристики имеющихся здесь запасов до начала отработки.

Оценка  $\alpha$  для серий месторождений регионов проводилась в соответствии с выражением (6) по соотношениям численностей золоторудных объектов соседних классов.

Для Восточной Австралии было принято, что запасы месторождения Бендиго ко времени его сформирования превышали 1000 т золота. Согласно данным [29], здесь было добыто из руды около 700 т, из россыпей около 120 т золота. С учетом известного КПД россыпеобразования [23], оцениваемого разными авторами от пяти до первых десятков процентов [1, 23], для формирования россыпей запасом 120 т было эродировано более 300 т коренного золота. Следовательно для Восточной Австралии последовательные соотношения двух средних классов (см. табл.) дают величины  $n = 3,5$ ,  $\alpha = 0,54$ ; соответственно для Западной Австралии (три нижних класса)  $\alpha = 0,6$ , для западного побережья Америки (два верхних класса) 0,62, для провинции Киватин (три верхних класса) 0,49, для провинции Иеллоунайф (два верхних класса) 0,48.

На основании полученных результатов и с учетом средней величины коэффициента экспоненты для серий месторождений металлов гидротермального генезиса (см. выше) значение  $\alpha$  для всех регионов было принято равным 0,6 (см. табл.).

Вторая константа ( $A_0$ ) для серий месторождений каждого региона определялась из выражения (3) с учетом  $N_{\text{факт}}$  — числа объектов в классе, признанных представительными (см. табл., графа 8).

Сравнение фактических и теоретических данных численности месторождений ( $N_{\text{факт}}$ ,  $N_{\text{теор}}$ ) и общих запасов металла в выделенных классах ( $Q_{\text{факт}}$ ,  $Q_{\text{теор}}$ ) свидетельствует об их весьма близкой сходимости, отвечающей самым строгим требованиям к необходимой и достаточной точности прогнозных данных.

На примере рудных серий Восточной и Западной Австралии для наиболее крупного класса прогноза получены величины, меньшие 1. Прогнозные ресурсы этих классов составляют около 600 т золота, т. е. они должны быть помещены в предыдущий класс. Было принято, что данные только одного такого прогнозного класса могут учитываться в общем прогнозе.

Оценка прогнозных запасов представлена в таблице интервалом цифр.

Для региона Западной Австралии золоторудные объекты с запасами от 100 до 1000 т отсутствуют, хотя с теоретических позиций они прогнозируются. По мнению автора, в пределах рудного поля Калгурли имеет место пространственное совмещение ряда объектов разной крупности, что подтверждается геологическими материалами [26].

Как указывалось выше, региональный количественный прогноз еще не обнаруженных месторождений широко используется в нефтяной геологии. Применение формул (3) — (6) к статистическим материалам по запасам нефти основных нефтегазоносных бассейнов Северной Америки [12] и запасам нефти и газа под дном морей и океанов [22] показало весьма близкое согласие фактических и теоретических результатов. Величина  $\alpha$  для нефти и газа оказалась равной 1. Из этого следует, что прогнозные ресурсы мелких и средних нефтяных и газовых месторождений могут оцениваться значительно точнее, чем это принято (формулы (5) и (9)).

Высказанное положение находит подтверждение в работе [15], где на рис. 2 приведены кривые распределения суммарных запасов нефти и газа по условным классам в двух наиболее изученных зарубежных провинциях мира. На этих кривых в районе классов максимальной крупности запасов четко наблюдаются фрагменты прямой, параллельной оси абсцисс. Для построения кривых были использованы равные логарифмические классы с  $R = 2$ . При  $\alpha = 1$  запасы во всех таких классах должны быть равны согласно выражениям (5) и (9).

Аналогичная закономерность с  $\alpha = 1$  установлена К. В. Кистеровым [11] для распределения вертикального запаса золота в пределах отдельных россыпей.

Таким образом, как показывают примеры по рудным, нефтяным и газовым месторождениям, разработанный аппарат аппроксимации природных распределений «число месторождений — их суммарные запасы» описывает их достаточно близко. Это дает основание считать, что предложенная гипотеза формирования закономерных серий месторождений в пределах достаточно крупных регионов, очевидно, соответствует реальности. С практической стороны предложенный аппарат аппроксимации дает возможность с достаточной степенью надежности осуществлять количественный региональный прогноз рудных, нефтяных и газовых ресурсов.

С теоретических позиций большой интерес представляет устойчивость коэффициента экспоненциальности в сериях рудных месторождений гидротермального генезиса, с одной стороны ( $\alpha = 0,6$ ), и нефтяных и газовых ме-

сторождений осадочного генезиса — с другой ( $\alpha = 1$ ). Очевидно, это определяется особыми закономерностями распределения в геологиче-

ском пространстве и времени очагов проявления энергии рудообразования, в понимании Н. И. Сафронова [17—19].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков В. С., Дешевых Е. В. О россышеобразующей продуктивности руд золото-кварцевой формации.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 24. Магадан: Кн. изд-во, 1978.
2. Булкин Г. А. Прогнозная оценка мировых запасов на основе ранговых рядов месторождений.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1.
3. Булкин Г. А. Энергия рудообразования и распределения запасов руд.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2.
4. Булкин Г. А. Предварительная оценка мировых запасов металлов и сравнение ее способов.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 5.
5. Булкин Г. А. Количественная оценка прогнозных запасов.— М.: Недра, 1984.
6. Булкин Г. А., Нежинский И. А. О взаимосвязи минеральных ресурсов рудоносных провинций и запасов наибольших месторождений.— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4.
7. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
8. Вудолл Р. Золото в докембрийском щите Западной Австралии.— В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980.
9. Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений.— Л.: Недра, 1977.
10. Квятковский Е. М. Количественные соотношения различных видов и форм нахождения химических элементов в литосфере.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1984, № 9.
11. Кистеров К. В. О структуре запасов россыпного золота.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 26. Магадан: Кн. изд-во, 1982.
12. Конторович А. Э., Демин В. И. Прогноз количества и распределения по запасам месторождений нефти и газа.— Геол. и геофиз., 1979, № 3.
13. Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.
14. Методы оценки прогнозных запасов нефти и газа/ Под ред. Д. Д. Хона.— М.: Недра, 1978.
15. Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К. Закономерности распределения крупных месторожде-
- ний нефти и газа в земной коре.— М.: Недра, 1975.
16. Сафронов Д. Н. Пример распределения рудных запасов в полиметаллических месторождениях.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1966, т. 50, вып. 2.
17. Сафронов Н. И. Основные термодинамические закономерности при изучении энергии рудообразования.— Там же.
18. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений.— Л.: Недра, 1971.
19. Сафронов Н. И., Мещеряков С. С., Иванов Н. П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых.— Л.: Недра, 1978.
20. Сафронов Н. И., Сафронов Д. Н. О вероятных закономерностях распределения запасов металлов в земной коре.— В кн.: Методика и техника разведки. Л.: ВИТР, 1964.
21. Соловов А. П. Поисковые сети и вероятные резервы оруденения в полузакрытых районах.— В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. Вып. 2. М.: ВИМС, 1968.
22. Статистическая оценка предстоящих открытий нефтяных и газовых месторождений.— Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. Переводное издание журналов США, 1982, № 5.
23. Фирсов Л. В. О некоторых фактических и экстраполированных закономерностях гранулярного состава золота Яно-Колымского пояса.— Геол. и геофиз., 1969, № 11.
24. Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания).— М.: Недра, 1972.
25. Allais M. Methode d'Evaluation des Perspectives, Economiques de la Recherche Minière sur des Grands Espaces. Application en Sahara Algerien.— Revue de l'Industrie Minerale La Recherche Minière, Jarvier, 1956, rg. 3.
26. Campbell J. D. The structure of Kaigoorlie goldfield.— Geol. of Austral. ore deposits, Melbourne, Australia, 1953, v. 1.
27. Rowlands N. J., Sampay D. Zipf's law — an aid to resource inventory prediction in partially explored areas.— Math. Geol., 1977, v. 9, N 4.
28. Slichter L. B. The Need of a New Philosophy of Prospecting.— Min. Eng., 1960, v. 12, N 6.
29. Stone J. B. The structural environment of the Bendigo goldfield.— Econ. Geol., 1937, v. 32, N 7.

В. М. Мерзляков, В. И. Шпикерман

## СТРАТИФОРМНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ

Дан обзор стратиформной рудоносности Омудевского поднятия — крупной структуры в зоне сочленения Яно-Колымской мезгеосинклинальной и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатых систем. Охарактеризовано флюорит-свинцово-цинковое, колчеданно-полиметаллическое, медное и марганцевое ору-

днение, ассоциирующееся с палеозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными формациями. Особенности стратиформного оруденения, выявленные на Омудевском поднятии, могут быть свойственны другим сходным структурам мезозой Северо-Востока СССР.

Огромное экономическое значение стратиформных месторождений общеизвестно. На их долю приходится около 90% мировых запасов свинца и цинка. Важнейшую роль они играют и как источники меди, серебра, ртути, сурьмы и других металлов [3, 5]. Поэтому выявление

новых районов распространения стратиформного оруденения имеет большое практическое значение. Одним из таких районов является Омудевское поднятие — крупная (35 тыс. км<sup>2</sup>) структура мезозой Северо-Востока СССР, находящаяся в зоне сочленения Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской мезгеосинклинальной складчатых систем [8].

Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия описаны в [4]. Отметим, что в качестве главных его подразделений выделены Тасканская и Рассошинская складчато-глыбовые зоны, отличающиеся друг от друга формационными рядами и особенностями морфологии структур. В строении Тасканской зоны, занимающей большую юго-западную часть поднятия, участвуют преимущественно карбонатные формации нижнего и среднего палеозоя, их разрезы непрерывные от нижнего ордовика до среднего триаса; среди складчатых структур преобладают брахиформные, среди разрывных — крутые сбросы и сбросо-сдвиги. В пределах Рассошинской зоны, расположенной в северо-восточной части поднятия, большую роль играют терригенные и вулканогенные формации палеозоя и мезозоя, фиксируется «каледонское» несогласие (выпадает большая часть силура), а структуры имеют особенности альпийской тектоники.

К настоящему времени на Омудевском поднятии выявлены стратиформные месторождения и рудопроявления свинца, цинка, меди и марганца (рис. 1). Кроме того, к типу стратиформных, по-видимому, относятся некоторые проявления вольфрама, ртути и других металлов. Стратиграфический диапазон оруденения в целом охватывает интервал от верхнего ордовика до верхней перми (рис. 2). Однако конкретные месторождения локализуются, как правило, на определенных стратиграфических уровнях.

Наиболее широко в пределах Омудевского поднятия распространены стратиформные проявления свинца и цинка, относящиеся к двум формационным типам: флюорит-свинцово-цинковому и колчеданно-полиметаллическому.

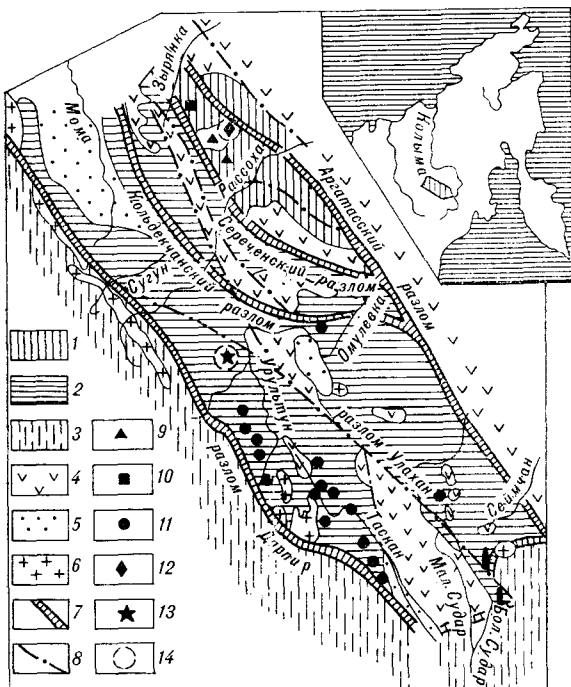


Рис. 1. Схема размещения стратиформных месторождений и рудопроявлений на территории Омудевского поднятия.

1—2 — Омудевское поднятие: 1 — эвгеосинклинальный комплекс Рассошинской структурно-формационной зоны (палеозой — нижний мезозой), 2 — мезгеосинклинальный комплекс Тасканской структурно-формационной зоны (палеозой — нижний мезозой); 3 — геосинклинальный (верхоянский) комплекс Иньяли-Дебинского синклинория (верхний триас — средняя юра); 4 — орогенный комплекс (верхи средней юры — нижний мел); 5 — комплекс постгеосинклинальных малозначительных впадин неоген-четвертичные отложения); 6 — позднемезозойские гранитоиды; 7 — разломы длительного развития; 8 — прочие разломы; 9—13 — стратиформные месторождения и рудопроявления: 9 — колчеданно-полиметаллические, 10 — медные, 11 — флюорит-свинцово-цинковые, 12 — марганцевые, 13 — вольфрамовые; 14 — предполагаемые месторождения.

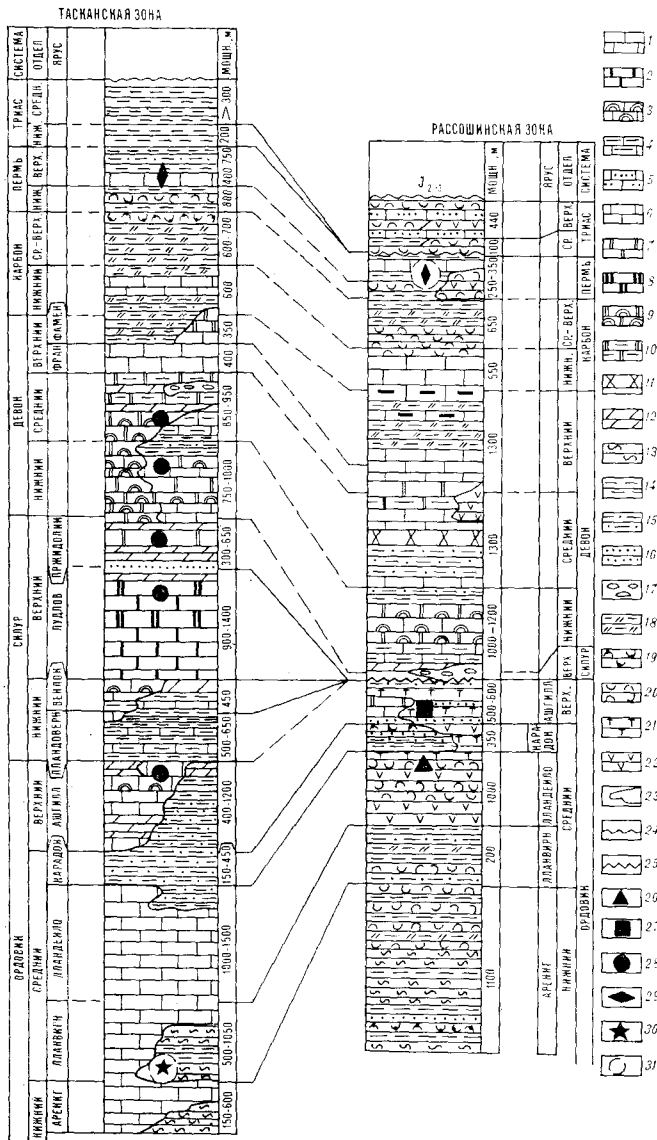


Рис. 2. Положение стратиформного оруденения в стратиграфическом разрезе Омулевского поднятия.

1—6 — известняки: 1 — пелитоморфные, 2 — мраморизованные, 3 — рифогенные (коралловые), 4 — глинистые, 5 — песчаные, 6 — окремненные и с включениями кремней; 7—10 — доломиты: 7 — тонкозернистые, 8 — мраморизованные, 9 — с остатками кораллов, 10 — глинистые; 11 — гипсы и ангидриты; 12 — мергели; 13 — филлитовидные глинистые сланцы; 14 — глинистые сланцы и аргиллиты; 15 — алевролиты; 16 — песчаники; 17 — конгломераты; 18 — кремнистые породы (кремнистые сланцы, фтаниты); 19 — туффиты; 20 — туфы; 21 — трахиты; 22 — базальты; 23 — границы литофаций; 24 — стратиграфические перерывы; 25 — структурные несогласия; 26—30 — стратиформные месторождения и рудопоявления; 26 — колчеданно-полиметаллические, 27 — медные, 28 — флюорит-свинцово-цинковые, 29 — марганцевые, 30 — вольфрамовые; 31 — предполагаемые месторождения.

## ФЛЮОРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Стратиформный характер флюорит-свинцово-цинкового оруденения Омулевского поднятия впервые обоснован П. Г. Губановым и В. М. Мерзляковым, выявившими в 1960 г. ру-

допроявление Битум-Сдвиг, приуроченное к доломитам среднего девона. Позднее Б. И. Мальковым, А. В. Сотниковым, Ю. А. Степановым, Б. А. Трухиным, Н. В. Хандожко и В. И. Шпикерманом аналогичные стратиформные проявления свинца и цинка обнаружены на обширных территориях в верховьях рек Таскан, Урультун, Ясачной и Омудевки. Изменились представления о возрастном диапазоне оруденения. К настоящему времени оно установлено на пяти стратиграфических уровнях: в тирехтасканской свите верхнего ордовика, в верхах бизонской и мирненской свит (обе — верхний силур), в баритовской толще нижнего девона и в эйфельско-нижнежизетских отложениях битумской толщи. Во всех случаях рудомещающие отложения перекрыты свитами или пачками карбонатно-глинистых пород. В объеме каждого из отмеченных уровней выделяется один или несколько минерализованных горизонтов.

Все известные на Омудевском поднятии флюорит-свинцово-цинковые месторождения и рудопоявления не обнаруживают никакой связи ни с магматическими образованиями, ни с какими-либо локальными тектоническими структурами. В то же время они сосредоточены исключительно в пределах Тасканской структурно-формационной зоны (см. рис. 1). В Рассошинской зоне такие объекты полностью отсутствуют, несмотря на наличие аналогичных по возрасту, а в некоторых случаях и по составу осадочных пород.

Наиболее изученным является Урультунское месторождение, большинство рудных тел которого приурочено к эйфельской пачке массивных доломитов мощностью 240 м. Оруденение многоэтажное. В различных сечениях выделяется от двух до шести минерализованных го-

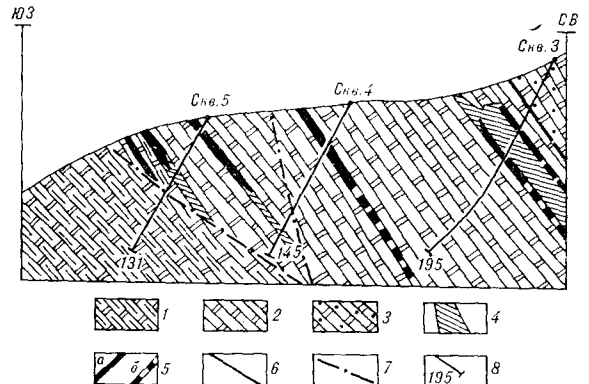


Рис. 3. Геологический разрез по буровому профилю в северо-западной части Урультунского флюорит-свинцово-цинкового месторождения.

1 — черные доломиты нижнего девона; 2 — серые и светлосерые доломиты эйфеля; 3 — пестрые мергели и доломиты живета; 4 — минерализованные горизонты; 5 — рудные тела (а — вскрытые, б — предполагаемые); 6 — границы литографических подразделений; 7 — разрывные нарушения; 8 — буровые скважины и их глубина, м.

ризонтов мощностью до нескольких метров и протяженностью до километра, иногда более. На основании проходки канав и буровых скважин установлено, что они представляют собой совершенно согласные тела с крутым наклоном (60—80°) на крыльях складок (рис. 3) и пологим залеганием в ядрах. Большая часть минерализованных горизонтов несет бедное вкрапленное оруденение, на фоне которого устанавливаются линзы богатых руд, выделяемых в качестве рудных тел.

Основные рудовмещающие породы рассматриваемых свинцово-цинковых месторождений — темно-серые тонкокристаллические брекчиевидные доломиты, предположительно диагенетические [9]. Кроме них на участках развития рудной минерализации устанавливаются светло-серые мраморовидные гидротермально-катагенетические доломиты и бурундучно-полосчатые («зебра») доломиты гидротермально-метасоматического происхождения. Широко распространены также брекчии, состоящие из обломков вмещающих доломитов, сцементированных «осветленным» тонкозернистым доломитовым материалом. Такие брекчиевые тела имеют форму внутрислоевых линз и более или менее изометричных гнезд. По всей вероятности, они являются продуктами деятельности подземных вод.

Вещественный состав неокисленных руд прост. Все полезные компоненты сосредоточены в галените, сфалерите и флюорите. В подчиненных количествах присутствует пирит. Нерудные минералы представлены доломитом, кальцитом, изредка кварцем; в небольших количествах постоянно присутствует антраксолит. Текстурно-структурные особенности руд свидетельствуют о формировании их путем метасоматического замещения вмещающих пород (вкрапленные, гнездовые, унаследованно-слоистые текстуры, метагернистые структуры) и заполнения полостей (кокардовые, друзовые текстуры, гипидиоморфно-зернистые структуры). Устанавливаются признаки преобразования рудного вещества при катагенезе (структуры пересечения стилолитовыми швами) и динамометаморфизме (катакластические структуры). Рудные залежи сопровождаются первичными ореолами рассеяния как со стороны лежачего, так и со стороны висячего бока. Вместе с тем отсутствует геохимическая специализация рудовмещающих отложений. Температура образования флюорит-свинцово-цинковых руд, определенная В. В. Ворцешневым (1983 г.) методом гомогенизации газовой-жидких включений, составляла 100—260°C.

Дать какую-либо однозначную генетическую трактовку рассмотренного оруденения пока сложно. Наиболее приемлемой мы считаем гипотезу формирования рудных залежей в па-

леоартезианском термальном бассейне в до-складчатый период. Роль процессов осадконакопления в рудообразовании остается неясной.

Перспективы открытия новых флюорит-свинцово-цинковых месторождений на Омудевском поднятии далеко не исчерпаны. Они могут быть обнаружены в верховьях рек Момы и Рассохи, где уже выявлены плиховые ореолы рассеяния галенита, сфалерита и флюорита. Нельзя исключить и нахождение стратиформного оруденения на новых, еще не известных уровнях. Так, в частности, оно может быть встречено в сопской и дарпирской свитах среднего ордовика под экранами перекрывающих их глинистых пород. Большие перспективы связаны с изучением широко распространенных на Омудевском поднятии рифовых построек и биогермных массивов в различных палеозойских толщах. В них могут быть обнаружены крупные компактные рудные залежи, аналогичные известным в северо-американских месторождениях Пайн-Попт [1] и в юго-восточной части штата Миссури [7].

## КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Первое проявление колчеданно-полиметаллических руд в рассматриваемом районе обнаружено в 1977 г. В. М. Мерзляковым на левобережье р. Булгут (руч. Догор). В дальнейшем В. И. Шпикерман (1983—1984 гг.) нашел ряд новых аналогичных проявлений и проследил рудоносный горизонт по простиранию к юго-востоку, в бассейн р. Серечен.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение встречено только в пределах Рассошинской структурно-формационной зоны (см. рис. 1). Оно приурочено к булгутской вулканогенно-осадочной толще, датированной по пайденным в ней остаткам граптолитов верхним лландейло-карадоком (см. рис. 2). Толща сложена туфами, туфобрекчиями и лавами трахибазальтов и трахитов с прослоями и линзами конгломератов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов. Все установленные проявления рудной минерализации локализованы в верхах толщи и образуют согласную с ее простиранием линейную зону протяженностью более 15 км. Строение рудоносной части разреза всюду примерно одинаково (снизу вверх):

1. Серо-зеленые туфоконгломераты с известковым цементом, которые по простиранию переходят в известняки, переполненные лапиллями и вулканическими бомбами, мощностью более 30 м.

2. Голубые туфобрекчии (песфитовые туфы) трахитов мощностью 15—75 м.

3. Зеленовато-бурые трахиты в виде одного или двух потоков общей мощностью до 12—20 м.

4. Черные глинистые сланцы и алевролиты мощностью более 50 м.

Рудная минерализация встречается только в слоях 2 и 3 и лишь в единственном случае зафиксирована в туфокогломератах слоя 1.

На наиболее изученном рудопроявлении Догор установлено два типа рудных тел: пластообразные залежи и жилы (рис. 4). Согласно пластообразные залежи приурочены к горизонту голубых туфобрекчий (слой 2), на фоне которых они выделяются более массивным сложением. Вмещающие породы местами интенсивно рассланцованы, а рудные пласты будинированы. Всего на участке пока выявлено два пластовых тела мощностью 0,7—1 м каждое, они сложены массивными сульфидными рудами. Жилы мощностью от 2—3 см до 1 м имеют кварц-карбонат-сульфидный состав и приурочены исключительно к трахитам слоя 3.

Главными в минеральном составе руд являются пирит, галенит, сфалерит, марказит, пирротин; редко халькопирит, магнетит. В целом сульфиды железа преобладают. Руды характеризуются сочетанием грубослоистой, вкрапленной, пятнистой прожилковой и брекчиевой текстур. Весьма характерны почковидные колломорфные агрегаты сульфидов железа ранних стадий рудообразования. Галенит и сфалерит составляют основную часть поздних минеральных ассоциаций.

Большая протяженность рудоносной зоны по простиранию свидетельствует о необходимости проведения в пределах этой зоны детальных поисковых работ. Обращает на себя внимание не совсем обычная для колчеданно-полиметаллического оруденения ассоциация со слабодифференцированной трахибазальтовой формацией. Однако последнее еще требует дополнительного изучения, так как в верхах ордовикского разреза могут быть обнаружены покровы кислых лав: вместе с базальтоидами в базальных

конгломератах верхнего силура — нижнего девона, перекрывающих со структурным несогласием дислоцированные толщи ордовика, найдены валуны липаритов.

## МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Как и рассмотренное выше колчеданно-полиметаллическое стратиформное медное оруденение Омудевского поднятия ассоциируется с ордовикскими осадочно-вулканогенными образованиями Рассошинской зоны. Впервые оно обнаружено в верховьях р. Агынджи геологами ПГО Аэрогеология (Е. П. Сурмилова и др., 1974 г.) в красноцветной толще, сопоставленной с мирненской свитой верхнего силура Омудевских гор.

Авторы настоящей статьи собрали в 1977 и 1984 гг. новый материал, позволивший уточнить строение и возраст рудоносной толщи. В ее составе преобладают лавы красных трахитов, буровато-зеленых трахиандезитобазальтов, образующих покровы мощностью от 10 до 30 м. Они перемежаются с туфами, алевролитами, песчаниками, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, доломитами и известняками; все породы окрашены в вишнево-красный или зеленовато-серый цвета. Общая мощность толщи 750—900 м.

О возрасте меденосной толщи пока следует говорить с осторожностью, хотя уже ясно, что она не имеет отношения к верхнему силуру. Из известняков, отобранных В. И. Шпикерманом в разрезе по р. Агындже, М. Х. Гагиеву удалось выделить остатки ордовикских конодонтов. Несколько южнее, в осадочно-вулканогенной толще, отнесенной Е. П. Сурмиловой к верхнему силуру, П. П. Лычагин обнаружил остатки граптолитов средне-позднеордовикского облика. Большое сходство рассматриваемых осадочно-вулканогенных образований с верхами сереченской толщи стратотипического района (левобережье р. Серечен) с учетом упомянутых палеонтологических данных дает основание условно относить их к верхнему ордовику, а стало быть, считать стратиформное медное оруденение несколько более молодым, чем колчеданно-полиметаллическое (см. рис. 2).

Медная минерализация фиксируется практически по всему разрезу красноцветной толщи, проявляясь по-разному. Устанавливаются следующие типы оруденения: 1 — сульфидная вкрапленность в основной массе и мицелинах трахибазальтов и трахитов в верхних частях покровов; 2 — сульфидная минерализация в цементе брекчиевидных лав афировых трахитов; 3 — прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в экстензивно-покровном теле андезитоацитов; 4 — выделения массивных

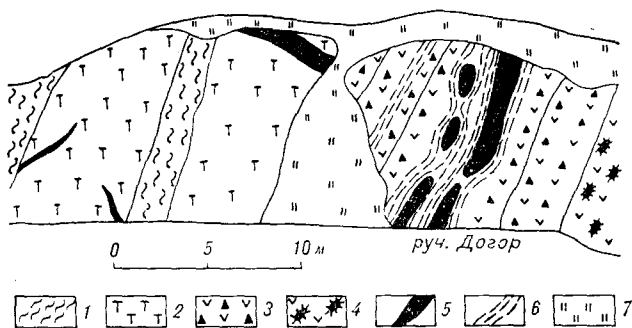


Рис. 4. Строение рудоносной пачки проявления Догор. 1—4 — верхняя часть булгутской толщи (карадок): 1 — черные глинистые сланцы, 2 — зеленовато-бурые трахиты, 3 — голубые туфобрекчии, 4 — серо-зеленые туфокогломераты; 5 — тела богатых сульфидных руд; 6 — сланцеватость; 7 — осыпи, деревья.



сульфидных руд в сильно измененных вулканитах; 5 — медистые песчаники с сульфидной минерализацией в цементе и обломочной фракции; 6 — прожилковая сульфидная минерализация в известняках и доломитах. Ведущим рудным минералом во всех перечисленных типах оруденения является борнит. В значительных количествах присутствуют также халькопирит и пирит.

Массивные борнит-халькопиритовые руды в коренном залегании не наблюдались, и о форме их выделения говорить пока трудно. Минерализация же остальных типов строго подчинена напластованию вмещающих пород. Весьма характерны двучленные меденосные залежи. Они наблюдаются в кровле потоков миндалекаменных лав и в перекрывающих их известняках, доломитах и песчаниках. Меденосные горизонты прослеживаются по простиранию на расстояние до 2 км. Для оконтуривания конкретных рудных тел необходимы большие объемы опробования.

Вопросы формационной принадлежности и генезиса рассматриваемых проявлений еще ждут своего разрешения. Однако уже сейчас можно говорить о тесной связи медного оруденения с ордовикскими вулканитами, что позволяет целенаправленно вести дальнейшие поисковые работы. Рудоносный может оказаться и девонская спилит-диабазовая формация Рассошинской зоны [6], в породах которой в 1984 г. В. И. Шпикерман обнаружил признаки медно-колчеданного оруденения.

## МАРГАНЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Коренные рудопроявления марганца на Омuleвском поднятии впервые выявлены в 1942 г. Л. С. Степаньковым. Детальным их изучением на двух участках в верховьях рек Лев. Лыглыхтах и Бол. Судар занимался в 1943—1944 гг. Л. И. Беляков (см. рис. 1).

Все выявленные рудопроявления марганца приурочены к низам вернепермской терригенно-карбонатной толщи мощностью 400—750 м. Ее породы характеризуются самым высоким в районе фоном марганца (0,3%), в 3,6 раза превышающим региональный кларк для данной территории (0,084%).

Оруденение в основном сосредоточено в пестроцветных (малиновых, зеленых, черных) глинистых и кремнисто-глинистых сланцах, переслаивающихся с алевролитами, туфопесчаниками, органогенными известняками. Рудоносная пачка мощностью 150—200 м согласно перекрывает нижнепермские глинистые сланцы, песчаники, тефроиды, туффиты. По данным Л. И. Белякова (1944 г.), большинство рудных тел имеет форму согласных линз мощностью

от 0,02 до 1,5 м и протяженностью от 0,3 до 6,9 м. Они образуют несколько рудоносных горизонтов мощностью от 10 до 25 м и протяженностью по простиранию до 2,4 км. Текстура руд слоистая, реже конкреционная, оолитовая и сферолитовая. Основным рудным минералом является родохрозит (до 63%), изредка встречаются пиролюзит и родонит; кроме них присутствуют анкерит, мезитит и барит. В некоторых родохрозитовых линзах встречены остатки двустворок, что наряду с другими признаками указывает на осадочное происхождение марганцевых руд. Вблизи раннемеловых гранитоидных массивов Туоннах и Большой Каньон марганценозные отложения подверглись метаморфизму: в составе руд установлены пьомонит, апатит, кварц и другие минералы. В зоне окисления по первичным рудам образуются пиролюзит, псиломелан, вернадит, лимонит. Содержание окиси марганца в первичных рудах колеблется от 2,5 до 65%, во вторичных достигает 57%.

Марганценозные отложения известны не только в рассматриваемом районе. Они отмечались геологами в бассейнах рек Таскап, Сеймчан и по притокам р. Колымы ниже пос. Сеймчан. Обломки окисленных руд марганца найдены Б. В. Пепеляевым на р. Булкут. Во всех случаях оруденение ассоциируется с каменноугольно-пермской кремнисто-сланцевой формацией, в образовании которой определенную роль сыграли процессы подводного вулканогенного седиментогенеза [4].

## О ВОЗМОЖНОСТИ ОТКРЫТИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРУГИХ МЕТАЛЛОВ

Известные на Омuleвском поднятии проявления вольфрама, ртути и некоторых других металлов также могут оказаться стратиформными. Особенно большой интерес в этом отношении представляет район развития богатых шлиховых ореолов шеелита по руч. Мокрому на левобережье р. Омuleвки. Они зафиксированы в современном аллювии речной сети, размывающей терригенную мокринскую свиту среднего ордовика в ядре антиклинальной складки. По данным Н. В. Хандожко (1981 г.), известково-глинистые сланцы и филлиты здесь интенсивно пиритизированы и пронизаны кварцевыми прожилками. Предполагается, что на этой территории (см. рис. 1) может быть выявлено стратиформное месторождение шеелит-сульфидно-кварцитового типа [2].

Широко распространенные на Омuleвском поднятии рудопроявления ртути нередко локализируются в карбонатных палеозойских толщах, перекрытых экранами глинистых пород. В ря-

де случаев удается установить, что не представляющие сами по себе практического интереса проявления ртути входят в состав пластообразных залежей с прожилково-вкрапленным оруденением. Фактор литологического и стратиграфического контроля ртутного оруденения, к сожалению, до сих пор недооценивался при проведении поисковых и разведочных работ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ стратиформной рудоносности Омuleвского поднятия, основанный на многолетних исследованиях, позволяет сделать следующие выводы:

Омuleвское поднятие — крупный район развития стратиформного оруденения, основные особенности которого могут быть свойственны другим сходным структурам мезозойд Северо-

Востока СССР, а именно — Приколымскому, Тас-Хаяхтахскому, Селенныхскому и Улахан-Тасскому поднятиям.

Характер пространственного размещения стратиформных проявлений разных металлов на территории Омuleвского поднятия подчинен общей структурно-формационной зональности, выявленной в его пределах. Тасканской миогеосинклипальной зоне свойственно оруденение сиалического профиля, а Рассошинской, несущей черты эвгеосинклипального развития, — фемического.

Все стратиформное оруденение района ассоциируется с доорогенными формациями, накопившимися в пределах древней континентальной окраины на ранних стадиях развития мезозойд. Оно образовано в результате неоднократно проявившихся и сложно сочетавшихся между собой осадочных, диагенетических, гидротермальных и метаморфических процессов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. А., Дзоценидзе Г. С. и др. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. — Геол. руд. месторожд., 1973, № 2.
2. Денисенко В. К., Рундквист Д. В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — Сов. геол., 1977, № 6.
3. Карпушин А. М. Стратиформные месторождения цветных металлов. — Л.: Недра, 1974.
4. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). — М.: Наука, 1971.
5. Попов В. В., Яковлев Г. Ф. Полигенные стратиформные месторождения руд цветных металлов. — В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984.
6. Савосина А. К., Натанов и др. Сплит-диабазовая

формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.

7. Снайдер Ф. Г., Гердман П. Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М.: Мир, 1972.
8. Шило Н. А., Бабкин П. В. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока Советской Азии. — В кн.: 25-й Междунар. геол. конгресс. Тектоника и структурная геология. Палеотология. М.: Наука, 1976.
9. Шпикерман В. И. О природе доломитов в девонских отложениях Урультуно-Тасканского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Кн. изд-во, 1980.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 553.411

Р. А. Еремин, В. Г. Шахтыров

## ТИПИЗАЦИЯ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ОБСТАНОВОК ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОКВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Показана определяющая роль в структурообразовании юго-восточного фланга Яно-Колымской складчатой системы горизонтальных знакопеременных тектонических напряжений. На этой основе выделены различные

Месторождения Яно-Колымского золотоносного пояса, относящиеся к золотокварцевой формации, характеризуются региональной ус-

кинематические типы магматогенно-рудных узлов и рудных полей, различающихся масштабами оруденения.

тойчивостью одного из ее главных вещественных признаков — существенно кварцевого малосульфидного парагенезиса. Этой формации

присущи и такие отчетливые признаки, как отсутствие зональности в распределении минеральных ассоциаций, отдельных минералов и их свойств по вертикали, однотипность физико-химических параметров минералообразующих сред, отсутствие четко фиксированного положения золота в рудах в пространственно-временном отношении. Общность и неконтрастность перечисленных особенностей определяют известную сложность исследования этих объектов и вместе с тем отражают устойчивость основных рудоконтролирующих факторов, создавая возможность разработки единого для всей территории комплекса прогностико-оценочных критериев оруденения.

Для теоретических предпосылок локального прогноза первоочередное значение имеет выявление закономерностей размещения и формирования разномасштабных рудных объектов в общей системе взаимосвязанных геологических тел разных классов. Мировая практика разведки и эксплуатации золоторудных месторождений содержит многочисленные примеры успешной оценки масштабов их запасов за счет оперативного установления объемного образа модели месторождения. Последнее, в свою очередь, во многом зависит от знания типовых геолого-структурных обстановок проявления золоторудной формации.

Золоторудные месторождения Яно-Колымского золотоносного пояса в свое время были разделены Л. В. Фирсовым на восемь структурно-морфологических типов [10]. Не умаляя научного и практического значения этой классификации, построенной на большом эмпирическом материале, следует все же признать небольшую прогностическую эффективность формальных систематик подобного типа, не учитывающих генетических аспектов развития структур. Каждый из выделенных Л. В. Фирсовым структурно-морфологических типов месторождений — конкретный, «эталонный» золоторудный объект, поэтому применение данной систематики сводится к поиску тождественных по морфологическим признакам объектов. В связи с этим авторы попытались произвести типизацию структурных обстановок золото кварцевой формации на основе динамокинематического анализа разломов и складчатости, т. е. дошли к исследованию структурообразующих факторов с исторических позиций.

Результаты изучения тектоники Яно-Колымской складчатой системы содержат многочисленные доказательства формирования складчатости и разрывных нарушений в условиях общего горизонтального сжатия, т. е. в режиме сдвиговых и взбросовых деформаций [5, 7]. Факты широкого проявления сдвиговой тектоники в пределах Иньяли-Дебинского синклинали и Аяц-Юряхского антиклинория нашли

убедительное подтверждение при детальном структурном исследовании на золоторудных полях. Модель сдвигового механизма позволяет связать воедино все основные структурные и вещественные производные геотектонического развития складчатой системы и рассматривать золоторудные образования в динамической связи с формированием складчатости, разломов и магматических тел в пределах всей металлогенической провинции. В результате появляется возможность установить определенную зависимость между деформационной структурой сдвиговой зоны, положением и композицией в ней золоторудных объектов, их количеством и распределением по крупности.

Во всех разработывавшихся для Северо-Востока металлогенических концепциях особое внимание уделяется контролю рудных поясов (зон) разломами. Главная рудоконтролирующая роль в Яно-Колымском поясе отводится глубинным разломам северо-западного простирания. Эти нарушения являются древними образованиями, фиксирующими еще раннепалеозойские расколы фундамента и ограничивающими структурно-фациальные зоны позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления [2, 6]. В период орогенного сжатия северо-западные разломы, образующие систему сближенных субпараллельных разрывов (Чай-Юрьинский, Бургадинский, Кунтук-Дебино-Умарский и др.), проявились как отчетливо картируемые сдвиги. Кинематически сопряженные с ними субширотные сдвиги такой же протяженности геологическими методами не выявлены и лишь предполагаются на основании наличия колесообразных изгибов складчатых структур и результатов статистического анализа замеров мелкой трещиноватости [5]. Следовательно, пространственная ориентировка и местоположение северо-западных сдвигов, протягивающихся на сотни километров, обусловлены не столько региональным сжатием территории в период орогенеза, сколько унаследованным их развитием.

О характере деформаций межсдвиговых блоков можно сказать следующее. В условиях орогенного сжатия эти блоки подверглись упруговязким (разломно-складчатым) дислокациям, в ходе которых образовались системы сопряженных диагональных сдвигов, ограниченных по протяженности главными разломами. Поскольку региональное сжатие далеко не всегда было нормальным по отношению к простиранию структурно-фациальных зон (о чем свидетельствует диагональная ориентировка складчатости), одна система сдвигов формировалась в режиме растяжения, а другая, сопряженная с ней, — в режиме сжатия. Существенные коррективы в кинематические схемы развития разломов Иньяли-Дебинского синклино-

рия и Аян-Юряхского антиклинория в плане оценки структурной неоднородности геологической среды рудообразования вносит выявленный авторами знакопеременный режим горизонтальных движений.

В юго-восточном направлении линейные структуры Яно-Колымской складчатой системы торцово сочленяются со структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В области сочленения выделяются крупные субизометричные участки брахиформной складчатости, как бы окаймленные по периферии линейными складками. По своему происхождению они, вероятно, относятся к своеобразным поворотным (вихревым) структурам, возникшим под влиянием горизонтальной компоненты тектонических движений в вулканогенном поясе [9]. Эти структуры граничат с областью линейной складчатости Яно-Колымской системы по субширотным взбросо-надвигам. Контроль золотого оруденения в зоне торцового сочленения структур линейной и брахиформной складчатости осуществляется как системами взбросо-надвигов, так и разломами в апикальных частях брахиантиклиналей.

Таким образом, с учетом динамики формирования и масштабов развития рудоконтролирующих систем дизъюнктивов можно выделить следующие основные типы структурных обстановок золотого оруденения, проявляющиеся в конкретных геологических условиях: рудные поля в зонах северо-западных глубинных разломов (глубинных сдвигов) Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юряхского антиклинория; в системах сопряженных ортогональных сколов (сдвигов) межразломных структурно-фациальных зон (при нормальной ориентировке сжатия к сдвигам добавляется еще система поперечных трещин растяжения); во взбросо-надвиговых зонах, разделяющих районы линейной и брахиформной складчатости; в разломных структурах апикальных частей брахиантиклинальных складок районов пологих дислокаций.

### **СТРУКТУРНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЗОЛОТОКВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ ГЛУБИННЫХ СДВИГАХ**

В современном эрозионном срезе северо-западные сдвиги как отчетливые дизъюнктивы проявляются лишь на отдельных участках. В большинстве случаев они фиксируются по косвенным структурным признакам, которые проявляются по-разному в зависимости от амплитуды сдвига. Поскольку при движениях по разломам деформируются и прилегающие к ним блоки, амплитуды сдвигов могут быть

охарактеризованы лишь косвенно, в сравнительном плане их можно определить как существенные, умеренные, малые. На отдельных участках разломов сдвигание отсутствует.

Теоретические структурные модели разломов, возникающих при вертикальных и горизонтальных движениях, в настоящее время разработаны достаточно полно на основании экспериментов на глине и других материалах, а также на основании наблюдений за разломообразованием при современных катастрофических землетрясениях [1, 3]. Принципиальные пространственные соотношения складок, трещин сжатия и растяжения в моделях сдвигов показаны на рис. 1.

В многочисленных экспериментах, имитировавших сдвиговые деформации, выявилась важная закономерность — дискретный характер распределения трещиноватости вдоль разлома [3]. Классической формой последнего являются эшелонные трещины растяжения (или микроподвигов), ориентирующиеся к генеральному направлению разлома под острым углом ( $30-35^\circ$ ) и группирующиеся в своеобразные узлы. В верхнем течении р. Колымы такой дискретный, узловый характер трещиноватости отчетливо устанавливается в пределах всех северо-западных глубинных сдвигов. Интересно, что регулярное чередование узлов происходит через равные промежутки — обычно это первые десятки километров. В результате комплексного структурного анализа ареалов магматизма удалось показать, что с узлами трещиноватости, закономерно рассредоточенными по простиранию глубинных сдвигов, также закономерно совпадают узловые сгущения магматических тел, что позволяет рассматривать их одновременно и как локальные очаговые структуры, а в конечном итоге как тектономагматогенно-рудные узлы [4].

В зависимости от относительной амплитуды сдвига в зонах северо-западных, глубинных разломов намечаются следующие кинематические типы тектономагматогенно-рудных узлов (ТМРУ).

*Малые амплитуды сдвига.* В наиболее типичном выражении эта геодинамическая обстановка проявилась на Утинском узле (Среднекано-Штурмовской глубинный сдвиг). В плане ТМРУ рассматриваемого типа может быть очерчен как область развития совмещенных в пространстве *s*-образных свит и даек и *g*-образных массивов или цепочек гранитоидных тел (рис. 2). Размеры таких рудоносных структур достигают  $60 \times 30$  км (длинная ось ориентирована по простиранию разлома).

Самые ранние магматические образования узла — дайки нера-бохапчинского комплекса — составляют компактную свиту *s*-образной конфигурации протяженностью до 30 и шириной

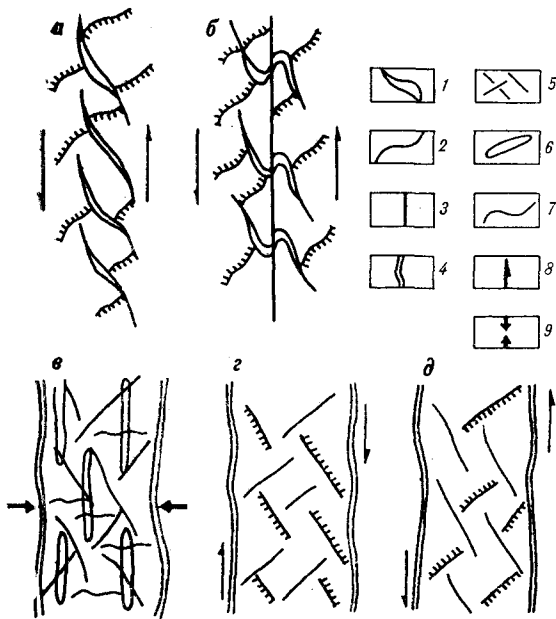


Рис. 1. Принципиальные кинематические модели деформаций в глубинных сдвигах (а, б) и межсдвиговых блоках (в, г, д).

Глубинные сдвиги с малыми (а) и существенными (б) амплитудами сдвижения. Складчато-разрывные деформации межсдвиговых блоков в условиях нормального (поперечного) сжатия (в), правого (г), левого (д) сдвигов. 1 — эшелонированные трещины растяжения; 2 — взбросы и местные надвиги (на ранних этапах деформаций — складки); 3 — центральный сдвиговый шов; 4 — условные линии глубинных сдвигов, ограничивающих блоки; 5 — диагональные сколы (сдвиги); 6 — складки; 7 — поперечные трещины растяжения; 8 — направление сдвижения; 9 — ориентировка поперечного сжатия. Использованы материалы М. Газовского, Г. Клооса, В. Буртмана, В. Уткина и др.

2—4 км. Небольшой разворот свиты относительно простирания разлома по часовой стрелке указывает на внедрение даек в трещины растяжения при правых смещениях. Ориентировка складчатости также согласуется с кинематической моделью правого сдвига — оси складок простираются под углом к направлению глубинного сдвига, с поворотом против часовой стрелки.

Зеркально отраженный структурный рисунок следующего по времени басугуньинского комплекса характеризует уже условия левого сдвига. В результате трансформации полей напряжений при смене знака горизонтальных движений ранние дайки нера-бохалчинского комплекса оказались в обстановке сжатия, подвергшись дроблению, рассланцеванию, будинированию, и именно при сжатии в них сформировались системы рудовмещающих диагональных трещин растяжения. Золотое оруденение, как правило, не распространяется за пределы даек и локализуется преимущественно в межбудинных шейках и центральных частях будин.

В соответствии с симметрией *s*-образных трещинных систем, т. е. наличием двух зеркально отраженных их изгибов, в строении ТМРУ

участвуют два рудных поля, приуроченных к участкам максимального изгиба *s*-образных свит ранних даек. Парные рудные поля устанавливаются практически во всех типах тектономагматогенно-рудных узлов, локализуясь в северо-западных сдвигах.

*Умеренные амплитуды сдвижения.* Такую структурную обстановку можно наблюдать в Омчакском узле, расположенном в зоне Тенькинского глубинного сдвига (рис. 3, а). В условиях умеренных амплитуд эшелоны *g*-образных трещин растяжения, возникающих на начальном этапе сдвиговых дислокаций, расчленяются более или менее отчетливо намечающимся центральным сдвиговым швом на две составляющие, т. е. проявляются первые признаки смещений по продольным линиям разрывов. Однако центральный сдвиговый шов еще не является непрерывным разломом, а состоит из эшелона сравнительно прямолинейных трещин скола общей протяженностью до 5 км. Каждая из этих трещин, в свою очередь, представлена эшелонами трещин более мелкого масштаба. Взаимоотношения трещин в эшелонах отвечают деформации левого сдвига. Этой же динамической обстановке соответствует и разворот *g*-образных трещинных структур растяжения против часовой стрелки относительно центрального сдвигового шва. Ранние дайки диоритов и диоритовых порфиров занимают только часть трещин растяжения диаго-

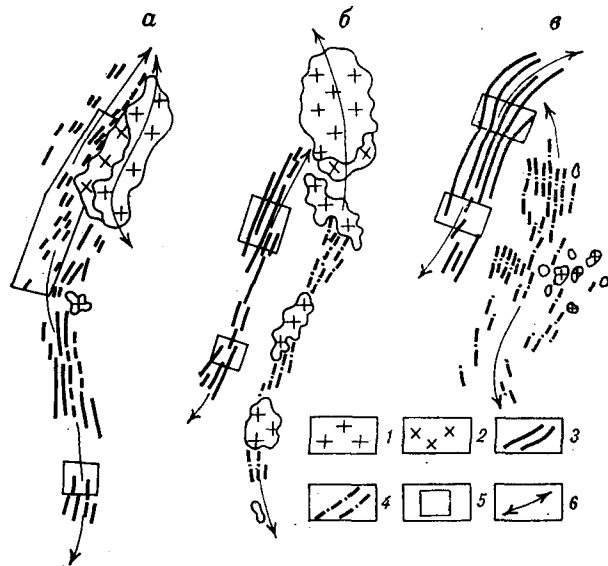


Рис. 2. Пространственные взаимоотношения ранних и поздних магматических фаз в тектономагматогенно-рудных узлах Среднеканско-Штурмовского глубинного сдвига (малые амплитуды сдвижения).

а — Ат-Юрях-Штурмовской, б — Утинский, в — Среднеканский узлы. 1 — Гранодиориты и граниты; 2 — диориты; 3 — ранние догранитные дайки диоритов, диоритовых порфиров, реже кварцевых порфиров; 4 — дайки-сателлиты гранитоидных массивов; 5 — рудные поля; 6 — осевые части *s*-образных и *g*-образных трещинных систем.

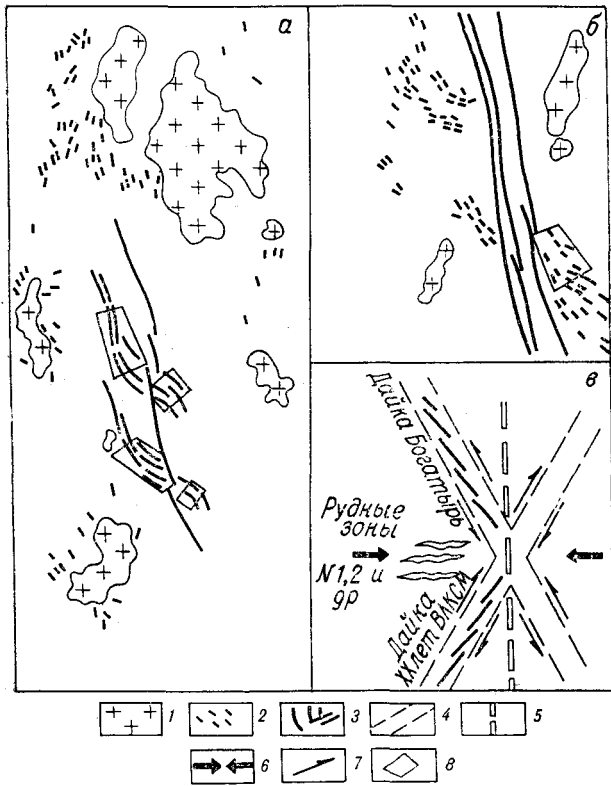


Рис. 3. Пространственные взаимоотношения разломов и магматических тел в тектономагматогенно-рудных узлах северо-западных глубинных сдвигов.

а — Омчакский узел (умеренные амплитуды сдвига); б — Чай-Юрьинский узел (существенные амплитуды сдвига); в — принципиальная схема Малдыакского узла (отсутствие сдвига). 1 — Гранитоидные массивы и штоки; 2 — дайкисателлиты (а) и ранние догранитные дайки (б); 3 — разломы; 4 — сколовые зоны; 5 — проекция на поверхность сдвигового шва; 6 — ориентировка растяжения; 7 — направление сдвига; 8 — рудные поля.

нальных  $\sigma$ -образных структур и продольного сдвигового шва.

Для формирования ТМРУ рассматриваемого типа также характерны смена знака горизонтальных движений между внедрением ранних диоритовых и поздних гранитных фаз и локализация оруденения в структурах, испытавших сжатие при смене знака движений. Однако в отмеченной геодинамической обстановке масштабы структурной обеспеченности рудообразования гораздо более значительны, нежели в предыдущем случае, поскольку к диагональным  $\sigma$ -образным трещинным структурам здесь добавляются достаточно проницаемые для рудоносных растворов эшелонированные трещины растяжения центрального сдвигового шва.

**Существенные амплитуды сдвига.** Этот тип геолого-структурной обстановки в наиболее общем виде может характеризовать пока единственный узел — Чай-Юрьинский. Характерная особенность его тектонического строе-

ния — наличие отчетливо выраженного продольного сдвигового шва, в зоне которого наблюдаются практически все формы динамометаморфизма осадочных толщ. Геометрический рисунок распределения диагональных свит даек, располагающихся по обе стороны сдвигового шва, линейно вытянутых штоков и небольших интрузивных массивов, позволяет реконструировать тот же тип кинематических условий их формирования, что и в пределах Омчакского узла (см. рис. 3, б). Свиты даек, ориентируясь к центральному сдвиговому шву под углом  $30-35^\circ$  с разворотом против часовой стрелки, фиксируют обстановку растяжения при левосторонних горизонтальных движениях, а ортогональные трещины растяжения с телами гранитоидов повышенной основности — при правосторонних.

Пространственное положение рудных полей в рассматриваемом типе ТМРУ определяется участками примыкания к центральному сдвиговому шву ранних (левосдвиговых) диагональных трещин оперения, одна часть которых может быть заполнена дайками с наложенной золоторудной минерализацией, другая — непосредственно вмещать кварцевые жилы. Слабая проницаемость зоны центрального сдвигового шва в условиях пластического течения осадочного материала, а также рассредоточенность рудовмещающей трещиноватости по площади узла обуславливают невысокую степень структурной обеспеченности рудообразования в ТМРУ данного типа и, как следствие этого, малые параметры рудных тел. Однако присутствие значительного количества таких тел способствовало проявлению россыпной золотоносности.

**Отсутствие сдвига.** В этой динамической ситуации сформировалась структура Малдыакского узла (Бургандинский глубинный разлом). Анализ геометрического рисунка рудовмещающей трещиноватости показал, что вектор максимального сжатия здесь был горизонтальным и ориентированным к зоне разлома перпендикулярно. В результате такого сжатия возникли две системы сопряженных диагональных сколов (сдвигов) — правых и левых — и система трещин отрыва, параллельных вектору сжатия (см. рис. 3, в). По-видимому, трещинообразование началось с формирования системы диагональных сколов, которые в значительной степени были заполнены дайками. В поперечных трещинах растяжения магматические образования развиты локально. Рудные тела в сдвигах представлены, как правило, оруденелыми маломощными дайками, эшелонированно заходящими друг за друга. В трещинах растяжения это очень сложные по морфологии системы мелких кварцевых прожилков, комбинирующиеся с короткими кварцевыми жилами

и линзами. Такие системы имеют очень нечеткие границы и небольшую протяженность.

Геодинамические типы тектономагматогенно-рудных узлов, выделенные по признаку различия амплитуд горизонтального смещения, формируются в то же время в различных условиях поперечного сжатия, возникающего в силу криволинейности крупных зон разрывов [3]. Именно влиянием таких динамических факторов, как амплитуды горизонтальных смещений и величины поперечного сжатия, объясняется в конечном счете все разнообразие структурно-морфологических типов золоторудных месторождений, обычно сводящееся к широко известной схеме: жилы — минерализованные зоны — рудоносные дайки [8, 10, 11].

Несмотря на то что степень поперечного сжатия, так же как и амплитуда сдвига, определяется лишь качественно (интенсивная, умеренная, слабая), каждая из соответствующих обстановок может быть охарактеризована достаточным количеством структурных признаков. Интенсивное сжатие, к примеру, обуславливает формирование мощных и протяженных зон дробления и смятия, интенсивной приразломной складчатости, горстовых и горст-антиклинальных структур при слабом проявлении даек магматических пород. Наиболее благоприятны для месторождений умеренные амплитуды сдвига и интенсивное поперечное сжатие. При слабом или очень слабом сжатии зоны дробления практически не формируются, но эти условия весьма благоприятны для внедрения протяженных даек.

## ДРУГИЕ СТРУКТУРНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЗОЛОТОКВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

В условиях регионального орогенного сжатия блоков, заключенных между северо-западными сдвигами, помимо складок возникают закономерные системы разломов. Одна из систем, как уже отмечалось, представлена диагональными правыми и левыми сдвигами, другая — поперечными к вытянутости блоков трещинами растяжения. В зависимости от ориентировки вектора максимального сжатия наиболее отчетливо выраженными оказываются одна из диагональных или поперечная система разломов (см. рис. 1, *в—д*). По простиранию межсдвиговых блоков хорошо заметна перемежаемость участков с различными интенсивностью и ориентировкой регионального сжатия, которые определяются по преобладающей диагональной ориентировке свит даек, золоторудных зон и гранитоидных массивов (случай их поперечной ориентировки единичны).

Принципиальных различий между рассматриваемой группой разломов и северо-западными сдвигами в плане их внутреннего строения не наблюдается. Однако важно подчеркнуть, что размеры золоторудных полей в разломах структурно-фациальных зон обычно на порядок ниже, чем в северо-западных глубинных сдвигах. Близкими по масштабу рассматриваемые объекты могут быть только в том случае, если сопоставлять самые благоприятные структурно-динамические обстановки в межсдвиговых блоках (умеренное сдвигание и интенсивное сжатие) с самыми неблагоприятными обстановками в северо-западных глубинных сдвигах (малые амплитуды сдвига в условиях растяжения). Меньшая значимость этих объектов при прочих равных условиях предопределяется относительно малой протяженностью диагональных и поперечных разломов (50—70 км), умеренной глубиной заложения, наличием поперечных ограничений их простирания.

Рудоносными структурами зон взбросо-надвигов являются резко асимметричные брахиантиклинали, сформированные в межсдвиговых блоках. Золотое оруденение локализуется преимущественно в системах северо-восточных и субширотных трещин и разломов, особенно интенсивно проявленных в апикальных частях складок. Рассредоточенность по площади, наклонный характер и малоглубинность рудоконтролирующих взбросо-надвигов, ограниченная протяженность рудных полей апикалями брахискладок — далеко не полный перечень факторов, уменьшающих вероятность формирования более значительных золоторудных месторождений. Это же характерно и для районов пологих дислокаций. Еще большая рассредоточенность трещиноватости, отсутствие протяженных и долгоживущих глубинных разломов, исключительный контроль оруденения апикальными частями симметричных брахиантиклиналей, в каждой из которых ориентировка рудных зон и полей различна, сужают круг возможных структурных предпосылок для формирования в такой обстановке объектов менее значительных.

## ВЫВОДЫ

Основные закономерности формирования и пространственного положения золотого оруденения Яно-Колымского пояса обусловлены прежде всего динамикой развития крупных сдвиговых зон. Разномасштабные золоторудные узлы и поля связаны с развитием северо-западных глубинных разломов, разломов структурно-фациальных зон, субширотных систем взбросо-надвигов и трещиноватости в брахиантиклиналях районов пологих дислокаций.

Главные структурно-морфологические особенности золоторудных объектов и масштабы структурной обеспеченности рудообразования в зонах рудоконтролирующих разломов определяются соотношением амплитуд сдвига и величины поперечного сжатия. В историческом плане рудоконтролирующие разломы разных рангов Яно-Колымской складчатой системы развивались в знакопеременном сдвиговом режиме. Это положение позволило выявить закономерную пространственную разобщенность магматических очагов в северо-западных глу-

бинных сдвигах и показать пространственно-временное отношение оруденения к отдельным фазам магматизма.

Каждой конкретной структурной обстановке соответствуют определенные классы крупности золоторудных объектов или, иначе, разномасштабные типы разломов контролируют формирование разномасштабных золоторудных объектов с определенными в каждом случае качественными и количественными характеристиками.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В. С., Лукьянов А. В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: ГИН АН СССР, 1963.
2. Ващиллов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканогенного пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным).— Сов. геол., 1963, № 4.
3. Гзовский М. В. Механизмы формирования сложных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, 1956, № 7.
4. Гончаров В. И., Еремин Р. А. и др. Геологические модели золото- и сереборудных формаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
5. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой.— М.: Наука, 1979.
6. Измайлов Л. И., Чехов А. Д. Главнейшие системы разрывных нарушений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1971.
7. Мерзляков В. М. О рудоконтролирующих структурах Тас-Кыстабытского оловорудного района (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 4.
8. Скорняков П. И. Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 4. Магадан, 1949.
9. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
10. Фирсов Л. В. Главнейшие структурно-морфологические типы золоторудных месторождений Яно-Колымского золотоносного пояса. Магадан, 1957 (Тр. ВНИИ-1. Геология. Вып. 27).
11. Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1960 (Тр. ВНИИ-1. Геология. Вып. 63).

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 552.2+553.3/4(571.5)

Р. Б. Умитбаев, А. А. Сидоров, А. П. Соболев, Ю. П. Скибин

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С КИСЛЫМ МАГМАТИЗМОМ

На основании сравнительного анализа зональности кислого магматизма и оруденения сделан вывод о наличии между ними парагенетических связей и принадлежности последнего к единому рудноформационному ряду. Металлогеническая зональность Охотско-Чаунской области в целом согласуется с моделью зональности над зоной Беньофа, хотя для ряда районов

она имеет более сложный облик. Особенности гранитоидного магматизма и оруденения конкретных районов области в значительной мере обусловлены спецификой строения и металлогении субстрата. Специфическим металлогеническим элементом области является Омсукчанская впадина, имеющая рифтогенную при-

В последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о значительной роли гранитоидного (и риолитоидного) магматизма в формировании различного эндогенного оруденения [4, 5, 11 и др.] на Северо-Востоке СССР. Поскольку это положение имеет чрезвычайно важное значение для практики по-

исков, то в настоящей работе предпринята попытка обосновать его методом сравнительного анализа региональной зональности корового магматизма и оруденения эпохи позднемезозой-кайнозойской тектономагматической активизации.



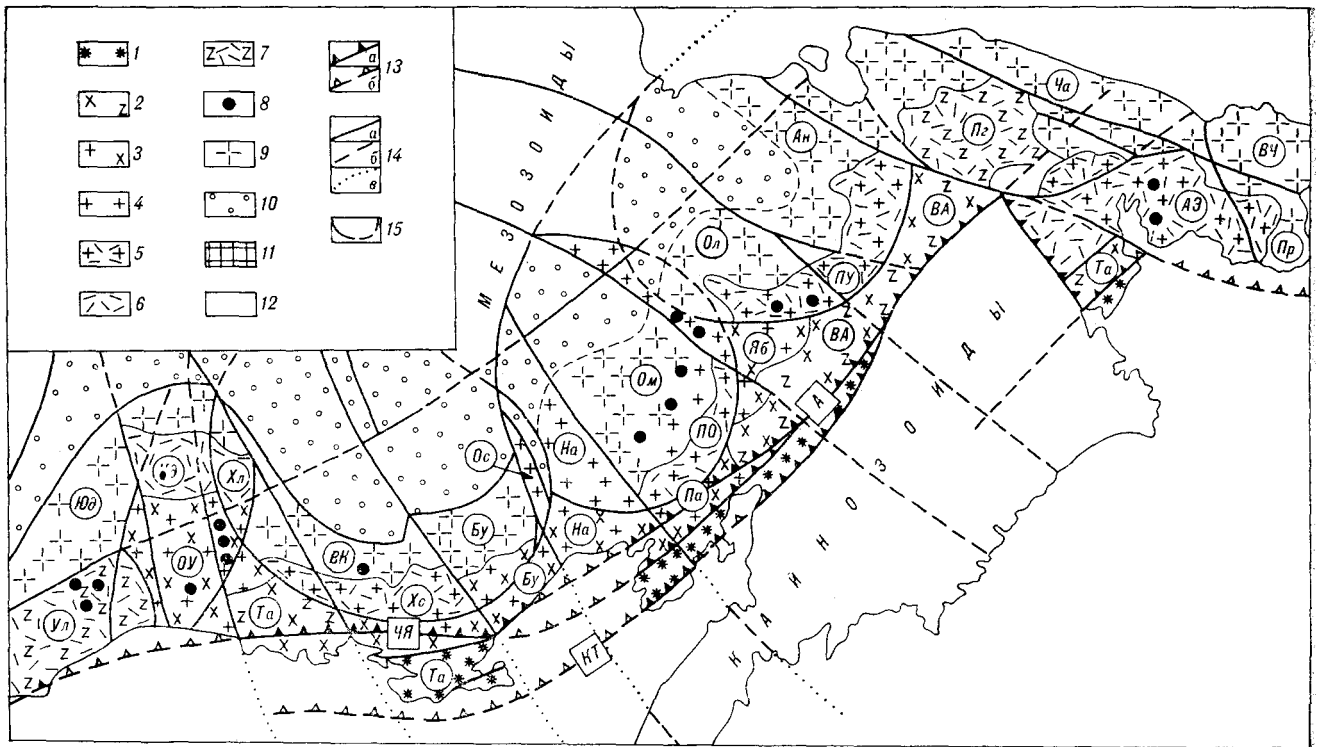


Рис. 1. Схема районирования и размещения гранитоидно-риолитоидных магматических комплексов и формаций Охотско-Омолонно-Чукотской тектономагматической системы.

1—8 — комплексы и формации вулканической зоны (Охотско-Чукотского пояса): 1 — тоналит-гранодиоритовый, 2 — дацит-липарит-гранодиорит-гранитовый комплексы, 3 — гранодиорит-гранитовая и лейкогранитовая, 4 — лейкогранитовая формации, 5 — липарит-лейкогранитовый комплекс, 6 — липаритовая, 7 — липаритовая и липаритодацитовая формации, 8 — граносиенитовая формация и трахилипарит-граносиенитовый комплекс; 9 — лейкогранитовый комплекс перивулканической зоны; 10 — криптовулканическая зона с возможным дайковым магматизмом; 11 — край Сибирской платформы; 12 — «неактивизированные» структуры мезозой и кайнозой; 13 — главные швы (а — установленные, б — предполагаемые) палеосейсмофокальной зоны; ЧЯ — Челомдзя-Ямский, КТ — Кони-Тайгоносский, А — Анадырский; 14 —

главные линейные и дуговые разломы (а) и их предполагаемое продолжение на континентах (б) и в акваториях морей (в); 15 — границы главных структурных элементов Охотско-Омолонно-Чукотской системы (установленные и предполагаемые).

Названия структурных элементов Охотско-Чукотской области. Вулканическая зона (Охотско-Чукотский пояс). Внутренние вулканогенные дуги: Та — Тауйская, ВА — Верхне-Анадырская; внешние вулканогенные дуги: Хс — Хасьинская, Хл — Халканская, ПО — Приомолонская, ПУ — Пеледоно-Угатвинская. Вулканогенные прогибы: Ул — Ульяновский, Кд — Кудусунский, Пг — Пегтымельский, АЭ — Амгуэмо-Эргувеемский; плутоногенные поднятия: ОУ — Охотско-Ульбейское, Бу — Буюндинское, На — Наяханское, Па — Пареньское, Яб — Яблонское, Та — Танорерское, Пр — Провиденское. Перивулканическая зона и ее секторы: Юд — Юдомский, ВК — Верхне-Кольимский, Бу — Буюндинский, На — Наяханский, Ом — Омолонский, Ол — Олойский, Ан — Анюйский, Ча — Чаунский, ВЧ — Восточно-Чукотский, Омсукчанская рифтогенная впадина — Ос.

Как показано ранее [18, 20 и др.], региональной геоструктурой, сформировавшейся в указанную эпоху на Северо-Востоке СССР, является Охотско-Омолонно-Чукотская система (ООЧС). Предполагается, что она возникла над древней зоной Беньофа [20, 24 и др.]. В системе выделены вулканическая (Охотско-Чукотский пояс) и перивулканическая зоны. Важнейшими структурными элементами ООЧС являются мегасводы, конфигурации которых подчинено расположение внутренних и внешних вулканогенных дуг и плутоногенных поднятий Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), а также секторов перивулканической зоны (рис. 1).

Дальнейший анализ геологических и геофизических данных привел авторов к выводу о необходимости выделения в пределах перивул-

канической зоны районов, в которых, по сути дела, отсутствуют проявления позднемезозой-кайнозойского магматизма, но которые в эпоху активизации претерпели структурные преобразования. Эти районы образуют в перивулканической зоне самостоятельную криптовулканическую\* подзону.

Рассмотрим зональность кислого вулканизма — плутонизма и оруденения той части ООЧС, в которой имеются выходы меловых интрузий и их эффузивных комагматов; этот элемент ООЧС назван Охотско-Чаунской областью [18 и др.]

\* Термин «криптовулканические» для обозначения «псевдоамагматических» региональных (а не очаговых) структур впервые предложен В. И. Бергером.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ КИСЛОГО МАГМАТИЗМА

В наиболее общем виде петрохимическая зональность гранитоидов Северо-Востока выражена в возрастании содержания калия в одинаковых по кремнекислотности породах в направлении от океана к континенту, т. е. по мере увеличения мощности коры [3]. С учетом опубликованных сведений [1, 2 и др.] и на основании результатов анализа магматизма ОЧВП и перивулканической зоны в пределах Охотско-Чаунской области могут быть выделены четыре связанные с ее развитием габбро-гранитные серии (рис. 2), состоящие из самостоятельных комплексов. Габброиды и диориты, входящие в состав серий, являются коагматами базальт-андезитовых толщ [21] и в работе не рассматриваются. Гранитоидные интрузии в одних случаях принадлежат к самостоятельным плутоническим комплексам, в других — к сложным вулканоплутоническим. В обобщенном виде эти комплексы следующие: 1) плутонический тоналит-гранодиоритовый, 2) вулканоплутонический дацит-липарит-гранодиорит-гранитовый, 3) плутонический лейкогранитовый и вулканоплутонический липарит-лейкогранитовый, 4) плутонический граносиенитовый (иногда и щелочно-гранитовый) и вулканоплутонический трахилипарит-граносиенитовый. Средние составы пород комплексов приведены в таблице, а на рис. 1 показана принципиальная схема их пространственного размещения.

Наиболее важными особенностями гранитоидов Охотско-Чаунской области являются непорядочность кали-натриевых полевых шпатов, низкая железистость и глиноземистость биотитов (рис. 3) и их тесные ассоциации с

роговой обманкой, повышенные количества магнетита. Судя по петрологическим данным, гранитоиды образовались из высокотемпературных маловодных магм в условиях повышенной щелочности и высокой активности кислорода [14].

Для конкретных массивов гранитоидов различных зон области обычно отмечаются многофазность, гомодромная последовательность внедрения и различные количественные соотношения ранних (гранодиоритовых) и поздних (лейкогранитовых) фаз. Так, тоналит-гранодиоритовый комплекс, распространенный преимущественно во внутренних вулканогенных дугах (см. рис. 1), характеризуется резким преобладанием гранодиоритов при крайне незначительном развитии лейкогранитов поздних фаз. Тела обычно имеют факолитобразную форму и «мощность» 5—7 км [10, 24 и др.].

Вдоль границ внутренних и внешних вулканогенных дуг протягиваются многофазные трещинные тела, относящиеся к гранодиорит-гранитовому комплексу. В их составе примерно в равных количествах присутствуют гранодиориты, адамеллиты и лейкократовые субщелочные (и щелочные) граниты. Внедрение гранитоидов сопровождалось дацит-липаритовыми эксплозиями.

Для внешних вулканогенных дуг и прогибов и плутоногенных поднятий также характерны многофазные плутоны, но в их составе уже доминируют, как правило, субщелочные лейкократовые граниты; все гранитоиды входят в состав вулканоплутонических ассоциаций (комплексов).

Наконец, в массивах перивулканической зоны роль лейкогранитовой составляющей еще более возрастает, и на долю ранних гранодиорит-адамеллитовых фаз приходится обычно не

Средние составы кислых изверженных

Описан	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	61,48	65,56	67,33	69,11	65,02	64,54	67,63	70,82	71,98	75,01	73,83	65,37
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,51	0,53	0,38	0,61	0,57	0,43	0,33	0,14	0,15	0,20	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,02	16,53	16,59	15,55	16,12	15,90	15,80	14,89	13,21	13,38	13,23	16,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	1,59	1,20	1,20	1,83	2,24	1,80	1,37	1,16	0,87	1,07	1,74
FeO	4,16	2,68	2,02	2,04	2,76	2,73	1,70	1,39	1,76	0,94	1,53	2,96
MnO	0,41	0,06	0,06	0,04	0,08	0,15	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,09
MgO	2,73	1,86	1,26	1,19	1,94	1,37	1,36	0,89	0,52	0,33	0,40	1,65
CaO	5,54	4,11	3,38	3,05	3,76	3,25	3,17	2,13	1,35	0,79	0,84	3,55
Na <sub>2</sub> O	3,58	3,93	4,61	4,01	3,79	3,75	3,71	3,78	3,97	3,91	3,32	3,80
K <sub>2</sub> O	1,90	2,33	1,84	2,82	2,84	2,97	3,08	3,61	3,16	4,13	3,91	3,07
Количество анализов	25	34	20	19	107	24	48	72	40	81	78	131

Примечание. Комплексы вулканической зоны (Охотско-Чукотского пояса): 1—4 — плутонический тоналит-гранодиоритовый; 5 — гранодиорит, 6 — дацит, 7 — адамеллит, 8 — гранит, 9 — липарит, 10 — лейкократовый гранит, 11 — дацит, 14 — адамеллит, 15 — липаритодацит, 16 — гранит, 17 — липарит, 18 — лейкократовый гранит, 19 — ультракислый липарит. Плутонический лейкогранитовый комплекс перивулканической зоны: 22 — гранодиорит, 23 — адамеллит.

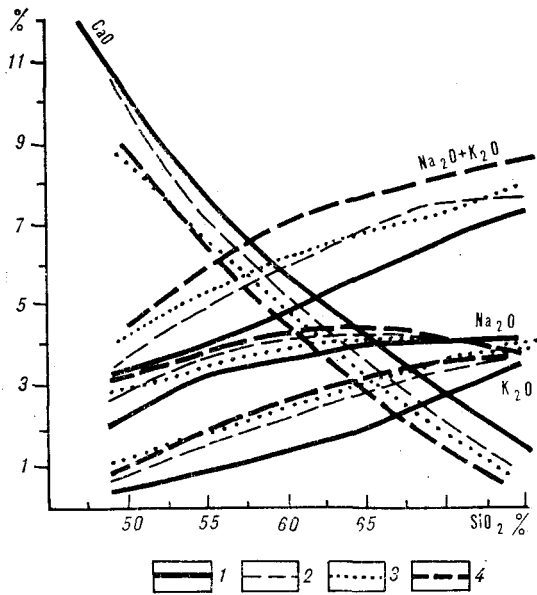


Рис. 2. Вариационные диаграммы некоторых параметров химизма интрузивных серий Охотско-Чуанской области.

Серии: 1 — габбро-тоналит-гранодиоритовая, 2 — габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая, 3 — габбро-диорит-гранодиорит-лейкогранитовая, 4 — монцогаббро-диорит-граносиенитовая (и щелочно-гранитовая).

более 10—15% площади тел. Гранитоиды сопровождаются вулканитами спорадически.

Граносиенитовый и трахилипарит-граносиенитовый комплексы развиты в Охотско-Чуанской области локально. Они приурочены к ее структурным элементам, сформировавшимся на срединных массивах. В то же время монцит-граносиенитовые тела (кавральянский комплекс) известны в вулканогенных дугах, наложенных на эвгеосинклиналильные мезозойды.

Следует отметить, что в ряде случаев маг-

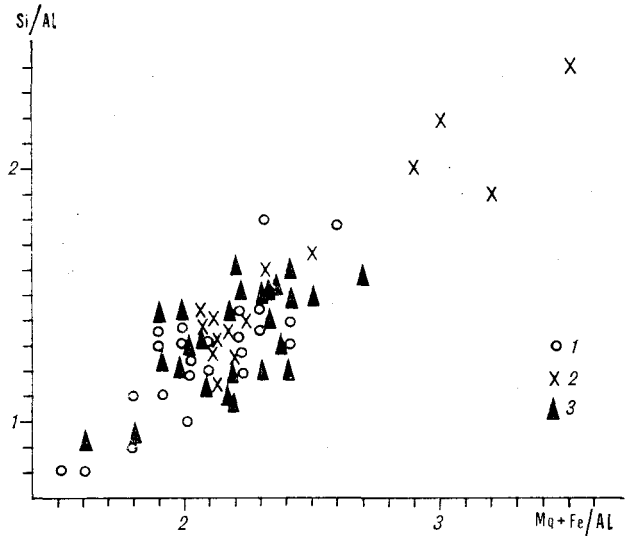


Рис. 3. Состав биотитов гранитоидов Охотско-Чуанского пояса на диаграмме кислотности — щелочности. 1 — гранодиориты и адамеллиты Тауйской (внутренней) дуги; 2 — гранодиориты и 3 — лейкограниты из Хасынской и некоторых других внешних дуг.

матиты, в целом свойственные внутренним частям Охотско-Чуанской области, по поперечным глубинным разломам глубоко вклиниваются в пределы внешней и даже перивулканической зон.

Возраст выделенных комплексов определен условно, что связано со слабой обоснованностью возраста вмещающих их и комагматичных вулканитов. Тем не менее вполне очевидны значительная длительность (120—60 млн. лет) развития магматизма [18] и возможное некоторое омоложение возраста равных по кремнекислотности пород по направлению океан — континент.

#### пород Охотско-Чуанской области

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
65,18	67,92	67,80	70,86	70,75	74,81	74,85	64,91	63,42	65,56	67,90	70,37	75,22
0,55	0,43	0,44	0,31	0,32	0,18	0,20	0,76	0,38	0,49	0,43	0,31	0,18
16,08	15,51	15,87	14,79	14,90	13,29	13,30	16,22	16,90	16,29	15,60	15,15	13,59
1,81	2,02	1,61	1,41	1,22	0,95	0,88	2,13	2,35	1,83	2,04	1,52	0,63
2,82	1,85	1,93	1,44	1,56	1,08	1,11	2,12	1,92	3,15	1,85	1,52	1,11
0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,03	0,04	0,11	0,09	0,09	0,06	0,06	0,03
1,73	1,33	1,28	0,66	0,80	0,29	0,36	1,30	1,08	1,53	1,37	0,77	0,26
3,64	2,93	2,75	1,78	1,78	0,79	0,82	2,28	1,97	3,57	2,93	2,13	1,14
3,80	3,72	3,93	3,91	3,91	3,86	3,91	4,50	4,54	3,78	3,71	3,82	3,33
2,99	3,43	3,32	3,93	3,85	4,22	4,17	3,69	4,82	3,23	3,49	4,04	4,27
88	51	35	135	103	190	157	10	20	63	30	57	37

выи: 1 — тоналит; 2 — гранодиорит, 3 — адамеллит, 4 — гранит; 5—11 — вулканоплутонический дацит-липарит-гранодиорит-гранулятракислый липарит; 12—19 — плутонический и вулканоплутонический липарит-лейкогранитовый; 12 — гранодиорит, 13 — дацит; 20—21 — плутонический и вулканоплутонический трахилипарит-граносиенитовый; 20 — кварцевый граносиенит, 21 — кварц; 24 — гранит, 25 — лейкократовый гранит.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Основными металлами, образующими в пределах Охотско-Чаунской области рудопоявления, являются золото, серебро, медь, молибден, олово, вольфрам, ртуть и сурьма, а также свинец и цинк (рис. 4).

**Золото и серебро.** Золотые и золотосеребряные проявления чрезвычайно разнообразны и относятся к плутогенной, вулканогенной и вулканогенно-плутогенной группам формаций [22, 23].

**Плутогенные проявления** принадлежат к золототурмалиновой и золото-сложносиликатной (скарновой) формациям. Первая из них встречается в оловянных районах [23]. Ее рудопоявления находятся в экзоконтактах массивов лейкогранитов и сопровождаются интенсивной биотитизацией вмещающих осадочных пород.

**Золото-сложносиликатная формация** (или группа формаций, по Н. А. Шилю [22, 23]) приурочена к плутогенным поднятиям и секторам перивулканической зоны, сформированным на структурах срединных массивов (см. рис. 4). Скарнированию подвергались карбо-

натные толщи, вмещающие наиболее глубоко эродированные интрузивы гранодиорит-гранитового, реже лейкогранитового комплексов.

**Вулканогенные золотосеребряные месторождения** определяют специфику вулканической зоны Охотско-Чаунской области (см. рис. 4). Они относятся к золотосеребряной формации кварцевого, адулярного и родонит-родохрозитового типов.

В районах, примыкающих к выходам на поверхность Анадырского шва (см. рис. 1, 4), развиты проявления золотосеребряной формации кварцевого типа с повышенной сульфидностью руд. Они контролируются купольными структурами, связанными с гипабиссальными интрузиями гранодиорит-гранитового и граносиенитового комплексов и субвулканическими липаритами [4]. Такое же оруденение характерно и для Олойского сектора перивулканической зоны, возникшего на эвгеосинклинальном субстрате.

Золотосеребряная формация адулярного типа распространена во внешних вулканогенных дугах и прогибах ОЧВП, но иногда присутствует и на плутогенных поднятиях. Достаточно отчетливо выражена ее связь с очаговыми

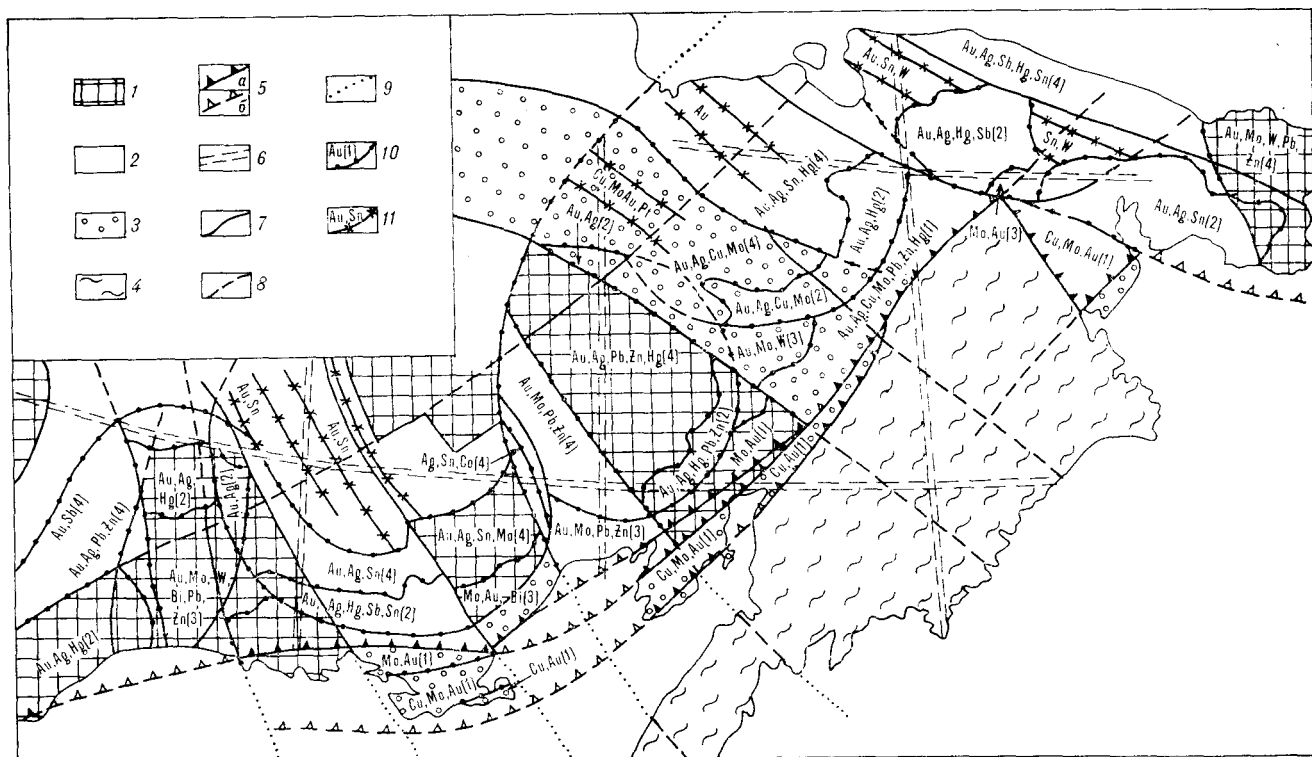


Рис. 4. Схема металлогенического районирования Охотско-Чаунской области.

1—3 — главные структуры субстрата: 1 — квазиplatformные, 2 — мезоэвгеосинклинальные, 3 — эвгеосинклинальные; 4 — кайноиды; 5 — швы палеосейсмофокальной зоны; установленные (а), предполагаемые (б); 6 — главные ортогональные скрытые (сквозные) разломы; 7—9 — магмоконтролирующие (7) и скрытые (8) разломы и их предполагаемое продолже-

ние (9); 10 — границы металлогенических зон и районов Охотско-Чаунской провинции и преобладающие группы рудных формаций в них: Cu, Mo ... (1) — вулканогенная и вулканогенно-плутогенная, Au, Ag ... (2) — вулканогенная, Au, Mo ... (3) — плутогенная, Au, Ag, Sn ... (4) — вулканогенно-плутогенная (и сложноформационные месторождения); 11 — некоторые металлогенические зоны с орогенным оруденением мезозойд Au, Sn, W.

структурами, образованными интрузивно-эффузивными и эффузивными комплексами липарит-лейкогранитового, реже трахилипарит-граносиенитового рядов.

Золотосеребряная формация родонит-родохрозитового типа развита в вулканогенном поясе незначительно. К ней относятся месторождения, ассоциирующие с экструзивно-эффузивными массивами липарит-лейкогранитового комплекса.

Золотосеребряная формация кварцевого малосульфидного типа распространена в окраинных частях вулканогенных прогибов ОЧВП, в перивулканической зоне, в криповулканических очаговых структурах. Ее связь с конкретными очаговыми структурами и магматами не установлена.

В месторождениях золотосеребряной формации присутствуют внутрирудные и пострудные дайки андезитобазальтов и базальтов, что скорее всего указывает на глубинное заложение рудоносных структур.

*Вулканогенно-плутогенное золотое оруденение*, выделенное в пределах Охотско-Чаунской области лишь в последние годы, относится к золототеллуридной золотомышьяково-сурьмяной и золотосульфидной формациям [22, 23].

Золототеллуридная формация представлена сульфидным и малосульфидным типами. Первый из них совместно с золотосульфидной формацией связан с тоналит-гранодиоритовыми комплексами внутренних дуг. Формация малосульфидного типа весьма характерна для плутогенных поднятий, где в ряде случаев являлась источником россыпей (Охотский район). Иногда встречаются золотомолибден-висмутые рудопроявления. Достаточно очевидны связь формации с интрузиями лейкогранитов и ее переход с глубиной в молибденоносные грейзены и молибденит-кварцевые проявления.

Особый интерес в регионе представляют золотомышьяково-сурьмяные объекты, характеризующиеся вкрапленным сульфидным типом руд [16]. Они известны лишь в Чукотских секторах перивулканической зоны, а в ее Охотской части их место как бы занимают сложноформационные золотокварцевые месторождения, относящиеся к прожилково-штоковковому типу. Это связано, по-видимому, с прогрессирующим температурным режимом рудообразования в Охотских секторах, вследствие чего здесь резко редуцированы поздние низкотемпературные минеральные ассоциации [15].

Особое место в Охотско-Чаунской области занимает собственно серебряное оруденение (дукатский тип) Омсукчанской впадины (см. рис. 1, 4), имеющей скорее всего рифтогенную природу [19]. Во впадине и других районах перивулканической зоны серебро часто ассоциирует с оловом, что позволяет предпола-

гать наличие в них олово-серебряных месторождений боливийского типа [9].

Медь и молибден. Высокая перспективность Северо-Востока СССР на медно-молибденовое оруденение отмечалась А. Л. Литвиновым, С. В. Сендеком, В. Т. Матвеевко и Е. А. Радкевич и дополнительно обосновывалась В. Ф. Белым [1]. В настоящее время наиболее хорошо изучены медно-молибденовые месторождения Курьинской зоны (Песчанка и др.). Они связаны с габбро-монцит-сиенитовым (егдыгкичским) комплексом пород орогенного этапа развития Олойской зоны. В эпоху активизации в регионе сформировались многочисленные порфиновые и жильные медные, медно-молибденовые и молибденовые проявления, для которых надежно установлены связь с определенными магматическими комплексами и зональность относительно края палеоконтинента (см. рис. 4).

Суцественно медные и молибденово-медные прожилково-вкрапленные руды характерны для Прибрежной металлогенической зоны Тауйской вулканогенной дуги. Участки минерализации обычно локализуются в периферических частях разных по размерам очаговых структур, залегают в интрузиях тоналит-гранодиоритового комплекса [13]. Рудные тела ассоциируют с породами поздних фаз (или субфаз), представленных гранодиорит- и плагиогранит-порфирами и магматогенными брекчиевыми образованиями. Руды по составу являются полиметаллическими (медь, молибден, серебро, немного золота, висмут, теллур, селен). Медно-молибденовое отношение от 20 до 200.

Предполагается присутствие таких руд в юго-восточной части Верхне-Анадырской вулканогенной дуги и в Омолонском секторе перивулканической зоны.

Прожилково-вкрапленные молибденовые (иногда с небольшими количествами меди и вольфрама) месторождения известны в зоне Челомджа-Ямского разлома в связи с интрузиями лейкогранитов [12]. Сходные рудопроявления встречаются в зоне Анадырского разлома. По параметрам они, по-видимому, меньше порфировых месторождений.

Жильные молибденит-кварцевые рудопроявления широко распространены практически на всех плутогенных поднятиях, где тесно связаны с массивами позднемеловых субщелочных лейкогранитов. В пределах Охотско-Ульбейского поднятия в субвулканической интрузии позднемеловых липаритов выявлено рудопроявление тонковкрапленных молибденитовых руд.

Олово и вольфрам. Прежде всего следует подчеркнуть, что эти два металла, образующие в мезозоидах комплексные месторождения и металлогенические зоны (см. рис. 4), в преде-

## СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

лах области активизации, в большинстве случаев разобщены. Здесь развиты либо собственно оловянные месторождения преимущественно касситерит-сульфидной, реже касситерит-силикатной и риолитовой формаций, либо оловосодержащие серебряные и полиметаллические проявления. Вольфрам совместно с золотом присутствует в упоминавшихся выше скарнах и в комплексных молибденит-вольфрамит-кварцевых проявлениях, связанных с гранодиорит-гранитовым комплексом (Челомджа-Ямский разлом и др.), а также в рудных полях с золотомышьяково-сурьмяной минерализацией.

Классической оловоносной структурой Охотско-Чаунской области является Омсукчанская впадина, в которой, как подчеркивали С. Ф. Лугов и др. [7], наиболее интенсивно проявились процессы тектономагматической активизации, в том числе и рифтогенеза [17]. В ее пределах наиболее надежно установлена связь оловянного оруденения с бороносными интрузиями лейкогранитов [11 и др.].

Оловянное оруденение приурочено и к внешним вулканогенным дугам и прогибам, развившимся на мощном миогеосинклинальном субстрате, а также и к прилегающим к ним секторам перивулканической зоны. Во всех случаях отмечается связь оруденения с калиевыми лейкогранитами.

Необходимо отметить практически полную «стерильность» на олово Охотско-Ульбейского и ряда других плутоногенных поднятий, хотя здесь широко развиты интрузии калиевых лейкогранитов.

**Ртуть и сурьма.** Месторождения ртути характерны как для вулканической (особенно для районов интенсивного проявления субвулканического липаритового, в том числе дайкового магматизма), так и для перивулканической зоны в Охотско-Чаунской области; «запретными» для нее в известной мере являются лишь плутоногенные поднятия.

Сурьма образует небольшие месторождения в пределах внешних вулканогенных дуг или сопровождает ртутную минерализацию, а в перивулканической зоне она присутствует в золотомышьяково-сурьмяных проявлениях.

**Свинец и цинк.** В Охотско-Чаунской области значительные полиметаллические объекты не выявлены, хотя свинец и цинк являются сопутствующими элементами многих месторождений. Эти металлы наиболее характерны для внешних вулканогенных дуг и плутоногенных поднятий (т. е. занимают как бы «осевую часть» области), отмечаются в перивулканической зоне, где ассоциируют с оловянным и олово-серебряным оруденением, встречаются во внутренних вулканогенных дугах на флангах медно-молибденовых рудных полей.

В настоящее время в регионе достаточно надежно установлена связь с определенным магматизмом медно-молибденового и оловянного оруденения, расположенного в «крайних» металлогенических зонах Охотско-Чаунской области (см. рис. 4). Первое из них связано с тоналит-гранодиоритовым комплексом внутренних дуг, второе — с лейкокатовыми и калиевыми интрузиями перивулканической зоны.

Анализ региональной магматической зональности показал, что смена составов пород различных комплексов в направлении океан — континент происходит закономерно. Из этого следует важный вывод: в пределах рассмотренной области развит единый латеральный ряд магматических формаций, свойства конкретных комплексов которого определены, по-видимому, преимущественно строением земной коры и, возможно, верхов мантии. Но если с магматическими комплексами «крайних» металлогенических зон генетически связано конкретное оруденение, а в пределах области развития магматитов вся известная минерализация обнаруживает зональное размещение, то логично искать связи рудных формаций «промежуточных» зон с коровыми расплавами.

Как показало сопоставление рис. 1 и 4, развитие золотосеребряного оруденения адулярового типа в районах распространения липарит-лейкогранитового и трахилипарит-граносиенитового вулканоплутонических комплексов может свидетельствовать о наличии между ними парагенетических связей. Это подтверждают, во-первых, пространственная связь оруденения со структурами обрушения, выполненными вулканитами указанных комплексов; во-вторых, образование этих комплексов из высокотемпературных маловодных магм в условиях повышенной щелочности и высокой активности кислорода, что, несмотря на кали-натриевый характер магм, обеспечивает значительную подвижность калия и, как следствие этого, интенсивное развитие в рудных полях калиевых метасоматитов и кварц-адуляровых жил.

Связь золотого оруденения перивулканической зоны с определенным магматизмом не установлена. Не исключено, что оно связано с комплексом даек, широко развитых в пределах всей перивулканической зоны, в том числе и в криповулканической подзоне. Специфические черты этого оруденения (структурно-морфологические особенности рудных тел, тонко вкрапленный тип руд и др.) позволяют поддерживать мнение исследователей [16] о комплексе (мантийно-коровом) источнике рудного вещества золотомышьяково-сурьмяных и сложноформационных месторождений.

Оловосеребряное оруденение изучено слабо. Его приуроченность к оловоносным районам, где развит ультракислый калиевый магматизм, возможно, указывает на связь с ним и оловосеребряных месторождений.

Ртуть (отчасти и сурьма) наиболее характерна для районов развития вулканических формаций липарит-лейкогранитного комплекса, обычно завершающего магматический цикл. Не исключено, что ртуть была связана как с более ранними магматическими комплексами, так и с мантийными источниками, однако «ключевой аккорд» кислых эксплозий значительно трансформировал первичные ртутно-рудные поля и зоны.

Свинец и цинк являются в пределах области как бы транзитными, хотя их повышенные концентрации отмечаются в районах, приуроченных к срединным массивам. В этой связи уместно предположить, что источниками свинца и цинка могли служить стратиформные залежи полиметаллов в карбонатных толщах чехлов массивов, из которых они были экстрагированы и перенесены в верхние структурные этажи в процессе тектономагматической активизации.

## ВЫВОДЫ

В целом справедливы представления о наличии в Охотско-Чаунской области магматической и рудной зональности относительно палеозоны

Беньюфа [6, 20 и др.]; в районах плутоногенных поднятий и изометричных вулканогенных прогибов она осложнена зональностью оруденения, связанной с развитием магматогенных сооружений.

Сравнительный анализ размещения продуктов кислого магматизма и оруденения показал наличие между ними парагенетических связей.

Пространственно-временная связь оруденения Охотско-Чаунской области с латеральными рядами магматических серий указывает на принадлежность месторождений окраинно-континентальных областей активизации к единому рудноформационному ряду [8].

Особенности магматизма и рудоносности конкретных районов Охотско-Чаунской области активизации в значительной мере обусловлены спецификой строения и металлогении ее субстрата, но в то же время металлогенические зоны эпохи активизации занимают резко дискордантное положение относительно рудоносных зон орогенного этапа развития мезозойда (см. рис. 4).

Можно предположить, что гранитоидный магматизм нередко выступал в качестве гидротерморегулятора рудообразования и способствовал переносу металлов из промежуточных источников негидротермального генезиса [15] в верхние структурные этажи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.
2. Белый В. Ф., Коглар И. Н., Милов А. П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1981.
3. Беляев И. В., Гельман М. Л., Тимошенко В. И. Мощность земной коры Северо-Востока СССР и относительное содержание калия в изверженных горных породах.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 3.
4. Василенко В. П. Структурно-геологические критерии поисков золото-серебряного оруденения в юго-западной части Анадырской шовной структуры.— Колыма, 1974, № 1.
5. Гончаров В. И., Еремин Р. А. и др. Геолого-генетические модели золото- и сереборудных формаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
6. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.
7. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Попова Г. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР.— М.: Недра, 1972.
8. Найборodin В. И., Сидоров А. А. О вулканогенно-плутоногенном ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Геол. и геофиз., 1971, № 9.
9. Найборodin В. И., Сидоров А. А., Толстихин Ю. В. О формационной самостоятельности олово-серебряных месторождений.— Докл. АН СССР, 1974, № 2.
10. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки.— М.: Наука, 1976 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 280).
11. Руб. М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутоногенных комплексов.— М.: Наука, 1970.
12. Сендек С. В. О закономерностях размещения молибденовой минерализации на территории Северного Приохотья.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971.
13. Скибин Ю. П. Медно-молибденовое оруденение Северного Приохотья.— Сов. геол., 1982, № 1.
14. Соболев А. П. Эволюция гранитоидного магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Тезисы докладов Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 2. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
15. Сидоров А. А., Гончаров В. И. О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования (на примере месторождений Северо-Востока СССР).— Геол. руд. месторожд., 1979, т. 24, № 3.
16. Сидоров А. А., Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М.

О связи месторождений золотоносных вкрапленников сульфидных руд с вулканогенным золото-серебряным оруденением.— Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 6.

17. Гомсон И. Н., Сидоров А. А. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР.— Геол. руд. месторожд., 1984, № 6.
18. Умитбаев Р. Б. Возраст и геотектоническая природа Охотско-Омолон-Чукотской системы.— Сов. геол., 1983, № 12.
19. Умитбаев Р. Б. Строение и природа Омсукчанской впадины.— Геол. и геофиз., 1983, № 8.
20. Умитбаев Р. Б., Садовский А. И. и др. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области.— Сов. геол., 1981, № 9.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

21. Умитбаев Р. Б., Соболев А. П. Вулканоплутонические ассоциации Охотско-Чукотского пояса в свете новых геологических данных.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 3.
22. Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций.— В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1976 (Тр. СВКНИИ, вып. 69).
23. Шило Н. А. Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.
24. Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геол. и геофиз., 1977, № 11.

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 553.499(235.4+237)

В. И. Копытин

## РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ (сравнительная характеристика)

Кратко охарактеризованы основные ртутные провинции Восточной Азии (Китай, Япония, Сахалин, Советское Приморье, Камчатка, Северо-Восток СССР) и Северной Америки (Аляска, Британская Колумбия, Западные штаты Америки). Приведен сравнительный анализ ртутного оруденения этих крупнейших регио-

Северный стезок Тихоокеанского рудного пояса (ТРП) — одна из наиболее выразительных трансрегиональных ртутоносных площадей на планете. Однако с позиций сравнительного анализа ртутного оруденения эта громадная территория охарактеризована довольно слабо. Имеются обобщения [6, 9], представляющие собой обзор металлогении ртути мира, но лишь в монографии [12] рассматриваются некоторые характерные особенности сходства и различия ртутных месторождений Восточно-Азиатского и Северо-Американского континентов. Чаще встречаются работы, в которых исследуются проблемы ртутного оруденения локальных ртутно-рудных областей и районов ТРП.

Открытие и отработка отдельных месторождений Тихоокеанского обрамления длятся многие десятилетия и даже столетия. Но наиболее значительные месторождения ртути пока установлены в Китае и Соединенных Штатах Америки. Некоторые месторождения, а иногда и целые ртутоносные районы и области выделены совсем недавно, это в основном ртутные объекты Северо-Востока СССР, отдельные районы Приморья, Камчатки, Сахалина, Аляски.

Восточно-Азиатский сегмент ТРП включает различные по тектонической позиции и металлогенической значимости ртутные провинции.

нов Тихоокеанского обрамления. Главное внимание уделено признакам сходства и различия ртутных месторождений, их геологии, рудноформационным и минералогическим особенностям, условиям и времени формирования.

На Северо-Востоке СССР П. В. Бабкиным [4] выделены три ртутные провинции: Колымо-Чукотская (область мезозойской складчатости совместно с жесткими массивами), Корякско-Камчатская (область кайнозойской складчатости) и Охотско-Чукотская (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Менее значимые провинции — Сахалинская и Приморская. Из зарубежных наиболее крупной является Южно-Китайская провинция; определенный практический интерес представляют некоторые ртутно-рудные районы Японии. Геологическая позиция и общая характеристика ртутного оруденения этих провинций показаны в таблице.

Среди многочисленных ртутных и сурьмяно-ртутных проявлений советского сектора ТРП наиболее известны месторождения Северо-Востока СССР: палеоопалитовые Пламенное и Палянское и опалитовое Чемпуриинское вулканогенного типа, телемагматогенные Тамватнейское (лиственит-кварцитовый тип) и Гал-Хайское (карбонатный тип), телетермальные Звездочка, Ляпгабайское (кварц-диккитовый тип). Они детально охарактеризованы в [1, 12].

Северо-Американский сегмент ТРП. Ртутные провинции здесь занимают территорию между Тихим океаном и Северо-Американской платформой, располагаясь вдоль всего западного



Характеристика ртутного оруденения Восточно-Азиатского сегмента ТРП (по 1, 4, 7, 8, 10, 12])

Признаки оруденения	Ртутные провинции						
	Северо-Восток			Советское Приморье	Сахалинская	Япония	Южно-Китайская
	Колымо-Чукотская	Корякско-Камчатская	Охотско-Чукотская				
1	2	3	4	5	6	7	8
Тектоническая позиция	Миогеосинклинальные системы, срединные массивы, орогенные вулканогенные зоны, рифтогенные эвгеосинклинали	Эвгеосинклинальные системы, орогенные вулканогенные зоны и геосинклинальные пояса, вулканические дуги	Окраинно-материковый краевой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП)	Преимущественно эвгеосинклинальные системы, орогенные вулканогенные зоны; вулканические дуги (Япония), обрамление срединных массивов и краевой Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс (Советское Приморье)			Миогеосинклинальные системы в обрамлении древних жестких массивов Южно-Китайской платформы
Рудовмещающие формации	Преимущественно терригенные толщи, реже — карбонатные и вулканогенно-осадочные отложения, молассы, вулканиды	Туфогенно-терригенные, вулканогенно-кремнистые, офиолитовые, офиолитовые комплексы, молассы, наземные вулканиды	Контрастные серии вулканидов, их туфы, туфолавы, реже — терригенные породы основания ОЧВП	Терригенные, туфогенно-терригенные, вулканогенно-кремнистые, офиолитовые, вулканогенно-карбонатные и метаморфические формации, отложения грязевых вулканов, молассы			Преимущественно карбонатные, терригенно-карбонатные толщи, реже кристаллические сланцы
Связь оруденения с магматизмом	Связь не устанавливается или отдаленная парагенетическая с производными базальтового магматизма	Структурная с гипербазитовыми поясами, парагенетическая с производными базальтового магматизма	Тесная парагенетическая и структурно-пространственная с вулканическими процессами	В вулканических зонах — тесная парагенетическая и структурная с процессами вулканизма и поствулканической гидротермальной деятельности; в складчатых системах — отдаленная парагенетическая с производными базальтоидного магматизма			Обычно не устанавливается; в зонах активизации — отдаленная с производными базальтоидного магматизма
Возраст оруденения	Меловой, в палеозойских поднятиях, возможно, и более ранний	Палеоген-неогеновый, на Камчатке — неоген-четвертичный	Исключительно позднемеловой	В основном палеогеновый, местами — плиоценовый	Палеоген-среднемиоценовый и четвертичный	Главным образом неоген-четвертичный	Верхнепалеозойский и мезозойский. современный с термальными источниками
Генетические типы и основные ртутно-рудные формации	Телетермальные, телемагматогенные, вулканогенные месторождения ртутной, сурьмяно-ртутной, золотосурьмяно-ртутной, ртутно-блеклорудной формаций	Телемагматогенные и вулканогенные месторождения мышьяково-сурьмяно-ртутной (опалитовый и кварц-диккитовый типы) и мышьяково-вольфрамо-ртутной (лиственитовый тип) формаций	Вулканогенные месторождения ртутной и сурьмяно-ртутной (палеоопалитовый тип) формаций	Телемагматогенные, вулканогенно-плутогенные месторождения сурьмяно-ртутной, оловорудно-ртутной, золотосурьмяно-ртутной формаций	Преимущественно вулканогенные и поствулканогенные гидротермальные месторождения ртутной, сурьмяно-ртутной и мышьяково-сурьмяно-ртутной (кварц-диккитовый, опалитовый типы) формаций, реже — телемагматогенные ртутные и мышьяково-ртутные формации		Исключительно ртутные и сурьмяно-ртутные формации телетермального типа

1	2	3	4	5	6	7	8
Сопутствующие ртутьсодержащие формации	Полиметаллически-золотосурьмяная, редкометаллическая золотосульфидная с оловом и серебром, золотомышьяково-сурьмяная	Мышьяково-сурьмяная, золотосурьмяная (опалитовая), полиметаллически-полисульфидная (отложенные минеральных источников)	Золотосурьмяная (палеоопалитовая), оловосеребро-полиметаллическая	Золотосурьмяная, иногда с вольфрамом, оловянно- или полиметаллически-сульфидная, золотомолибденовая	Золотосурьмяная (опалитовая), медно-колчеданная, сурьмяная, полиметаллически-полисульфидная (в отложениях минеральных источников)		Сурьмяная, сурьмяно-вольфрамовая, полисульфидная (иногда с золотом)
Геолого-промышленные типы ртутных месторождений	Кварц-диккитовый, карбонатный, кварц-карбонатно-аргиллизитовый	Лиственит-кварцитовый, полиаргиллизит-кварцитовый (опалитовый), реже — опалит-травертиновый	Палеоопалитовые: полиаргиллизит-кварцитовый и кварц-карбонат-диккитовый	Кварц-диккитовый, полиаргиллизит-кварцитовый (палеоопалитовый), реже — карбонатный	Полиаргиллизит-кварцитовый (опалитовый), травертино-алунит-опалитовый, лиственитовый, карбонатно-полиаргиллизитовый		Джаспероидный, карбонатный, редко — кварц-хлорит-серцитовый и травертиновый
Примеры месторождений	Звездочка, Кузьмичанское, Кытмалайское, Кульпольнейское	Тамватнейское, Олюторское, Чемпура, Красная Шапочка	Пламенное, Пыкарваамское, Чимчемельское	Богучанское, Хурумлинское, Нетка, Афанасьевское	Бирюза, Иньское, Остринское, Светловское	Итомук, Ямато, Ваки, Юносава	Вапшань, Сигуншань, Даньчжай

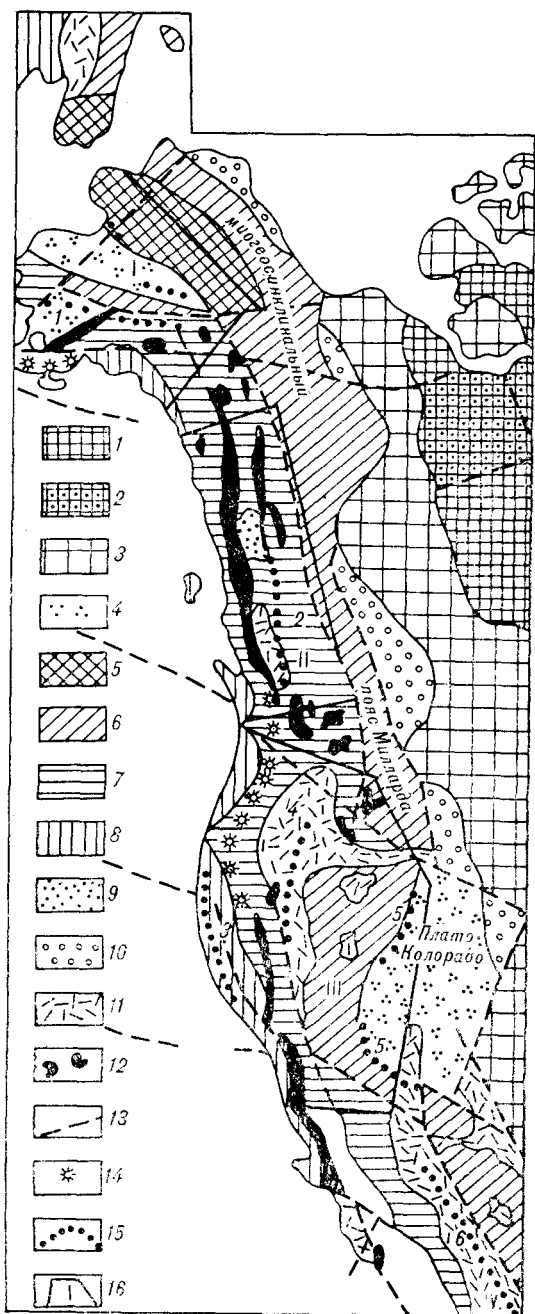
побережья континента — от Аляски на севере до Мексики на юге (см. рисунок). Лишь редкие месторождения ртути обнаружены за пределами этой площади — в районе штатов Техас и Арканзас, в зонах активизации приплатформенных областей (плато Колорадо). Главными структурными элементами территории Северной Америки, в той или иной мере влияющими на размещение ртутного оруденения, являются докембрийский Юконский массив на Аляске, мезозойский Кордильерский (Невадийский эвгеосинклинальный и Милларда — миогеосинклинальный) и кайнозойский Тихоокеанский складчатые пояса; в последнем хорошо проявлена деятельность молодого современного вулканизма [3].

В Северо-Американском сегменте пояса известно более 1500 месторождений и проявлений ртути. Значительная часть их находится в Калифорнии и в штате Невада. На юге штата Техас выделен крупный ртутный район с месторождением Терлингва, а на севере континента и ртутные пояса Внутренних Кордильер Канады и Аляски.

Большинство месторождений ртути Аляски расположено в ее центральной части (Кускок-

вимская ртутоносная зона), реже они встречаются на п-ове Сьюард и в междуречье Юкон-Танана. Вмещающими породами являются меловые осадочные толщи, прорванные дайками (или силлами) андезитов, риолитов, базальтов, обычно интенсивно окварцованных и карбонатизированных. Оруденелые чаще всего зоны брекчированных песчаников и сланцев вдоль контактов с дайками основного состава. Киноварь в цементе обломков песчаников образует неравномерную вкрапленность, а в базальтах слагает мономинеральные прожилки.

Главное месторождение Аляски Ред Дэвл локализовано в интенсивно дислоцированной флишеподобной меловой песчано-сланцевой толще, прорванной дайками диабазовых порфиритов и местами перекрытой третичными покровами эффузивов; рудные тела в виде крутопадающих столбов приурочены к участкам пересечения измененных даек. Это типичное телеремальное месторождение кварц-диккитового геолого-промышленного типа отнесено к сурьмяно-ртутной формации [12]. Возраст оруденения определен как поздний миоцен — ранний плиоцен.



Ртутноносные зоны Северной Америки (тектоническая основа по Ф. Кингу).

1 — выступы фундамента Северо-Американской платформы; 2—4 — чехол платформы: 2 — докембрийский, 3 — преимущественно палеозойский, 4 — переработанный мезо-кайнозойский; 5 — Юконский срединный массив; 6—7 — мезозойские миогеосинклинали (6) и эвгеосинклинали (7) зоны складчатого пояса Кордильер; 8 — кайнозойский Тихоокеанский складчатый пояс; 9 — мел-третичные наложенные орогенные впадины; 10 — краевые плиоцен-четвертичные прогибы и впадины; 11 — кайнозойские вулканогенные пояса и зоны; 12 — батолитовые пояса гранитоидов; 13 — глубинные разломы; 14 — районы четвертичной вулканической деятельности; 15 — ртутноносные зоны (I — Кускоквимская, 2 — Пинчи-Фрезер-Ялак, 3 — Калифорнийская, 4 — Невадийская, 5 — зоны обрамления плато Колорадо, 6 — Мексиканский ртутный пояс); 16 — ртутные провинции: I — Аляска, II — Британская Колумбия, III — Западные штаты Америки, IV — Мексика.

Ртутный пояс Внутренних Кордильер Канады (Британская Колумбия) на северо-западе сочленяется с ртутными проявлениями аляскинского отрезка Кордильер, к юго-востоку он продолжает ртутноносные зоны Кордильер США (см. рисунок). В Британской Колумбии известно около 40 месторождений и рудопроявлений ртути. Большинство из них объединяется в ртутноносную зону Пинчи-Ялак, которая протягивается вдоль складчатого пояса Кордильер в субмеридиональном направлении на 700—800 км, при максимальной ширине до 100 км. В зоне выделены три ртутно-рудных района — озера Пинчи, Бралорн Такла и Тийотон Крик Ялак [13]. Первый из них — главный ртутный район (восточная окраина межгорной впадины Боусер) — расположен на пересечении трансрегионального поперечного шва Кинг-Атабаска с системой продольных глубинных разломов Пинчи-Фрезер-Ялак. Ртутное оруденение локализуется здесь в песчано-сланцевых толщах, известняках, измененных серпентинитах, лиственитизированных гипербазилах и вулканитах широкого возрастного диапазона. Рудные тела — секущие жилы, крупные гнезда, рудные столбы, зоны дробления — приурочены главным образом к разрывам сбросо-надвигового типа. Преобладают карбонатный и лиственитовый типы оруденения телемагматогенной и вулканогенной групп. Вероятнее всего, оруденение связано с вулканической и поствулканической гидротермальной деятельностью эоцен-олигоценного времени.

Западные штаты Америки — основная ртутноносная провинция Северной Америки. Здесь сосредоточено более 500 месторождений ртути, значительная часть которых расположена в Береговом хребте Калифорнии. Калифорнийский ртутный пояс (зона) протягивается в меридиональном направлении на 600 км при ширине свыше 100 км. Ртутные месторождения размещаются в серпентинитах, аркозовых песчаниках, туфобрекчиях и сланцах позднеюрского — мелового возраста; часть их связана с третичными трахитами и современными поствулканическими термальными источниками. Структурные условия, благоприятствующие рудообразованию, везде различны, но в целом месторождения в разных вмещающих толщах имеют сходные черты структурного контроля. В Калифорнии давно известны и отрабатываются крупные месторождения: Нью-Альмаден, Нью-Идрия, Сульфур-Банк, Уилбур-Спрингс и др.

Другой пояс (Невадийская зона), примерно равный по величине Калифорнийскому, но менее богатый, находится восточнее Калифорнии и охватывает северо-западную часть Большого Бассейна и восточную окраину Колумбийского вулканического поля. Наиболее значительны

здесь месторождения опалитового типа (Опалит, Кордеро, Мак-Дермит). Южнее в вулканиках расположен Мексиканский ртутный пояс, начинающийся в Техасе (месторождение Терлингуа) и „затухающий“ в Сан-Луи в Мексике.

Ныне почти отработанное месторождение Нью-Альмаден и ряд более мелких объектов дали около 40% ртути, добытой в США [14]. Район этого месторождения слагают юрские граувакки, алевролиты, известняки и метаморфизованные породы францисканской серии, содержащей многочисленные тела серпентинитов. Богатые руды локализовались в лиственитах вдоль пологого надвига на контакте серпентинитов с осадочными породами: это крупные крутопадающие рудные столбы и пологие залежи типа «манто» в висячем боку надвига. Руды в основном мономинеральные киноварные, хотя местами и самородная ртуть в них весьма распространена. Возраст оруденения плиоценовый.

В сходной геологической обстановке находится другое крупное месторождение США — Нью-Идрия [5]. Однако здесь самые крупные и богатые рудные тела — штокверкоподобные рудные столбы — локализуются преимущественно в измененных песчаниках и глинистах сланцах, реже в лиственитах лежащего бока надвига.

В Западных штатах Америки выявлено много близповерхностных месторождений ртути, связанных с современными термальными источниками [2, 9]. Наиболее известные из них — Сульфур-Бэнк, Стимбот-Спрингс и Уилбур-Спрингс. Месторождение Сульфур-Бэнк интересно тем, что имеет четкую вертикальную зональность: на поверхности обнажаются серные руды, которые ниже сменяются ртутными. Источники Стимбот-Спрингс и Уилбур-Спрингс в настоящее время отлагают заметные количества киновари в халцедоновых туфах, а участки — антимонит и пирит (или марказит). Термальные источники и рудные залежи с киноварью обычно расположены вдоль контактов осадочных пород, реже — эффузивов и туфов с телами серпентинитов. В районах месторождений Уилбур-Спрингс, Эббот, Централь Эмпайр, Цимрик ртуть часто ассоциирует с нефтью, битумами, углеводородными газами и солеными водами, сходными по составу с росолами нефтяных полей [14]. Широко развитые в США месторождения опалитовой группы (Опалит, Кордеро, Мак-Дермит) издавна считаются классическими по приуроченности к вулканогенным породам и непосредственной связи с вулканической деятельностью. Они детально охарактеризованы К. Россом, С. Шуэтом, Д. Уайтом, Э. Фиском [11]. Месторождения расположены в северной части крупной кальдерообразной структуры, выполненной по-

кровами миоценовых андезитобазальтовых и риолитовых лав и туфов, перекрытых тонкослоистыми озерными отложениями и вулканическими пеплами. Преобладающие согласные рудные тела (грибо- или пластообразные залежи) находятся в краевых частях вулканоструктуры, в основном зонах кольцевых разломов. Рудовмещающими являются полосчатые, иногда брекчированные экстрезивные риолитовые порфиры или озерные отложения, которые в верхних горизонтах превращены в опалиты — своеобразные брекчии кварц-халцедон-опалового состава с киноварью, переходящие ниже в каолинит-алунит-гидрослюдистые метасоматиты. В нижних горизонтах месторождения Кордеро впервые обнаружен ртутный минерал кордерит, образующий самостоятельные скопления промышленных руд.

Условно выделяемая ртутоносная зона [12] по северо-западному обрамлению жесткой древней структуры (плато Колорадо), переработанной в мезозое и кайнозое, приурочена к толще третичных вулканитов, перекрывающей палеозойские и мезозойские корбанатно-терригенные отложения. В зоне находятся интересные ртутноселенидные месторождения Мерисвейл и Лаки-Бой (штат Юта). На месторождении Мерисвейл оруденение локализовано в монзонитах и частично в риолитовых туфах, подвергшихся интенсивной хлоритизации, аргиллизации, окварцеванию, флюоритизации. Рудные тела приурочены к вертикальным сбросам, вдоль которых встречаются жилы халцедон-флюорит-адулярового и гипс-карбонатного состава, содержащие тиманит, онофрит, метациннабарит, пирит, урановую смолку и вторичные урановые минералы. Месторождение Лаки-Бой находится в порфиритах, трахитах и кварцитах, перекрытых известняками и известковисто-песчанистыми сланцами. Рудные жилы этого месторождения обнаружены в пластах известняков, обычно залегающих под сланцевым экраном и перекрывающих тела порфириров, трахитов, кварцитов. На глубине 100 м в подстилающих известняки кварцитах обнаружена золоторудная жила с небольшим количеством серебра, меди и киновари.

Ртутоносная зона, расположенная вдоль юго-западного обрамления плато Колорадо, протягивается от штата Аризона через штат Техас до границы с Мексикой [12]. Здесь широко развиты третичные вулканоплутонические комплексы, наложенные на докембрийские метаморфические породы фундамента плато Колорадо. Южнее зоны начинается Мексиканский вулканогенный пояс. Ртутные проявления связаны либо с зоной оперения поперечных глубинных разломов юга Калифорнии, либо со структурами активизации на докембрийском фундаменте

плато Колорадо. В зоне известны два ртутных района: штат Аризона (месторождение Мазатзаль) и штат Техас (месторождения Терлингуа). На месторождении Мазатзаль оруденение вмещают серпентинизированные сланцы и филлиты докембрия. Месторождения ртутного района Терлингуа залегают в толще известняков и сланцев мелового возраста, перекрытой третичными вулканическими породами базальтового и риолитового состава.

Ртутные месторождения Северной Америки можно выделить в три генетические группы: телетермальную, телемагматогенную и вулканогенную. Значительное количество рудопроявлений связано с молодой поствулканической гидротермальной деятельностью, современными отложениями минеральных источников и нефтяными залежами. Широко распространены собственно ртутные формации: месторождения преимущественно монометалльные ртутные или сурьяно-ртутные лиственит-кварцитового, опалитового, кварц-диккитового и карбонатного геолого-промышленных типов. Комплексные ртутьсодержащие месторождения встречаются реже — это почти исключительно рудные объекты золотосеребряной формации. Весьма специфическими являются месторождения по северо-западному обрамлению плато Колорадо, которые следует выделить в самостоятельную ртутно-селенидную с ураном формацию.

*Сравнительная характеристика ртутного оруденения Восточной Азии и Северной Америки.* Ртутное оруденение северной части Тихоокеанского обрамления характеризуется самыми разнообразными формами и условиями формирования, а также закономерностями размещения месторождений в различных геоструктурных областях. Так, размещение ртутноносных зон, рудных районов и полей, морфология и минеральный состав рудных тел зависят прежде всего от тектонической позиции рудоносной структуры и разреза вмещающих толщ. Поэтому в размещении и концентрации оруденения даже в самых различных геолого-тектонических структурах ТРП имеется много общего.

Самыми характерными особенностями ртутного оруденения независимо от его генетической природы являются обязательный контроль ртутноносных площадей глубинными или глубокого заложения разломами и приуроченность рудной минерализации к завершающим этапам геологического развития региона. И в единых, и в разных геолого-структурных зонах ртутное оруденение, как правило, тесно связано с ослабленными участками земной коры, за пределами которых оруденение быстро убывает или исчезает вовсе. Наибольшие концентрации ртути сосредоточены в местах пересечения, сочленения и выклинивания разломов.

Особенно велика роль длительно живущих глубинных разломов, расположенных на границе жестких структур и складчатых областей, внутри этих областей и в пределах краевых вулканогенных поясов. Такие разломы обычно выражены зонами интенсивной трещиноватости пород, насыщены различными по составу и возрасту магматическими и гидротермальными образованиями. Глубинность разрывных структур подчеркивается наличием в них проявлений основного и ультраосновного магматизма. Закономерность размещения ртутных проявлений в таких структурах в какой-то мере объясняет преимущественно глубинную природу ртутноносных очагов и их косвенную (через разломы) связь с мантийными источниками.

В большинстве случаев ртутная минерализация является конечным продуктом длительной эволюции эндогенного рудогенеза. Формирование ртутных месторождений на заключительных этапах тектономагматической деятельности и эндогенного рудного процесса в любой гидротермально-рудной системе — вполне закономерное явление. Ртуть, благодаря своим химическим свойствам — большой летучести и высокой проникающей способности, при многократных тектонических подвижках, геологических перестройках и неоднократном проявлении магматизма легко высвобождается из вмещающих пород и рудных флюидов, регенерируется и рассеивается даже при не очень высоких температурах. Для ее транспортировки и концентрации необходимо сочетание определенных геолого-временных факторов: наличие рудоподводящих каналов, благоприятной вмещающей среды и экранирующих покрышек, длительное, интенсивное и преимущественно спокойное течение рудного процесса. Подобные условия лучше всего создаются на заключительных этапах магматектогенеза и рудогенеза.

Ртутноносные зоны, узлы и находящиеся в них месторождения размещаются в различных по составу и возрасту изверженных, осадочных и метаморфических породах, слагающих разнородные и разновозрастные складчатые области, приплатформенные зоны активизации, жесткие массивы, вулканогенные пояса. Они известны в областях докембрийской (краевые части Сибирской и Южно-Китайской платформ, плато Колорадо, срединные массивы), палеозойской (Монголо-Охотская область, некоторые районы Японии, Северо-Востока СССР и Британской Колумбии), мезозойской (складчатые системы Северо-Востока СССР, Сихотэ-Алиня, североамериканских Кордильер) и кайнозойской (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Япония, Калифорния) складчатых областей. Многочисленные месторождения связаны с мезозойскими и кайнозойскими вулканогенными поясами, представляющими собой самостоятельные гео-

структуры (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Центрально-Камчатский пояса, вулканическое Колумбийское плато).

Многие ртутно-рудные зоны и месторождения Северо-Востока, Дальнего Востока СССР, Камчатки, Сахалина, Японии имеют свои геолого-структурные и минералогические аналоги на Северо-Американском континенте. В сходных по геологическому развитию складчатых системах и структурно-формационных зонах ртутные проявления названных провинций образуют единые или близкие по вещественному составу рудные формации, минеральные и структурно-морфологические типы месторождений, хотя полного регионального литолого-стратиграфического и металлогенического сходства в контроле и размещении однотипных рудных формаций все же не наблюдается.

Геолого-структурные аналоги ртутных месторождений Верхояно-Чукотской складчатой области, такие, например, как Звездочка (кварц-диккитовый тип), Урультунское и Гал-Хая (карбонатный тип) и другие, встречаются на Аляске (Ред Девл), в Британской Колумбии (Шинчи-Лейк, Бралора Такла). Месторождения ртути Охотско-Чукотского (Пламенное, Пыкарваамское), Восточно-Сихотэ-Алинского (ртутные проявления Кавалеровского района), Центрально-Камчатского (Чемпура, Анавгайское) вулканогенных поясов близки по минеральному составу и геологическому строению опалитовым месторождениям Бассейнов и Хребтов Невады в США (Опалит, Кордеро) и Японии (Итомука). Месторождения листовитового типа Корякского нагорья (Тамватнейское, Маметченское), Камчатки (Красная Шапочка), Сахалина (Светловское) имеют много общего с подобными объектами Калифорнии (Нью-Альмаден, Нью-Идрия) и Британской Колумбии (Тийотон Крик). Китайские месторождения карбонатного типа (в карстовых полостях) в структурном отношении напоминают некоторые проявления Терлингуа.

Общий признак всех ртутных месторождений ТРП — тесная связь их с зонами гидротермально измененных пород, состав, интенсивность и тип изменений которых зависят от состава вмещающей среды и геолого-структурных особенностей рудоподводящих и рудовмещающих систем. Изучение минерального состава гидротермально метаморфизованных пород и оруденения, термометрические исследования рудных и жильных минералов показывают, что гидротермальный метасоматоз и рудный процесс протекали при сравнительно низких температурах (250—80°C).

Существуют и различия в размещении и строении ртутных месторождений характерных регионов ТРП. В Северо-Американском сегменте месторождения находятся преимуще-

ственно в эвгеосинклинальном поясе Кордильер (Калифорния, Британская Колумбия), меньше встречаются в переходной зоне (Центрально-Аляскинский блок, Невадийская зона), и лишь единичные проявления известны в миогеосинклинальных системах. В Восточной Азии они присутствуют и в типично эвгеосинклинальных зонах (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Дальний Восток), и в миогеосинклиналях (Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы, некоторые районы Монголо-Охотской складчатой области). Весьма своеобразны ртутные месторождения Китая. Многие из них попадают в контуры Южно-Китайской платформы и располагаются по обрамлению слагающих ее древних жестких массивов. В этом отношении региональное распределение ртутного оруденения в Китае сходно с размещением ртутных проявлений в зонах активизации плато Колорадо.

На обоих континентах ртутные месторождения широко развиты в вулканогенных поясах; важную роль играет строение структур основания пояса. Наиболее представительные месторождения Восточной Азии располагаются в вулканитах, залегающих на миогеосинклинальных формациях с проявлением среднего и кислого магматизма (месторождения Охотско-Чукотского пояса). Ртутносность Восточно-Сихотэ-Алинского, Сахалинского и Восточно-Камчатского вулканогенных поясов, приуроченных преимущественно к эвгеосинклинальным формациям, менее представительна. В то же время ртутные месторождения в вулканических полях США, развитых на эвгеосинклинальном основании, являются весьма перспективными, что существенно отличает вулканогенные пояса Северной Америки от подобных структур Восточной Азии.

Ртутные месторождения Восточно-Азиатского сегмента, особенно Северо-Востока СССР и Советского Дальнего Востока, более сложны по рудноформационным и структурно-морфологическим типам, разнообразнее по минеральному составу и возрасту, нередко комплексные. На этой территории выявлены существенно ртутные, сурьмяно-ртутные, сурьмяно-мышьяково-ртутные, полиметаллически-ртутные (часто с сурьмой), вольфрамово-сурьмяно-ртутные, золото-мышьяково-ртутные, блеклорудно-ртутные и различные ртутьсодержащие золотосеребряные, оловянно-сульфидные с серебром и полиметаллами, медно-колчедановые рудные формации телетермальных, телемагматогенных, вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных генетических групп. В Северной Америке резко преобладают монометалльные ртутные и сурьмяно-ртутные (иногда с золотом, серебром, медью) месторождения телемагматогенной и вулканогенной групп. Здесь обнаружены особенно крупные месторождения листовитового и опа-

литового типов, а также связанные с деятельностью современных источников и нефтяными водами. Встречаются редкие месторождения ртутно-селенидного с ураном типа (Мерисвейл, Лаки-Бой) и своеобразные месторождения ртуть-оксихлоридной группы (район Терлингуа).

Общими морфологическими типами месторождений являются пласто- и столбообразные залежи и крупные гнезда в листовенитах, минерализованные зоны дробления и жилы в терригенных, реже в карбонатных толщах и на контактах их с дайками, пластовые залежи и линзы в эффузивах, трубчатые и столбчатые тела в карстовых полостях среди известняков. Однако в американских месторождениях не встречаются такие морфологические типы, как штокверкоподобные дробленные блоки, менее распространены метасоматические залежи в пластах песчаников, не известны согласные тела в пластах джаспероидов. Последние характерны только для китайских месторождений и предполагаются в известняках палеозойских поднятий Яно-Колымской системы.

В месторождениях Северной Америки наблюдается более четкая пространственная и парагенетическая связь ртутного оруденения с проявлениями неоген-четвертичного субаэрального вулканизма и современной поствулканической гидротермальной деятельностью.

Ртутная минерализация Восточной Азии формировалась длительнее, чем оруденение Северной Америки. Так, в Монголо-Охотской области, в районах Становика и Джугджура она начала проявляться в палеозое, о чем свидетельствуют находки гальки и зерен киновари в верхнепалеозойских отложениях хр. Хараулах. Палеозой-мезозойский возраст имеют многие месторождения ртути Китая. В области мезозой Северо-Востока СССР ртутный рудогенез протекал от начала до конца мела, в Охотско-Чукотском и Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах — в течение мела — раннего палеогена, в Корякском нагорье —

в палеогене — неогене, на Камчатке, Курильских островах и на о. Сахалин — от неогена до четвертичного времени. Иными словами, происходило омоложение ртутного оруденения в направлении от материка к Тихому океану. Ртутные месторождения Северной Америки начали формироваться позднее: от эоцен — олигоцен на Аляске и в Британской Колумбии вплоть до четвертичного (и современного) времени в Западных штатах Америки. Здесь также наблюдается омоложение оруденения в направлении от континента к Тихому океану.

Преимущественное развитие месторождений опалитового и листовенитового типов в Западных штатах Америки, их значительные масштабы и более простой вещественный состав можно объяснить спецификой глубинного строения и геолого-металлогенической эволюции этой части Тихоокеанского обрамления, где ртутное оруденение формировалось в весьма благоприятных тектонических условиях. Мощное сжатие земной коры в конце мезозоя и интенсивный рифтогенез в кайнозое способствовали развитию глубинных надвиговых и сбросовых структур и сопровождался проявлением резко контрастного магматизма: от щелочно-кислого до ультраосновного состава. Вероятнее всего, рудный процесс в таких условиях на протяжении длительного времени протекал спокойно и непрерывно, что привело к мобилизации, а не к рассеиванию оруденения. В пределах Восточной Азии близкая геологическая ситуация отмечалась в Корякском нагорье и частично на Камчатке. Однако незавершенность геосинклинального развития и интенсивный вулканизм на Камчатке не очень благоприятствовали накоплению ртути. Зависимость ртутного рудогенеза, концентрации и сохранения ртутного оруденения от формы и интенсивности проявления магматизма можно проследить также в других вулканических областях: краевых Охотско-Чукотском, Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах, зонах орогенного вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин П. В. Ртутоносные провинции Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука, 1975.
2. Диксон Ф., Ганнелл Дж. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
3. Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте.— М.: Мир, 1972.
4. Копытин В. И. Особенности размещения и поисковые признаки ртутного оруденения в вулканогенных поясах Северо-Востока СССР.— В кн.: Ртутное оруденение в орогенных вулканических комплексах Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1978.
5. Линн Р. К. Рудный район Нью-Идрия.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973.
6. Металлогения ртути/Под ред. В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука.— М.: Недра, 1976.
7. Рождественский В. С. Ртутное оруденение о-ва Сахалин.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968.
8. Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968.
9. Уайт Д. Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанных с термальными минеральными ис-

- точниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
10. Федорчук В. П. Геология ртути.— М.: Недра, 1983.
  11. Фиск Э. Л. Месторождение Кордери в рудном районе Опелайт.— В кн.: Рудные месторождения США, Т. 2. М.: Мир, 1973.
  12. Шило Н. А., Бабкин П. В., Копытин В. И. Металлогения ртути северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1978.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

13. Armstrong J. E. Tectonic and Mercury Deposits in British Columbia. Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera.— Montreal, 1966.
14. Bailey E. H., Everhart D. L. Geology and Quicksilver Deposits of the New Almaden District, Santa Clara Country, California, U. S. Geol. Survey, Prof. paper 360, 1964.

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 550.314

Ю. Я. Вацлов

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Освещены вопросы математизации и оптимального соотношения ручных методов счета и ЭВМ в развитии геологической интерпретации результатов глубинных геофизических исследований. Приведена классификация методов интерпретации. Рассмотрены некоторые положения тотальной интерпретации гравитационных

и магнитных аномалий в классе блоковых моделей источников, а также комплекса методов объемного мелко- и среднемасштабного картирования, в котором главную роль играют результаты интерпретации гравиметрии.

Глубинной интерпретацией условимся называть результаты геологического истолкования геофизических данных о структуре и «веществе» геологических тел [11], располагающихся на глубинах свыше 2—3 км. Предлагаемое толкование термина вводится исключительно для удобства изложения материала статьи, и автор, конечно, не настаивает на его обязательности. Речь идет о геологической интерпретации, в процессе которой решаются обратные задачи, т. е. по геофизическим наблюдениям делаются заключения о геологическом строении.

К числу обсуждаемых в статье проблем относятся: 1) значение математизации теории интерпретации геофизических данных, 2) соотношение ЭВМ и ручных методов в решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии, 3) классификация методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, 4) «тотальная» интерпретация в классе блоковых моделей источников возмущения, 5) структура комплекса геофизических методов исследования при объемном мелко- и среднемасштабном картировании земной коры и верхней мантии.

1. *Значение математизации теории интерпретации геофизических данных.* Последние двадцать пять лет в теорию интерпретации потенциальных полей интенсивно внедряются математические понятия и методы. Одним из наиболее видных представителей математического направления в интерпретации является В. Н. Страхов [12]. Математизация теории интерпретации геофизических данных, в частности потенциальных и непотенциальных магнит-

ных и гравитационных полей, представляется естественным процессом ее развития, в котором можно выделить три главных направления: а) исследование таких наиболее общих проблем теории интерпретации геофизических аномалий, как вопросы существования, единственности, устойчивости, эквивалентности решений обратных и некоторых вспомогательных (см. ниже) задач и их грамотная математическая постановка, б) математическая формализация вычислительных и классификационных проблем глубинной геофизики, т. е. перевод указанных задач геофизики на «языки» различных разделов математики, в) использование новых, более точных вычислительных методов и приемов при решении конкретных обратных задач гравиметрии и магнитометрии.

Наиболее плодотворно развивались первое и второе направления. Получен ряд интересных результатов по проблеме эквивалентности решений прямых задач, но, как правило, для тел экзотической формы, которыми трудно аппроксимировать реальные геологические структуры. Определенные успехи достигнуты при рассмотрении проблем существования, единственности и устойчивости решения обратных задач. Известно, что эти проблемы являются условием корректно поставленной задачи [7, 14].

При геологической интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных используются параметры, полученные в результате решения математически некорректно поставленных задач, причем в ряде случаев решение может отсутствовать вообще. Однако представители ма-



тематического направления в геофизике пока не дают рекомендаций, которые можно было бы использовать при интерпретации для избежания неустойчивости, множественности или даже отсутствия решений (в том числе и для отдельных классов тел). По-видимому, эти вопросы должны решаться для каждой конкретной аномалии (не обязательно изолированной) или их системы отдельно, что и делается стихийно интерпретаторами-практиками, которые часто не отдают себе отчета в том, что ими решаются крупные математические проблемы. Так, множественность решений преодолевается расчетом того или иного вектора средних параметров (осреднением). Если отдельные осредняемые векторы значительно отличаются от большинства (что можно рассматривать как признак неустойчивости некоторых решений), то вводится процедура их выбраковки. При расхождении большинства векторов параметров сверх допустимых пределов отбраковывается весь результат интерпретации, и тогда говорят об отсутствии решения для данной аномалии (или системы аномалий).

В 60—80-е гг. выполнена большая «переводческая» работа в указанном выше смысле. Здесь поле деятельности почти столь же обширно, как и в самой математике, в которой даже выдающиеся представители ее специализированных направлений уже не понимают друг друга. В геофизике (впрочем, как и в ряде других наук) математический и другой терминологический «обвал» способствует появлению специалистов, мало заботящихся о том, чтобы донести интерпретационные идеи до сознания геофизиков и практического воплощения. Поэтому нередко оказывается, что вводимые понятия и термины дублируют уже имеющиеся в геофизике, но этот дубляж придает видимость нового научного подхода. В таком случае сглаживание аномалий называют регуляризацией, комплексный подход — системным и т. д. Тем не менее процесс терминологического обновления языка геофизики является объективной реальностью, он отражает проникновение математики в геофизику и с ним необходимо считаться.

Целью глубинных геофизических исследований на всех этапах — от полевых работ до интерпретации — является получение информации о строении и вещественном составе земной коры и верхней мантии. С этой позиции следует подходить к оценке эффективности всех этапов интерпретационного процесса, и в частности к его математизации. Здесь следует отметить практические достижения в решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии с помощью метода статистической корреляции [8—10], хотя его возможности ограничены, а также методов подбора, которые автор отно-

сит к аналитическим (функциональным) методам.

Методику моделирования сложных неоднородных сред критически оценивает ведущий идеолог математического направления в интерпретации В. Н. Страхов, называющий в [12] набор средств, используемых при подборе, примитивным. Такая крайность в оценках простых и широко используемых в практике методов интерпретации характерна для этого исследователя. В начале 70-х гг. В. Н. Страхов предложил разделять теорию интерпретации на научную (математическую) и утилитарно-геологическую, тем самым придавая уничижительный оттенок характеристике геологических методов интерпретации. Что такое «геологическая интерпретация», ясно каждому геологу и геофизику. Но как понимать «математическую интерпретацию»? «Интерпретация» в переводе на русский означает «истолкование». О каком же «математическом истолковании» идет речь и где это истолкование используется с практическими целями без геологической интерпретации? Разумно полагать, что речь идет о математической формулировке геофизических задач, о переводе их с языка геофизики на язык математики. Практическую же ценность без геологической интерпретации они могут иметь лишь в рамках самой математики.

Сторонники математического направления в интерпретации, объявляя примитивными некоторые новые методы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии, в которых реализуется подбор источников аномалий или интерпретируются локализованные аномалии и их системы с использованием свойств потенциальных функций, тем самым смещают акценты в выборе критериев оценок истинного значения некоторых методов. Получается, что хороши лишь сложные методы интерпретации и плохи простые вне зависимости от их геологической отдачи и точности определения параметров. В этой связи уместно привести высказывание Н. Винера о погибшем в молодости талантливом английском математике Пэли: «Если рассматривать математику как игру, то Пэли надо признать одним из замечательнейших игроков... Когда мы ставили перед собой какую-нибудь задачу, я всегда прежде всего стремился понять ее физический и даже инженерный смысл. Пэли с интересом изучал мои методы работы, так же как я его, но мой сугубо прикладной подход к науке был ему глубоко чужд... Боюсь, что моя готовность застрелить математического зверя в тех случаях, когда я не мог затравить его по всем правилам, шокировала и его, и некоторых других моих английских друзей» ([6] с. 162).

Все это способствует созданию атмосферы неprestижности геологического направления

интерпретации и в вузах, и в редакциях геофизических журналов, и на геофизических совещаниях, где под эгидой семинаров по геологической интерпретации фактически обсуждаются математические вопросы интерпретации.

Критически относясь к «утилитарной» геологической интерпретации, представители крайнего крыла приверженцев математического направления в интерпретации хотя и с большим опозданием, но начинают учитывать ее идеи и достижения. Так, в [12] и многих других работах только сейчас ставится вопрос о необходимости разработки методов решения обратных задач для трехмерного случая. Но такие задачи в гравиметрии успешно и в большом числе решаются модификациями метода подбора с середины 60-х гг. [1, 5]. То же самое можно сказать и о растущем интересе математиков к задачам в классе блоковых моделей источников возмущения.

Без сомнения, советская школа математических проблем в интерпретации гравитационных и магнитных аномалий занимает ведущие позиции в мировой геофизике. Но непомерное отвлечение сил геофизиков к решению математических задач может привести и уже приводит к отставанию в решении практических (геологических) вопросов интерпретации.

Какие же специфические новые методы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии принесла с собой математизация теории интерпретации? Это единственный метод — особых точек. Однако обоснованность его применения, например в магнитометрии в постановке В. Н. Страхова, вызывает серьезные сомнения как с точки зрения физики явления, так и в математическом плане. Идея метода заключается в том, чтобы по магнитным аномалиям, наблюдаемым на некотором расстоянии от источника, посредством аналитического пересчета магнитного поля в нижнее полупространство (в направлении к источнику) определить положение так называемых особых точек аномального тела, которыми могут быть, например, угловые точки многоугольника. Но из теории магнетизма известно, что намагниченное тело состоит из множества доменов, обнаруживаемых на микроскопическом уровне исследования. Поэтому число особых точек будет очень большим, а сама аномалия по мере приближения к источнику должна распадаться на все более мелкие аномалии, число которых не меньше общей суммы доменов. Действительно, повысотные магнитные съемки, съемки на поверхности и у дна океанов и другие эксперименты подтверждают эту идею [4].

Между тем многочисленные осцилляции поля, возникающие в результате его продолжения в нижнее полупространство, сглаживаются с помощью регуляризирующих операторов в

справедливом предположении, что появление осцилляции связано с существованием погрешностей наблюдения и счета. Но поскольку возникновение осцилляций диктуется и физическими соображениями, то обоснованное их сглаживание необходимо строить на базе упрощенной модели источника. Однако автор метода В. Н. Страхов придерживается «внемодельной» концепции особых точек, а регуляризирующая часть оператора выбирается им на основе внутриматематических соображений. В этом смысле регуляризация — давно известная в геофизике операция сглаживания аномалий, теоретическое обоснование которой приведено еще в работе А. Н. Тихонова и Ю. Д. Буланже [13]. На базе такого рода сглаживания путем осреднения составляются многочисленные карты условно-локальных и региональных составляющих поля, которые удобны для качественного истолкования материала, но никогда не используются для количественной интерпретации.

Другое дело, когда сглаживание (регуляризация) выполняется на основе априорной модели аномального тела. Но тогда такая регуляризация превращается в известный в геофизике и других науках метод подбора. Вообще «регуляризация» — термин свободного пользования. В математике существуют такие понятия, как регулярность множества, пространства, гармонических функций, потенциальных функций на бесконечности, регулярный оператор, симплекс и т. д. «Регулярный» дословно означает «правильный».

При внемодельной постановке задачи определения координат особых точек имеет место большая неоднозначность по той причине, что в нижнем полупространстве на одном и том же уровне может существовать множество осциллирующих кривых, пересчет которых на исходный уровень наблюдения даст одну и ту же аномалию с заданной погрешностью  $\epsilon$ . Поэтому будет существовать и множество различных решений в виде особых точек, ответственных за каждую осцилляцию.

В методе особых точек заранее предполагается отсутствие нижних особенностей, что резко сужает область его практического применения. Считается возможным пренебречь влиянием нижних особенностей  $z_2$ , если  $z_2$  в 4—5 раз больше  $z_1$  — глубины верхних особенностей. Однако интерпретатор не может знать этого заранее. Кроме того, указанная рекомендация является по существу неправильной, так как проявление на поверхности наблюдений влияния нижних особенностей зависит еще и от ширины намагниченного тела, т. е. от горизонтального расстояния между особенностями.

Не располагая методом определения или учета влияния нижних особенностей,

В. Н. Страхов убеждает геофизиков-интерпретаторов в бессмысленности определения глубин нижних ограничений ввиду большой погрешности расчета  $z_2$ . Действительно, при определении  $z_2$  вытянутых по вертикали (в сравнении с горизонтальными размерами) тел возможна погрешность в 100% и более. Но в задачах глубинной геофизики реальная форма тел благоприятна для определения  $z_2$  (горизонтальные размеры больше или близки по величине к  $z_2$ , а  $z_2 \gg z_1$ ), а относительная погрешность определения  $z_2$  плотностных неоднородностей в форме блоков с квазивертикальными боковыми ограничениями и  $\Delta\sigma = \text{const}$  ( $\Delta\sigma$  — аномальная плотность) вообще меньше относительной погрешности расчета  $z_1$ . Это так называемый парадокс интерпретации, физический смысл которого автор поясняет в [1]. Отказаться от расчета глубинных нижних ограничений  $z_2$  означает, во-первых, не использовать огромный объем информации о глубинной структуре и веществе и, во-вторых, определять глубины  $z_1$  с большой погрешностью.

А. В. Цирульский, определив величину центра масс  $z_0$  и положение верхних особенностей  $z_1$  в предположении, что нижние особенности  $z_2$  располагаются на бесконечности, рассчитывает затем через величины  $z_1$  и  $z_0$  значения нижних особенностей  $z_2$  [16]. Опыт автора, решавшего подобную задачу с использованием итерационного разложения Хана [1, 2], показал, что полученные значения  $z_1$  и  $z_2$  могут рассматриваться лишь как первый самый грубый результат в процессе последовательного приближения параметров аномального тела. Можно привести еще ряд примеров, иллюстрирующих недостатки решения обратных задач с помощью способа особых точек.

2. *Соотношение ЭВМ и ручных методов в решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии.* По существу — это известная проблема взаимоотношений «человек — машина», причем в начале развития теории интерпретации, когда единственным видом счетной техники был ручной или электрический арифмометр, роль «машины» была невелика. По мере развития вычислительной базы перед исследователями открывались широкие возможности применения ЭВМ для решения ранее недоступных человеку задач. Вполне оправданный энтузиазм, охвативший ученых, приводил некоторых из них к переоценке роли ЭВМ на каждом конкретном этапе развития науки и к снобистскому отношению к простым ручным методам счета. Были времена, когда в геофизике только упоминание о том, что расчеты сделаны с помощью ЭВМ, решало судьбы диссертационных работ, а отсутствие таких расчетов во многом обесценивало работу во мнении специалистов.

Между тем в СССР еще не создана интерпре-

тационная система для ЭВМ, и это во многом объясняется тем, что решение насущных вопросов интерпретационного математического обеспечения является делом малопрестижным для математиков в геофизике и геофизиков с математическим уклоном, предпочитающих крайне необходимым практическим разработкам хорошо публикуемые исследования в области теории интерпретации. Получается, что, не создав математического обеспечения решения на ЭВМ обратных задач, некоторые интерпретаторы спешат отказаться от ручных методов и объявляют их устаревшими и примитивными. Но геология не может ждать наступления лучших времен в разработке теории интерпретации геофизического материала.

Наивысшая производительность труда является критерием оптимального соотношения ЭВМ и ручных методов в процессе интерпретации. Так, решение некоторых относительно простых обратных задач для аномалий  $\Delta g$  методом подбора с помощью билогарифмических палеток [1] требует меньше ручного труда, чем подготовка материала к счету на ЭВМ. Отметим, что сами палетки были рассчитаны на ЭВМ. Но уже следующий этап интерпретации, когда модель источника аномалии силы тяжести усложняется и интерпретатор переходит от прямоугольного параллелепипеда к вертикальной многоугольной в плане призме, применение ручного счета с помощью палеток или номограмм, например, тех, по которым считают поправки за влияние рельефа местности, становится, как правило, нецелесообразным.

Представляется, что ручная интерпретация потеряет значимость лишь с появлением ЭВМ новых поколений, имеющих разветвленную сеть терминалов со звуковым (голосом) и графическим вводом информации.

3. *Классификация методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.* О некоторых классификационных проблемах теории интерпретации и ее постановке было сказано выше. В качестве еще одного примера неудачной типизации можно привести классификацию обратных задач гравиразведки на рудные, структурные и со сложным распределением масс в справочнике геофизика [7]. Само наименование классов должно подсказывать их содержание, а здесь оно дезориентирует. В самом деле, какой классификационный признак подсказал такое наименование классов? Если существует класс «рудных» обратных задач, то тогда другой класс должен быть классом «нерудных» задач. Структурными же являются все обратные задачи гравиметрии, «неструктурных» задач нет. Этот класс задач лучше было бы назвать классом задач для слоистых сред, хотя возможность приложения их на практике значительно меньше в сравнении с тем внима-

## Классификация некоторых вспомогательных методов интерпретации при решении обратной задачи гравиметрии и магнитометрии

Индекс	Классификационный признак	Вспомогательные методы интерпретации и их индексы				
В.1.— В.2.	Цель интерпретации	Редукция В.1.	Разделение аномалий («геологическая редукция») В.2.			
В.1.1.— В.1.3.	Тип редукции	Изостатическая В.1.1.	Буге В.1.2.	Аналогично В.1.2. для магнитного поля В.1.3.		
В.1.1.1.— В.1.1.4	Тип изостатической редукции	Пратта В.1.1.1.	Эри В.1.1.2.	Венинг-Мейнеса В.1.1.3.	Графф-Хантера В.1.1.4.	
В.1.2.1.— В.1.2.5.	Тип редукции Буге по степени приближения к «идеальной» редукции Буге	Редуцирование по формулам плоскопараллельного слоя В.1.2.1.	Редуцирование с поправкой за влияние рельефа (топографическое) В.1.2.2.	Аналогично В.1.2.2.+ поправка Гленни В.1.2.3.	Аналогично В.1.2.2. с учетом сферичности Земли В.1.2.4.	Аналогично В.1.2.2.— В.1.2.4., по специальным операциями приведения на произвольную плоскость или сферу В.1.2.5.
В.2.1.— В.2.2.	Взаимоотношение размеров разделяемых аномалий	«Региональные» и «локальные» В.2.1.	«Равномасштабные» В.2.2.			
В.2.3.— В.2.6.	Методика реализации	Геолого-геофизический (модельный) В.2.3.	С использованием трансформаций В.2.4.	Аналитический В.2.5.	Статистический В.2.6.	
В.2.3.1.— В.2.3.5	Структурная природа объектов, создающих разделяемые аномалии	Блокового происхождения В.2.3.1.	Слоистого происхождения В.2.3.2.	Блоково-слоистого происхождения В.2.3.3.	Связанные с диапироподобными телами В.2.3.4.	Комбинированного происхождения В.2.3.5.
В.2.4.1.— В.2.4.5.	Тип трансформации	Пересчет в верхнее полупространство В.2.4.1.	Пересчет в нижнее полупространство В.2.4.2.	Вычисление высших производных В.2.4.3.	Осреднение В.2.4.4.	Вычисление специальных функционалов В.2.4.5.

нием, которое им уделяют в теории. И наконец, сложные задачи — это не класс обратных задач, а лишь этап интерпретации на более высоком уровне.

В табл. 1—3 приведена классификация методов интерпретации и носителей заряда [1, 2]. Собственно интерпретации предшествует обработка геофизических данных вспомогательными методами редукции и разделения аномалий. С их помощью наблюдаемые магнитные и гравитационные поля приводятся к виду, удобному для решения обратной задачи, и выделяется полезный сигнал, являющийся объектом дальнейшего анализа. В редукциях В.1.1.— В.1.3 (см. табл. 1) используется, например, априорная информация о поведении твердой поверхности Земли. Эту информацию получают при геодезических измерениях на суше и батиметрических на море. С поведением твердой поверхности раздела, на которой плотность изменяется в диапазоне 1,8—3,0 г/см<sup>3</sup> на суше и

0,8—2,0 г/см<sup>3</sup> в морях и океанах, связаны максимальные по амплитуде изменения поля силы тяжести.

Методы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии классифицированы по трем главным признакам (И.1 — И.3). И.1 подразделяются на аналитические, или функциональные, (И.1.1.) и статистические (И.1.2.) (см. табл. 2). В табл. 3 обосновывается выделение третьего класса задач интерпретации, кроме плоской и трехмерной, для тел ступенчатого вида. Такие тела можно представить как двумерные, у которых одна из боковых граней удалена в бесконечность. Необходимость выделения этого класса диктуется своеобразием поведения потенциальных полей, связанных с телами такого типа.

4. «Тотальная» интерпретация в классе блоковых моделей источников возмущения. Успех интерпретации в первую очередь определяется правильностью выбранной модели среды, кото-

## Классификация методов решения обратной задачи гравиметрии в магнитометрии (количественная интерпретация)

Индекс	Классификационный признак и его индекс	Классы методов интерпретации и их индексы			
И.1.1.— И.1.2.	Используемый математический аппарат И.1.	Аналитические И.1.1.	Статистические И.1.2.		
И.1.1.1.— И.1.1.2.	Используемый математический аппарат для аналитических методов интерпретации И.1.1.	Решение систем трансцендентных и алгебраических (степени $n > 4$ ) уравнений И.1.1.1.	Использование свойств потенциальных физических полей И.1.1.2		
И.1.2.1.— И.1.2.3.	Используемый математический аппарат для статистических методов интерпретации И.1.2.	Изучение корреляционных связей И.1.2.1.	Исследование мультимодальных полигонов распределения параметров носителя И.1.2.2.	Спектральные и близкие к ним статистические исследования И.1.2.3.	
И.2.1.— И.2.5.	Тип модели аномального тела И.2.	Блоковая модель структуры И.2.1.	Слоистая модель структуры И.2.2.	Блоково-слоистая модель структуры И.2.3.	Сложная диашироподобная модель структуры И.2.4. Комбинированная модель структуры И.2.5.
И.2.1.1.— И.2.1.3.	Наклон бокового ограничения модели блока И.2.1.	Вертикальные боковые ограничения И.2.1.1.	Наклонные боковые ограничения И.2.1.2.	Сложные формы боковых ограничений И.2.1.3.	
И.2.1.1.1.— И.2.1.1.3.	Размерность модели И.2.1.1.	$N_{БЗ}$ — ступени и их комбинации И.2.1.1.1.	$N_{БЗ}$ — двумерные призмы и их комбинации И.2.1.1.2.	$N_{БЗ}$ ( $n = 4, 5, 9, 10$ ) — трехмерные многогранники И.2.1.1.3.	
И.3.1.— И.3.7.	Конечная цель интерпретации и ее априорная информационная основа И.3.	Определение $z_2$ или других параметров блока при априорно заданных некоторых параметрах И.3.1.	Определение глубин поверхностей раздела слоев по глубинам нижних и верхних ограничений блоков И.3.2.	Определение глубин поверхностей раздела слоев (глубины поверхности в некоторых точках и разность плотности $\Delta\sigma$ известны) И.3.3.	То же, что И.3.3., но разность $\Delta\sigma$ не известна И.3.4.
		Определение пространственных параметров диашироподобных тел при априорно заданных некоторых параметрах И.3.5.	Оценка параметров блоково-слоистой структуры методами типа спектрального анализа на основе априорной количественной информации И.3.6.	Тотальное (в узком смысле слова) определение всех параметров блоковой модели И.3.7.	

рая является источником аномалий. В глубинной геофизике (в том конвенциональном понимании этого термина, которое дано в начале этой статьи) главным источником аномалий силы тяжести и магнитного поля являются тела

в форме блоков, большинство из которых ограничено (частично или полностью) квазивертикальными боковыми ограничениями и имеет горизонтальные размеры больше вертикальных. Для аномалий силы тяжести идея блоковой

Таблица 3

Классификация моделей «носителей заряда» гравитационных и магнитных полей по логарифмической норме  $\|O(1/r^k)\|$  асимптотических значений производных потенциала  $U$

Тип носителя $N$	Производная потенциала				
	$U'_z$	$U''_{zz}$	$U'''_{zzz}$	$U''''_{zzzz}$	$U''_{xz}$
Объемный					
$\ O(1/x^k)\ $	+3	+3	+5	+5	+4
$\ O(1/y^k)\ $	+3	+3	+5	+5	+5
Двумерный					
$\ O(1/x^k)\ $	+2	+2	+4	+4	+3
Ступенчатый					
$\ O(1/x^k)\ $	+1	+1	+3	+3	+2

природы источников аномалий является кардинальной и потому с трудом воспринимаемой геологами и геофизиками, привыкшими связывать изменения поля силы тяжести с колебаниями горизонтальных границ раздела. Вопрос о природе источников аномалий, несмотря на фундаментальное значение для теории и практики интерпретации, не нашел отражения в упоминаемом выше справочнике геофизика.

Из идеи блоковой модели источников аномалий вытекает необходимость разработки методов интерпретации в классе блоковых источников возмущения. Автором предложены и реализованы следующие методы: а) амплитудно-асимптотические, в которых свойства регулярности на бесконечности потенциала и его производных используются для вывода спектра формул, позволяющих рассчитывать глубины  $z_2$  нижнего ограничения плотностных и магнитных неоднородностей в виде блоков, величину поправки за конечность интервала интегрирования в ряде интегральных методов интерпретации и поправки за смещение нулевого уровня аномалии; б) интерпретации, которые реализуются на базе выражений, решающих внешние задачи Дирихле и Неймана на плоскости; в) метод интерпретации трехмерных аномалий силы тяжести билогарифмическими палетками, рассчитанных для блоков в форме прямоугольных параллелепипедов; г) итерационное разложение Хана как метод решения обратной задачи магнитометрии для аномалий  $\Delta Z_a$ ; д) метод решения систем нелинейных уравнений при интерпретации аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  над аномальными телами в форме прямоугольного параллелепипеда способом деформируемого многогранника.

Наиболее эффективными являются методы «тотальной» интерпретации. Термин «тотальная интерпретация» предлагается связывать с методом (или системой методов) решения обратной задачи гравиметрии или магнитометрии,

посредством которых при минимуме предпосылок об исследуемом объекте получают все его параметры и физические характеристики и, кроме того, попутно разделяют локальные и региональные аномалии и определяют нулевой уровень. За исходные предпосылки обычно принимаются представления о форме аномального тела и законе распределения его физических свойств. При этом, если «тотальная интерпретация» проводится одним методом, то это будет интерпретацией в узком смысле слова, если же системой методов и операций — тотальной интерпретацией в широком толковании этого термина. Задача разделения аномалий между собой и отделения локальных аномалий от региональных, которая ставится в [12] довольно неуверенно, в классе блоковых моделей источников уже давно получила практическое решение.

Из методов интерпретации предпочтение отдается универсальному методу подбора, широко распространенному при решении задач в других отраслях науки. Подбор — это по своему математическому существу метод решения систем нелинейных уравнений для аппроксимирующих объемных моделей среды. А те методы, которые разработаны на основе использования свойств потенциальных функций, занимают место в начале интерпретационной цепочки, представляющей ряд итераций от более простых моделей к более сложным. Такие методы эффективны в классах плоских и ступенчатых обратных задач. Они дают исходные параметры для методов подбора.

Результаты массовой интерпретации магнитных и гравитационных аномалий в классе блоковых моделей источников обрабатываются статистически путем построения полигонов частот, имеющих мультимодальный характер. Для практической оценки значимости мод могут использоваться медианный критерий серий и разработанные автором критерии — модифицированный Вьенемэ и полиномиальный. Подсчет вероятности случайного появления полигона с заданным числом мод осуществляется с помощью схемы оценки вероятности случайных комбинаторных конфигураций [1, 3].

Итак, «тотальная» интерпретация при решении обратных задач потенциальных полей характеризуется следующей последовательностью операций: интерпретация изолированных аномалий от блоковых источников с получением всех параметров по формулам для простейших ступенчатых тел — уточнение параметров по формулам более сложных двумерных тел (прямоугольная бесконечная призма) — решение методом подбора в трехмерном случае (параметры, полученные при решении плоской задачи, используются в качестве начальных приближений при подборе) — решение трех-

мерной задачи для систем аномалий с одновременным или последовательным разделением аномалий — массовая интерпретация в классе блоковых моделей источников — статистическая обработка результатов массового определения параметров с выделением значимых мод.

5. *Структура комплекса геофизических методов исследования при объемном мелко- и среднемасштабном картировании земной коры и верхней мантии.* Сопоставление полигонов частот параметров  $z_1$  и  $z_2$  плотностных и в меньшей степени магнитных неоднородностей в форме блоков между собой и с данными сейсмических, сейсмологических, магнитотеллурических зондирований, геологических исследований и бурения позволило установить новое явление, структурная и тектоническая интерпретация которого показывает существование закономерной пространственной взаимосвязи блоков и слоев в земной коре и верхней мантии: нижние и верхние ограничения плотностных неоднородностей в форме блоков повсеместно тяготеют к горизонтальным уровням в земной коре и верхней мантии, на которых располагаются квазигоризонтальные поверхности расслоения (кровли фундамента, «базальтового» слоя, поверхность Мохоровичича, границы в верхней мантии и другие). Закономерность является фундаментальной для геологии и геофизики вообще и теории интерпретации аномалий силы тяжести в частности. Она позволяет выдвинуть результаты интерпретации гравиметрии на первое место в комплексе геолого-геофизических методов построения объемных моделей земной коры и верхней мантии. Это объясняется тем, что, во-первых, гравиметрическая съемка является площадной. Сейсмические исследования ввиду их дороговизны проводятся по редкой сети профилей, не обеспечивающей построение объемной модели. Во-вторых, практическое приложение фундаментальной структурной закономерности к результатам интерпретации аномалий силы тяжести в классе блоковых моделей источников возмущения имеет чрезвычайно важное значение, поскольку позволяет без привлечения других геофизических дисциплин получить информацию о глубинах горизонтальных границ расслоения 1-го и 2-го рода, заложения раз-

ломов и блоков, о значениях плотности пород земной коры и верхней мантии и др.

Объемная модель строится по системам плотностных разрезов и срезов на разных уровнях, которым дается вещественная или геологическая интерпретация. При объемном мелко- и среднемасштабном картировании для независимого контроля и дополнения имеющейся информации привлекаются результаты МТЗ, геологических, сейсмических, сейсмологических, магнитометрических, тепловых и других исследований. Сейсмическое зондирование всегда было и останется ведущим, наиболее чувствительным методом изучения структуры. Однако у него есть ряд своих специфических проблем, к числу которых относятся трудности в выявлении природы волн и определении скоростной характеристики среды, а также сглаживание угловатых ограничений геологических тел, выделение второстепенных границ на сейсмических разрезах и т. д.

Выбор верной идеологии в интерпретации определяет главное — эффективную геологическую отдачу глубинных геофизических исследований. Самодовлеющая, гипертрофированная роль, которую стараются придать математизации, оказывает определенное организационное и идеологическое тормозящее воздействие на развитие теории и практики геологической интерпретации как цели геофизических исследований, чем и объясняется критический характер первой части этой статьи. Математизация — лишь звено геологических исследований, и она должна способствовать повышению производительности геологической интерпретации или получению новых результатов.

Вместе с рядом исследователей [5, 15, 17] автор глубоко уверен в том, что наибольшие достижения в глубинной геологической интерпретации гравитационных и магнитных полей и комплекса (системы) геофизических данных следует ожидать на пути осознанного перехода геофизиков к представлениям о преимущественно блоковой природе источников гравитационных, магнитных и других аномалий и разработки новых методов решения обратных задач в классе блоковых моделей источников при широком использовании выявленной фундаментальной закономерности в соотношении слоев и блоков земной коры и верхней мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вацилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования. — М.: Наука, 1973.
2. Вацилов Ю. Я. Методы тотальной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в классе блоковых моделей источников возмущения. — В кн.: Геофизические исследования блоково-слоистой структуры литосферы. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1983.
3. Вацилов Ю. Я. Статистические оценки мультимодальных полигонов (гистограмм). — Там же.
4. Вацилов Ю. Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1984.
5. Вацилов Ю. Я., Гайнанов А. Г. Новые данные о плотностных неоднородностях земной коры и верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 3.
6. Винер Н. Я. — математик. — М.: Наука, 1967.

7. *Гравиразведка*. Справочник геофизика/Под ред. Е. А. Мудрецовой.— М.: Недра, 1981.
8. *Жданов М. С., Шрайбман В. И.* Корреляционный метод разделения геофизических аномалий.— М.: Недра, 1973.
9. *Калинина Т. Б.* Статистические алгоритмы интерпретации магнитных и гравитационных полей.— Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1976, № 8.
10. *Каратаев Г. И.* Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Новосибирск: Наука, 1966.
11. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1969.
12. *Страхов В. Н.* Перспективы и пути развития теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
13. *Тихонов А. Н., Буланже Ю. Д.* Об осреднении гра-

- виметрических полей.— Изв. АН СССР. Сер. Геогр. и геофиз., 1945, № 3.
14. *Тихонов А. Н., Арсенин В. Я.* Методы решения некоторых задач.— М.: Наука, 1974.
15. *Федьинский В. В., Ващилов Ю. Я.* О слоисто-блоковой модели литосферы.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6.
16. *Цирульский А. В., Никонова Ф. И., Федорова Н. В.* Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.
17. *Шило Н. А., Ващилов Ю. Я.* Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан, 1979.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

УДК 551.05.66

*Т. И. Линькова, М. И. Райкевич*

## О ПРИРОДЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ СЛОЯ 2 ОКЕАНСКОЙ КОРЫ

Предлагается одно из объяснений сложного характера наблюдаемых линейных магнитных аномалий в некоторых районах Мирового океана. Оно не отрицает их линейного характера, но обращает внимание на то, что с увеличением возраста пород, т. е. с удалением

Исследование магнитных свойств коренных пород ложа Мирового океана представляется чрезвычайно важным в связи с изучением знакопеременных линейных магнитных аномалий, а также с возможной оценкой динамики океанских плит. Особенности структуры магнитного поля, наблюдаемые вблизи срединно-океанических хребтов, явились основой гипотезы тектоники литосферных плит. Выяснение природы магнитоактивного слоя в океане для каждого конкретного района является актуальной задачей, так как только детальные комплексные магнитные и палеомагнитные исследования, с одной стороны, и геологические, проведенные по драгированным и выбуренным породам дна — с другой, обеспечивают надежность интерпретации тех или иных наблюдаемых аномалий.

Имеющиеся сведения о магнитных характеристиках океанских базальтов, не говоря уже о подстилающих их породах, еще недостаточны для определения природы магнитоактивного слоя в океане. Не существует единого объяснения природы магнитных аномалий даже в рифтовой зоне Атлантического океана. Проведенные исследования показали, что фиксируемые здесь аномалии связаны преимущественно с зонами измененных базальтов и перидотитов, а также с неизменными базальтами

их от осей срединных хребтов, номер наблюдаемой аномалии часто не соответствует возрасту коры. Освещен также один из возможных процессов формирования магнитоактивного слоя в отдельных участках океанской коры.

[20]. В то же время чередование положительных и отрицательных аномалий, их линейный характер часто отражают лишь структурные особенности тектонического региона как в области Срединного хребта и рифтовой долины, так и в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса [1, 2, 15]. Одна из гипотез геологической природы наблюдаемых аномалий магнитного поля предложена Д. М. Печерским и Е. Г. Мирлиным [20] и в дальнейшем подтверждена работами других исследователей [1, 15]. В настоящее время для громадной площади, занимаемой Мировым океаном, выявлена сложная, еще до конца неясная картина намагниченности океанской коры [4, 7, 8, 21, 23]. Основные положения тектоники литосферных плит опираются на представления о палеомагнитной, срединговой и инверсионной природе океанских магнитных аномалий [18, 26, 37]. Существование знакопеременного расположения положительных и отрицательных аномалий, их линейный характер объясняются с позиций гипотезы Вайна — Метьюза, согласно которой наблюдаемые аномалии чередуются с блоками, имеющими остаточную намагниченность противоположной полярности. При этом считается, что наиболее сильные магнитные источники располагаются в верхней части океанской коры в слое 2, в зоне подушечных лав



[12, 20, 30, 36]. Предполагается значительно меньшая магнитная активность в слое 3, обусловленная присутствием пород, претерпевших зеленокаменный метаморфизм [8].

Это определяющее положение часто не подтверждается при изучении конкретных разрезов океанской коры. Так, исследования магнитных свойств пород из Северной Атлантики показали, что на поверхности находятся наиболее измененные базальты и магнитоактивными являются интрузивные породы. В ходе сопоставления результатов магнитной съемки с магнитными свойствами пород было установлено, что намагниченность верхнего слоя базальтов, особенно на некотором удалении от оси хребта, значительно уменьшается, а в качестве магнитоактивного слоя выступают находящиеся ниже серпентинизированные перидотиты [6, 10, 27].

Большое значение для изучения магнитных свойств коренных пород дна имело бурение с НИС «Гломар Челленджер», которое позволило получить образцы из глубоких скважин, провести сопоставление магнитных характеристик драгированных и выбуренных образцов, оценить примерную мощность магнитоактивного слоя как источника наблюдаемых аномалий. Прежде всего было установлено, что мощность магнитоактивного слоя значительно больше, чем предполагалось ранее. В рейсах 37, 45, 46 «Гломар Челленджер» лавы океанического слоя 2А оказались недостаточно намагниченными, чтобы обусловить наблюдаемое поле. На основании вышеизложенного в качестве источника магнитных аномалий можно рассматривать не только экструзивные породы, но и подстилающие их слои [10, 14, 23, 24, 31, 35].

При глубоководном бурении также выявлено, что возраст фундамента намного моложе, чем предсказывалось по магнитным аномалиям, что, вероятно, связано с наличием внутриплитового вулканизма. Так, в скважине 322 (рейс 35 «Гломар Челленджер») обнаружено, что океанский слой 2А состоит из переслаивающихся метаморфизованных осадков и базальтов. В другой глубинной скважине, пробуренной на Бермудской подводной горе, выявлена намагниченность за счет внедрения третичных лимбургитовых силлов в толщу древних толеитовых базальтов [35]. В западной части Тихого океана, в желобе Волкано в вертикальном разрезе океанской коры установлена различная полярность базальтов, свидетельствующая о длительном времени формирования 2-го слоя коры и о сложном характере аномального магнитного поля над ним (рис. 1).

Для подтверждения гипотезы Вайна — Метьюза необходимо объяснить существование в толще неизмененных базальтов *N*- и *R*-намагниченных пород и присутствие интрузивов

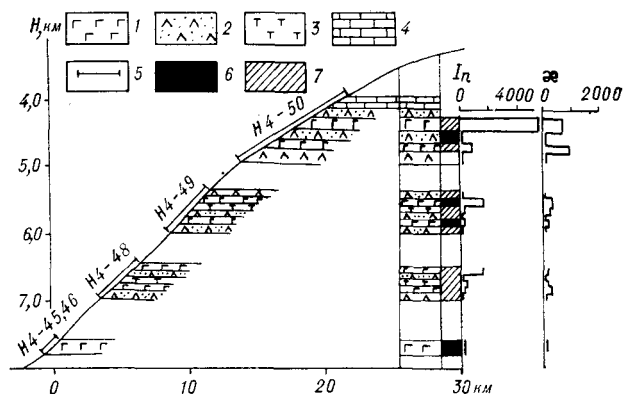


Рис. 1. Изменение полярности пород в разрезе желоба Волкано.

1 — базальты; 2 — туфы; 3 — трахиты; 4 — известняки; 5 — интервалы драгирования; 6 — обратная, 7 — прямая полярности. ( $I_n$  и  $x$  в ед. СГСМ умн. на  $10^{-6}$ ).

внутри разреза лавовых потоков. Отметим, что установление и сопоставление зон прямой и обратной полярности только по внешнему виду кривых магнитного поля проводится вопреки основным принципам корреляции, так как вид аномалий, их интенсивность, форма зависят от разных причин и, в частности, как указывает Бриггс, даже от условий съемки [25].

Таким образом, представление источника магнитных океанских аномалий в виде однородно намагниченного слоя не отвечает современным петрофизическим исследованиям и полученным в последнее время фактическим материалам [9, 10, 22, 28]. Кроме того, предполагается, что поскольку термоостаточная намагниченность всегда превосходит по величине индуцированную, а природа естественной остаточной намагниченности неизмененных базальтов термоостаточная, то основную долю составляет намагниченность. Однако известно, что полная намагниченность является суммой остаточной и индуцированной, и в определенных условиях последняя может быть сопоставима или даже превосходить по величине остаточную намагниченность. Так, при зеленокаменном изменении базальтов наблюдаются резкое уменьшение естественной остаточной намагниченности и увеличение магнитной восприимчивости, что приводит к большой суммарной намагниченности при малых значениях фактора Кенигсбергера [4]. Резкие различия в магнитной восприимчивости контактирующих пород могут быть даже причиной чередования кажущихся положительных и отрицательных аномалий [19].

В этой связи изучение магнитных и петрофизических свойств коренных пород дна Мирового океана является первоочередной задачей при интерпретации наблюдаемых линейных аномалий [17, 37].

В северо-западной части Тихого океана особое внимание было обращено на влияние гидротермальных растворов, поступающих из глубин в зонах активной тектонической деятельности, и морской воды на сохранность естественной остаточной намагниченности. Эти процессы в определенных условиях могут практически полностью изменить физические и химические свойства океанских пород. Окисление титаномагнетитов начинается с момента возникновения породы и происходит в течение всего времени ее существования. Поэтому важно для диагностики новообразованных продуктов окисления выбирать такие параметры, которые характеризуют кинематику этого явления. Так, изменения, приводящие к образованию титаномагнетита как продукта низкотемпературного окисления, могут быть отличительной чертой базальтов, излившихся под водой [16, 33]. Известно также, что степень окисления сказывается на стабильности остаточной намагниченности и, что особенно важно при восстановлении истории существования породы, зависит от скорости нагрева и охлаждения.

Расшифровка вторичных изменений в ферримагнитных минералах вызывает серьезные трудности в связи с тем, что остаточная намагниченность окисленных титаномагнетитов складывается из первичной и вторичной намагниченности [16]. Наиболее характерным для океанических базальтов является низкотемпературное окисление пород, которое, как правило, приводит к уменьшению величины намагниченности при сохранении направления вектора естественной остаточной намагниченности [29]. Высокотемпературное окисление отражает субаэральные условия при излиянии лавы и может служить косвенным доказательством существования олендов. При изучении магнитных свойств образцов, отобранных на Императорских подводных горах, выявлены признаки высокотемпературного окисления. Это позволило сделать вывод, что Императорские горы в момент излияния базальтов находились выше уровня океана [32].

Особого внимания заслуживает изучение магнитных свойств серпентинизированных пород, в которых при серпентинизации выделяется большое количество магнетита, вследствие чего они приобретают большую по величине химическую остаточную намагниченность. Процесс антигоритовой серпентинизации в динамической обстановке может охватить гипербазитовую толщу мощностью до 10 км [11]. Предполагается, что породы ультраосновного ряда, драгированные во многих частях Мирового океана, принимают достаточно большое участие в строении океанской литосферы [3, 13]. Кроме того, в связи с высокой намагниченностью

этих пород их можно считать источниками магнитных аномалий. Поэтому важно знать, где и при каких условиях будут происходить намагничивание пород данного типа и их серпентинизация. Поскольку основным ферримагнитным минералом в ультраосновных породах является магнетит ( $T_c = 580^\circ\text{C}$ ), то их намагничивание может произойти только при остывании ниже указанной температуры. Для определения положения геоизотерм в океанской литосфере можно применить частное решение уравнения теплопроводности [5]:

$$H_T = \frac{T \cdot 7,5 \cdot t}{T_a},$$

где  $H_T$  — глубина геоизотермы в литосфере,  $T$  — температура,  $^\circ\text{C}$ , 7,5 — коэффициент зависимости между мощностью литосферы и ее возрастом,  $t$  — возраст литосферы, млн. лет,  $T_a$  — температура астеносферы ( $1350^\circ\text{C}$ ). Решение уравнения в первом приближении показывает, что остывание ультраосновных пород ниже точки Кюри магнетита произойдет через 2,4 млн. лет при мощности коры около 5 км; процесс серпентинизации начнется позже — около 3,2 млн. лет, так как серпентинизация начинается ниже температуры  $500^\circ\text{C}$ . Из расчета по приведенной формуле следует, что остывание слоя гипербазитов мощностью 5 км произойдет примерно через 10 млн. лет. При близких величинах намагниченности этих пород вклад гипербазитов в аномальное магнитное поле будет более значительным. Если же принять во внимание процессы серпентинизации, которые могут затронуть (при соответствующих условиях) верхнюю половину остывшего ниже  $T_c$  магнетита слоя гипербазитов, то вклад этих пород в суммарную намагниченность океанской литосферы будет существенным и нарастающим во времени. Для выяснения вклада в суммарную намагниченность пород ультраосновного ряда необходимо рассмотреть процесс намагничивания в базальтовом слое океанской литосферы. Результаты иссле-

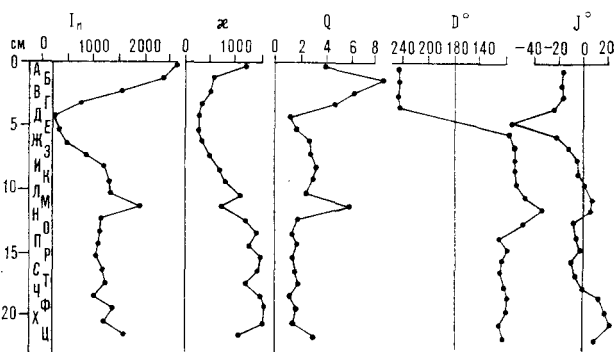


Рис. 2. Изменение намагниченности в монолите породы (обр. Н4-48/2). А, Б, В и т. д. — образцы размером 1 см.

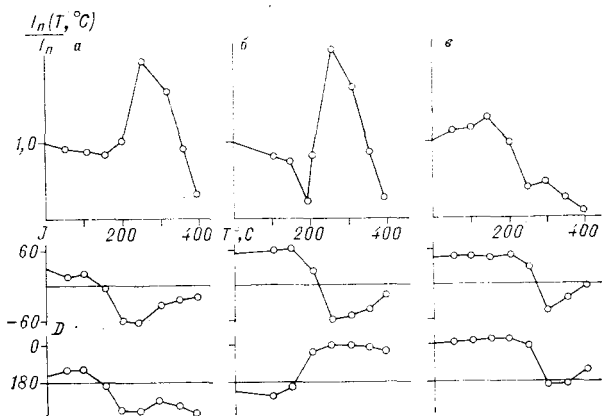


Рис. 3. Результаты терморазмагничивания pillow-базальтов северо-западной части Тихого океана: а — возвышенность Шатского; б — Курило-Камчатский желоб; в — вал Зенкевича.

дований авторов свидетельствуют о том, что изменение полярности в верхнем слое базальтов наблюдается не только при переходе от слоя к слою в разрезе океанской коры (см. рис. 1), но и внутри единого монолита породы (рис. 2). Исследование компонентного состава ЕОН базальтов, драгированных из различных районов Тихого океана, показало наличие двух противоположно ориентированных направлений, что, вероятно, обусловлено образованием вторичной намагниченности при повторном прогреве пород, который связан с условиями их формирования и существования в течение определенного времени (рис. 3).

Полученные материалы по намагниченности пород 2-го океанского слоя литосферы позволяют предположить иной механизм образования наблюдаемых линейных магнитных аномалий и объяснить факты, которые в настоящее время не могут быть расшифрованы с позиции равномерно намагниченного магнитоактивного слоя и зафиксированных в нем инверсий. Не вызывает сомнения, что образование потоков pillow-базальтов гиадокластитов и туфов происходит в зоне рифта по мере его раздвижения и поступления новых порций базальтового расплава из магматической камеры. Однако при движении вновь образованного слоя от оси рифта идет его постепенное охлаждение, которое сопровождается увеличением плотности и уменьшением объема. За счет этого начинают появляться вертикальные трещины, растущие сверху вниз по мере охлаждения коры. Во вновь образованной коре снизу вверх также идет рост трещин, но уже за счет компенсационных прогибаний при освобождении астеносферной линзы. Наиболее вероятно, что эти трещины будут ориентированы параллельно оси рифта по обе стороны от него в связи с постепенностью процесса остывания коры. В локальных районах Мирового океана при дости-

жении трещинами астеносферного слоя по ним начнут подниматься базальтовые расплавы, которые, встречая на своем пути горизонты ослабленных пород (гиадокластиты, границы потоков базальтов и т. п.), внедряются в них в виде силлов различной мощности. В результате произойдет утолщение слоя базальтов и нарастание его в горизонтальной плоскости за счет системы вертикальных даек, ориентированных параллельно оси рифта. Кроме того, будет идти разогрев вмещающих пород теплом, привнесенным силлами и дайками. Внедрение дайковых пород в базальты прекратится в том случае, когда компенсационные прогибания уравновесятся, а поднимающаяся магма будет внедряться в серпентинизированные породы.

После перекрытия каналов, по которым шел подъем базальтовых расплавов в слой 2А океанской коры, начнется его постепенное остывание. Температура повторного нагрева пород будет зависеть от относительной мощности силлов и даек во вмещающих породах.

На основании перечисленных фактов о намагниченности базальтов и представлений о процессе формирования слоя 2 океанской коры можно предположить, что процесс намагничивания этих пород будет проходить в сложных условиях. Во-первых, в зоне рифта породы приобретают намагниченность, синхронную времени их формирования, и могут охватывать значительный промежуток времени в течение двух эпох геомагнитной полярности. Во-вторых, по мере движения пород от оси рифта намагниченность по величине и направлению будет неизменна или уменьшаться по мере внедрения силлов и даек. На уменьшение интенсивности магнитных аномалий с удалением от оси Срединно-Атлантического хребта указывали Превот и Громме [34]. В-третьих, возрастание интенсивности линейных магнитных аномалий на некотором расстоянии от осей срединно-океанических хребтов связано с увеличением мощности магнитоактивного слоя за счет остывания океанской литосферы.

Расстояние от оси рифта, с которого должно начинаться несоответствие номера аномалии возрасту породы, определяется с момента роста интенсивности магнитных аномалий, которое, например, для Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) составляет 1000 км, что ориентировочно соответствует возрасту 30 млн. лет. Основным источником магнитных аномалий океанской коры с возрастом до 30 млн. лет является верхняя часть базальтового слоя, где уменьшение интенсивности магнитных аномалий связывается с внедрением даек и силлов в базальтовый слой. В древней литосфере основной вклад пород в аномальное магнитное поле вносят нижние слои океанской коры и частично верхняя часть мантийных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Валяшко Г. М., Мирлин Е. Г. и др.* Аномальное магнитное поле акватории озера Байкал.— В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: Наука, 1979.
2. *Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н.* Магнитное поле.— В кн.: Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981.
3. *Глубинные разломы океанского дна*/Под ред. Ю. П. Непрочнова.— М.: Наука, 1984.
4. *Городницкий А. М.* Геодинамическая эволюция океанской литосферы и формирование подводных гор: Автореф. докт. дис.— М.: ИО АН СССР, 1982.
5. *Городницкий А. М., Кашинцев Г. Л., Линькова Т. И.* О магнитной природе глубинных слоев океанической коры в разломе Элтанин.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1.
6. *Городницкий А. М., Линькова Т. И., Назарова Е. А.* О природе магнитоактивного слоя в океане.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс. М.: Наука, 1984.
7. *Гуревич Н. И.* Магнитные свойства океанических пород и источники океанических магнитных аномалий.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1978.
8. *Деменюк Р. М., Иванов С. С., Литвинов Э. М.* Естественные физические поля океана.— Л.: Недра, 1981.
9. *Дортман Н. Б.* К вопросу о петрофизическом обосновании интерпретации полосовых магнитных аномалий.— Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1981, т. 76, № 2.
10. *Каракин А. В., Шрейдер А. А. и др.* Возможный механизм образования магнитоактивного слоя на флангах срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981.
11. *Каракин А. В., Лобковский Л. И., Николаевский В. Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 3.
12. *Карасик А. М., Сочеванова Н. А., Меркурьев С. А.* Аномальное магнитное поле, магнитоактивный слой и глубоководное бурение.— В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981.
13. *Кашинцев Г. Л., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И.* Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса.— Геотектоника, 1982, № 6.
14. *Косыгин Ю. А.* Ранняя стадия исследования геологии Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
15. *Красный М. Л., Кочергин Е. В.* Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
16. *Кропачев В.* Магнитная характеристика процесса и продуктов окисления магнитных минералов базальтов.— Геомагнитные исследования, 1976, № 17.
17. *Лепшон К., Франшо Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.
18. *Линькова Т. И., Кашинцев Г. Л. и др.* Магнитные свойства пород в разрезе океанической коры разлома Хизен.— Океанология, 1982, т. 22, вып. 3.
19. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
20. *Мирлин Е. Г., Назарова Е. А., Печерский Д. М.* Связь характеристик магнитных аномалий с магнитными свойствами базальтов Северной Атлантики.— Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1975, № 9.
21. *Прохорова И. А.* К вопросу об источниках океанических магнитных аномалий.— Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1981, т. 76, № 2.
22. *Шрейдер А. А., Валяшко Г. М., Назарова Е. А.* Магнитная неоднородность дна котловины северо-западной части Индийского океана.— Океанология, 1976, т. 16, вып. 1.
23. *Шрейдер А. А.* Сравнительный анализ некоторых параметров магнитоактивного слоя Индийского океана.— В кн.: Геология дна по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981.
24. *Blakely R. J., Cande St. C.* Marine magnetic anomalies.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1979, v. 17, N 2.
25. *Brigg R. S., Jr.* Explanation of the binary sequence concept.— J. Geol., 1972, v. 80, N 6.
26. *Bird John M.* Plate Tectonics. Select. Pap. Publ. Amer. Geophys. Union Ed.— 2-nd enlarged Washington, D. C., 1980.
27. *Cande St. C., Kent D. V.* Constraints imposed by the shape of marine magnetic anomalies on the magnetic source.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23.
28. *Hall J. M.* Major problems regarding the magnetization of oceanic crustal layer 2.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23.
29. *Hall J. M.* Does TRM occur in oceanic layer 2 basalts?— J. Geomagn. and Geoelec., 1977, v. 29, N 4.
30. *Heirtzler J. R., Dickson G. O. e. a.* Marine magnetic anomalies, Geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
31. *Herron E. M., Tucholike Brian E.* Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the southwestern Pacific.— Init. Reports Deep Sea Drill. Proj. Washington, D. C., 1976, v. 35.
32. *Masaru K.* Magnetic properties of DSDP leg 55 basalts.— Init. Reports Deep Sea Drill. Proj. Washington, D. C., 1980, v. 55.
33. *Ozima M., Ozima N.* Characteristic thermomagnetic curves in submarine basalt.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8.
34. *Prevot M., Gromme S.* Intensity of magnetization of subaerial and submarine basalts and its possible change with time.— Geophys. J. R. Asten Soc., 1975, v. 40.
35. *Rice Ph. D., Hall J. M., Opdyke N. D.* Deep Drill 1972: a paleomagnetic study of the Bermuda Seamount.— Can. J. Earth Sci., 1980, v. 17, N 2.
36. *Vine F. J., Matthews D. N.* Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, v. 199, N 4897.
37. *Watkins N. D., Richardson A.* Comments on the relationship between magnetic anomalies, crustal spreading and continental drift.— Earth Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, N 3.

## КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

УДК 551.14

М. Н. Шапиро

## НОВАЯ СВОДКА ПО ГЕОЛОГИИ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Рассматривается книга Р. У. Иващенко, Э. Н. Казаковой, К. Ф. Сергеева, В. Б. Сергеевой и М. Н. Стрельцова «Геология Командорских островов». \* Книга является новой ценной сводкой фактического материала по этому важному в тектоническом отношении району Дальнего Востока.

Командорские острова — это около 1400 км<sup>2</sup> суши, значительно меньше обычного листа среднемасштабной съемки. Трудно назвать другой такой же небольшой участок территории СССР, который, будучи весьма бедным полезными ископаемыми и удаленным от промышленных центров, столь часто и подробно рассматривался бы в геологической литературе. Командорам посвящены две монографии: И. Морозевича (1925 г.) и О. А. Шмидта (1978 г.), а также специальные главы Ю. В. Жегалова (1961, 1964 гг.) и А. В. Горячева (1966 г.) в крупных монографиях, освещающих геологию Курило-Камчатского региона. Отдельные вопросы строения Командорских островов — их рельеф, состав обломочных пород и особенно характер магматических формаций — рассмотрены в разделах других монографий и в многочисленных статьях. Относительно неплохо изучено дно акваторий вблизи островов. Достаточно напомнить, что к северу и югу от них две глубоководные скважины прошли весь осадочный чехол и вскрыли базальты второго слоя. Цоколь Командорских островов и соседние структуры: континентальный склон Камчатки, возвышенность Обручева и хр. Ширшова — исследованы с применением комплекса методик, включающих драгирование коренных пород. В десятках статей рассматриваются структура, история и происхождение Берингова моря и Алеутской дуги, западной частью которой являются Командорские острова. И вот новая большая монография сотрудников Института морской геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР (см. выше), которые, как ни странно, относят рассматриваемый район к числу «наименее изученных в пределах всего Дальнего Востока» (с. 3). Однако это весьма спорное утверждение авторов, по-видимому, и определяет общий стиль книги: несколько старомодный, ставший в последнее время непривычным — скрупулезное описание полевого фактического материала, на котором базируется выделение главных структурно-вещественных комплексов Командорских островов и который так или иначе является основой для всех последующих специализированных исследований.

Почему же этот стиль, казалось бы, уместный лишь при первоначальном описании геологии любого района, использован при изложении материалов по многократно описанному Командорским островам? Дело, видимо, в том, что несмотря на признающееся всеми относительно простое строение этих участков суши, нет, пожалуй, ни одного вопроса их стратиграфии и геологической истории, где было бы достигнуто полное единство взглядов всех исследователей, а многие из этих вопросов запутаны весьма основательно.

И одной из задач авторов монографии была объективная оценка выводов, ранее полученных другими исследователями, для чего они вновь обращаются к детально изложенному фактическому материалу.

Лишь иногда авторы вольно или невольно отказываются от такого подхода. Так, рассматривая один из наиболее спорных вопросов о взаимоотношении эффузивов северной части о. Беринга с развитыми южнее осадочными толщами, они, в сущности, декларируют фациальные соотношения этих комплексов, не приводя в доказательство каких-либо конкретных фактов (с. 53—54). И читатель вправе подозревать, что такие факты просто отсутствуют или, по крайней мере, надежно не установлены. В другом разделе (с. 159) практически ничем не обоснован важный вывод о происхождении большинства непутических даек в результате заполнения трещин сверху. Но подобных примеров немного, и в целом книга выглядит как объективно написанная сводка, в которой отражены не только данные, полученные авторами, но и почти все существенные результаты более ранних исследований. Эту монографию следует рекомендовать всем, кто хочет основательно ознакомиться с геологией Алеутской дуги и строением островных дуг вообще.

Недостатки книги, как говорят образно, — это продолжение ее достоинств. Стремление к подобному изложению фактического материала и к объективной оценке результатов других исследований явно преобладают у авторов над потребностью формулировки собственных выводов по большинству сколько-нибудь общих проблем геологии островов. Примером является рассмотрение весьма интересного элемента структуры Командор — непутических даек, по насыщенности которыми у о. Беринга едва ли есть аналоги в других районах СССР. В книге впервые дано систематическое описание этих образований и приведены результаты статистического изучения их мощностей и элементов залегания на нескольких участках. Реальное распределение даек сравнивается с определенной моделью зон скальвания при вертикальных смещениях блоков. Предполагается связь даек с движениями по разрывам северо-восточного простирания. Но что же привело к «поражению» осадочной толщи густой сетью кластических даек, почему именно Командоры стали ареной этого необычного процесса, связан ли он с глубинной тектоникой? — эти вопросы остаются не только без ответа но и вообще за рамками обсуждения.

Другой пример, на котором следует остановиться подробнее, — вопросы возраста осадочных и вулканических серий Командорских островов. Подробно проанализировав имеющийся в литературе материал по рассматриваемому вопросу, авторы приходят к вполне справедливому выводу о том, что биостратиграфические данные, указывающие на верхнепалеоцен-эоценовый возраст нижней, большей по мощности, части разреза, противоречат определениям возраста этих отложений калий-аргоновым методом, датирующим основание разреза олигоценом. Это противоречие они называют «ко-

\* Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984, 193 с.

мандорской загадкой» стратиграфии (с. 80) и, в сущности, даже не претендуют на ее решение. Однако в данном случае объективной констатации явления явно недостаточно — необходим анализ его возможных причин. Известно, что снижение содержания радиогенного аргона и, следовательно, кажущееся омоложение абсолютного возраста пород в принципе могут быть обусловлены любым более или менее значительным термальным событием в истории региона, даже если других заметных следов в породе это событие не оставило. На Командорских островах наиболее древние породы развиты именно в той зоне (о. Медный), где после их образования неоднократно вплоть до плиоцена проявилась магматическая деятельность. Это могло привести к сильному прогреву пород, достаточному для ощутимой потери радиогенного аргона. Во всяком случае, такое предположение вполне реально. В то же время невозможно представить сколько-нибудь естественной причины значительного (на отдел) занижения возраста, полученного независимо по пяти различным группам организмов (бентосные и планктонные фораминиферы, моллюски, диатомовые водоросли и листовая флора). В данном случае биостратиграфические данные выглядят значительно надежнее, и кажется странным, что в последующем изложении авторы отдают предпочтение радиоизотопным определениям. Может быть, для того, чтобы подкрепить представление об одновременном заложении Курило-Камчатской и Алеутской дуг? Но и этот вывод делается как-то неопределенно.

*ИФЗ АН СССР  
Москва*

Авторы монографии, безусловно, сознают, что интерес к геологии Командорских островов в настоящее время вызван прежде всего самыми общими тектоническими идеями. В то же время крайне осторожный их подход к этим идеям сказывается даже на названии заключительного раздела книги: «Некоторые замечания о геологической природе западного фланга Алеутско-Аляскинской дуги в свете данных о строении Командорских островов». Такое название очень точно отражает содержание раздела. Это именно замечания и комментарии к некоторым, высказанным другими исследователями, гипотезам о происхождении Алеутской дуги и Берингова моря. В сущности, нет даже сколько-нибудь полного обзора этих гипотез, число которых сейчас, вероятно, приближается к десятку. Конечно, внимательный и заинтересованный читатель сможет использовать приведенный в книге материал для оценки таких построений, но это непростая задача, к выполнению которой едва ли кто-либо подготовлен лучше, чем сами авторы монографии. И тот факт, что они свои возможности используют далеко не полностью, сужает потенциальную читательскую аудиторию рассматриваемой, во всех отношениях полезной и нужной, книги. Остается надеяться, что авторский коллектив или отдельные его представители не прекратили работу над «командорским материалом», и в будущем можно будет познакомиться с более общими результатами этих исследований.

*Поступила в редакцию  
17 мая 1985 г.*

## ХРОНИКА

ПРОБЛЕМЫ ФОСФОРИТОВ НА XXVII СЕССИИ  
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

(аналитический обзор)

В исключительно обширной программе XXVII сессии МГК проблемы фосфоритов и фосфоритообразования занимали видное место и были представлены почти тридцатью докладами и сообщениями (из них опубликовано семь), материалами секции С.15 (неметаллические полезные ископаемые), докладами и дискуссиями очередной конференции проекта 156 «Фосфориты» в Алма-Ате. Изучение материалов конгресса выявляет некоторые тенденции развития геологии осадочных фосфоритов, различные мнений исследователей на рассматриваемую проблему и круг нерешенных задач.

За последние годы в изучении проблемы происхождения фосфоритов достигнуты существенные результаты; начиная с работ Я. В. Самойлова, А. Д. Архангельского, А. В. Казакова, Г. И. Бушинского особое значение здесь имеют отечественные исследования. Открыты и изучены современные и голоценовые фосфориты на шельфах и континентальных склонах Атлантического и Тихого океанов ([1] и другие работы, получившие широкую известность и признание). Впервые стало возможным использовать актуалистические принципы для оценки путей образования древних фосфоритов. Установлено, что молодые фосфориты связаны с областями интенсивного подъема глубинных океанических вод (апвеллингами); выяснено, что в образовании этих фосфоритов существенную роль играют процессы диагенеза осадков, обогащенных органическим веществом, а также явления перемыва.

Однако эти открытия не только не решили многих проблем, но и поставили новые. Так, появились суждения, отрицающие саму возможность применения концепции Казакова — Батурина (ее «диагенетический» вариант) к формированию древних фосфоритов. Это связано главным образом с тем, что механизм образования и размещения наиболее важных в практическом отношении зернистых фосфоритов не объясняется указанной концепцией, обычно этот тип противопоставляется фосфоритовым желвакам.

Тематику докладов и сообщений конгресса можно разделить на три группы: 1) разработка общих концепций фосфоритообразования, 2) особенности и характеристика фосфоритовых месторождений и районов, 3) фосфориты в общегеологической проблематике.

Отметим, что на конгрессе не прозвучало принципиально новых воззрений и не предложено кардинальных решений по общей теории фосфатогенеза, хотя ряд аспектов ее подвергся в той или иной степени обсуждению.

Серия докладов была посвящена одной из важных проблем — древнему позднекембрийско-кембрийскому этапу фосфатонакопления, определившему появление более 100 месторождений, в том числе и очень крупных. Повышенное внимание исследователей к указанной проблеме вполне обоснованно и оказалось своеобразным отчетом о результатах работ по проекту

156, первоначально ориентированному только на древнейшие фосфориты.

В докладах советских геологов — А. Л. Яншина, А. В. Ильина и Э. А. Еганова, австралийских — П. Дж. Кука и Дж. Г. Шерголда [8] всесторонне рассмотрен древний фосфатогенез. Применительно к Азии подобные попытки всестороннего анализа древнего фосфатогенеза предпринимались еще в начале 60-х гг. [3, 18]. Общие позиции авторов сосредоточились на определении специфики и роли древнего фосфатогенеза, своеобразия палеогеографических, структурно-тектонических, седиментационных и других условий. Результаты исследований древнего фосфатогенеза высоко оценил президент МСГН проф. Е. Зейболд в речи при открытии конгресса. Анализ древнего этапа фосфатонакопления проведен в основном в традиционных понятиях и терминах, но при рассмотрении палеообстановок рудообразования использовались идеи мобилизма. Общая концепция может быть сведена к признанию уникальности масштабов древнего фосфатогенеза, проявившегося почти на всех континентах. Глобальное развитие его в основном объясняется расположением большинства континентов в низких широтах, благоприятной системой апвеллингов и повышенным содержанием фосфора в водах океанов. Однако признание за апвеллингами важного фактора фосфатогенеза сталкивается с серьезными затруднениями: некоторые месторождения формировались на значительном удалении от континентальных окраин, иногда даже в мелководных заливах, внутриконтинентальных водоемах. В других регионах формирование месторождений в пределах континентальной окраины устанавливается достоверно. Между тем в составе, структуре и качестве руд различий может и не быть. Палеотектонические реконструкции для начала фанерозоя весьма предположительны, но широкое развитие в продуктивных отложениях карбонатов, особенно доломитов, как будто подтверждает низкоширотное положение значительной части континентальных блоков.

Наибольшие сомнения вызывает тезис о повышенных по сравнению с современными содержаниях фосфора в древних бассейнах. Выдвигаются доводы о быстрой эволюции биоты на рубеже протерозоя и кембрия, появлении многоклеточных при аномально высоком, никогда более не повторившемся количестве организмов с фосфатным скелетом. Возможную причину таких аномалий предлагается связать с усилением океанической циркуляции в связи с движениями плит в начале фанерозоя после застойного периода. Фосфатонакопление соответственно уменьшило содержание фосфора в водах океана, что в последующем исключило процесс его концентрирования. Допускается также, что возрастание содержания фосфора может быть связано с предшествующим океаническим высокоосновным вулканизмом, при этом из недр могли поступать

значительные его количества. В. Н. Холодов [15] объясняет увеличение его содержания в венд-кембрийское время за счет мобилизации из кор выветривания массивов апатитоносных базитов и ультрабазитов протерозоя.

При всей значимости перечисленных аргументов следует признать их косвенный характер, к тому же не все доказательства применимы исключительно к древним эпохам. Новых седиментологических подтверждений химического осаждения фосфора практически не приводилось. Однако важно отметить, что основная часть древнего фосфатогенеза проявлена в виде скоплений зернистых фосфоритов, что, как подчеркивал А. В. Ильин [6], не отличает его от кайнозойского. Что касается афанитовых слоистых фосфоритов Саяно-Хубсугульского и других бассейнов, то это не столь богатые, не очень благоприятные для обогащения и разработки руды, а главное, нельзя безоговорочно согласиться с утверждениями, что они образовались в результате химической садки. Альтернативные взгляды высказывал еще в начале 60-х гг. Г. И. Бушинский [3], описавший такие фосфориты на месторождениях КНР, как слоисто-ленточные конкреции в различных по составу породах (глинистых, карбонатных и др.). Слойковая форма обособлений фосфата, сложно сочетающихся с нефосфатными породами, и чаще афанитовая структура, казалось бы, не оставляют сомнений в хемогенном осаждении. Однако ряд обстоятельств заставляет более внимательно проанализировать такие фосфориты. Для них, особенно сравнительно слабометаморфизованных, характерны очень высокие содержания  $SO_4$ , а в глинистых разностях — весьма значительные количества сравнительно тонких выделений пирита, указывающие на важную роль редукционных процессов при диагенезе. Некоторые слои — протяженные ленты с резкими тупыми окончаниями. В то же время наблюдаются и более сложные взаимоотношения с нефосфатными породами. Вместе с тем подобные фосфатные отложения известны вплоть до миоцена, хотя не всегда в сочетаниях с карбонатами, но и с кремнисто-глинистыми и кремнистыми осадками при той же афанитовой структуре фосфата.

В решении весьма сложной проблемы образования зернистых фосфоритов намечаются обнадеживающие тенденции. Во многих случаях описаны признаки явно мелководных условий их формирования (косая слоистость, сравнительно хорошая сортированность, остатки мелководной фауны и др.). Особенно полно это показал Э. Льянзун [9], данные которого указывают на почти исключительно механогенный характер формирования промышленных пластов; фосфатные зерна могут рассматриваться как бассейновые интракласты. Изучение автором образцов зернистых фосфоритов ряда месторождений КНР, любезно переданных ему Ю. Н. Заининым и А. Ю. Розановым, подтверждают эту точку зрения. Но остается проблемой образование фосфатного материала, слагающего интракласты, и возможные пути их попадания в области механопереработки; вряд ли в зоне высоких энергий могло происходить гравитационное концентрирование фосфатных зерен до количества более 70—80% объема.

С. Риггс [13] привел данные о явлениях переотложения фосфатных зерен ниже-среднемиоценовых отложений при последующей эрозии их в голоцене на юго-западной окраине США. Вероятно, последним подтверждается возможность их полициклического перемещения. Подобное можно предполагать и для фосфатных зерен в плиоценовых и голоценовых отложениях Нижней Калифорнии, Мексики и прилегающего шельфа [20]. По-видимому, это не такое уж редкое явление и его нужно учитывать при реконструкциях. Конечно, такие полициклические перемещения происходят, когда эродируются рыхлые отложения либо интенсивно выветрелые и поэтому легко дезинтегрируемые фосфатные породы.

При рассмотрении древних эпох фосфатонакопления, естественно, была затронута проблема неравномерного распределения фосфоритов в геологическом разрезе. Отчетливо концентрируясь на одних стратиграфических уровнях в виде крупных бассейнов, месторождений, на других они проявляются только как непроизвольные скопления. Последнее допускает разноречивое толкование. Так, А. С. Соколов [14] выступил против концепции мировых эпох фосфоритообразования. В частности, он указал на пример позднепермской эпохи, которая выражена только одним, но очень крупным, если не самым крупным бассейном Скалистых гор США. Каковы же причины, вызывающие появление фосфоритоносных бассейнов в позднем кембрии — кембрии, миоцене и т. д., но не, к примеру, в силуре? С позиций плитовой тектоники есть возможность если и не решать, то хотя бы рассматривать некоторые варианты. Однако лишь после достаточно точного определения совокупности факторов формирования месторождений удастся более точно выяснить и глобальные причины. Допустима какая-то связь с главными этапами развития органического мира, хотя, что является здесь причиной, а что следствием, также не ясно. Все эти вопросы заслуживают внимания, поскольку от правильного их решения зависит выбор направления поисковых работ, традиционно ориентированных на «благоприятные» стратиграфические уровни.

Представления о связи с трансгрессивными циклами фосфоритообразования освещены в работах [1, 5 и др.]. Обычно ее объясняли тектоническими причинами. Некоторые новые мнения в решении этого вопроса высказаны в [13, 17] на примере крупнейших фосфоритоносных бассейнов Флориды — Северной Каролины и Скалистых гор. Трансгрессивно-регрессивные циклы связываются здесь с гляциально-интрагляциальными эпохами и соответствующими колебаниями уровня океана, изменениями климата, интенсивности авеллинга и характера седиментации. Максимальная фосфатонность оказывается приуроченной к периоду низкого стояния уровня океана в гляциальные эпохи. В данных актуалистических моделях, основанных на исследованиях четвертичных оледенений, игнорируется изменение характера биоты и другие факторы. Для позднепермской и позднемембрийско-кембрийской эпох это как будто не плохо увязывается с известными масштабными свидетельствами оледенений. Однако, видимо, колебания уровня океана независимо от причин, их вызывавших, все же не являются единственно необходимыми факторами рудогенеза, а скорее только существенным звеном при наличии других важных условий. Очень четко это показано в работе [12] по структурному контролю размещения фосфоритов во Флориде и Северной Каролине.

Достаточно определено прозвучала критика, особенно в докладе А. С. Соколова [14], возможности образования крупных месторождений фосфоритов в обстановках динамически устойчивого осадконакопления, интенсивной складчатости на геосинклинальном этапе развития. Фактически отрицались выдвинутые А. В. Казаковым [7] и Н. С. Шатским [16] идеи о подразделении фосфоритовых месторождений на геосинклинальные и платформенные. В случае месторождений не только желваковых, ракушняковых, но и зернистых фосфоритов это кажется сейчас бесспорным. Некоторые сомнения возможны лишь относительно афанитовых фосфоритов Саяно-Хубсугульского бассейна, фосфатных сланцев формации Монтерей Калифорнии и им подобных.

В ряде докладов фосфатогенез рассматривается как сложный, многоактный процесс (особенно при формировании экономически ценных месторождений), состоящий из цепи обычных событий, возможно протекавших миллионы или сотни тысяч лет. Их особое сочетание в пространстве и во времени обеспечивает



образование месторождений. С позиции других исследователей, мы имеем дело с событиями аномальными, необычными, исторически редко повторяющимися. Предпочтительной кажется первая точка зрения, хотя сочетание простых, обычных событий в строгой системе в какой-то степени тоже аномалия, поскольку встречается не столь уж часто.

Оригинальное сообщение Ж. Лука и Л. Прево [10] было посвящено осаждению фосфатов при прямом участии органического фосфатсодержащего вещества. Используя растворы дрожжевой РНК в стехиометрических пропорциях с карбонатом кальция (в серии опытов с гипсом), фторидом натрия в природной, мягкой и морской воде, они показали, что реакционные взаимодействия с участием бактерий происходят в течение от 10—20 до 100 дней. Апатитом замечается карбонат раковин моллюсков, обломки скелетных частей кораллов и т. п. При этом сохраняется внешняя форма карбонатных структур, иногда происходит нарастание микросферул. Подтверждается ранее описанный эффект отрицательного воздействия магния на осаждение апатита в морской воде. Допускается, что магний полностью извлекается из раствора осаждением неустойчивого струвита и только затем образуется апатит. Этим «снимается» запрещающая роль Mg/Ca-отношения; в морской воде это отношение значительно выше, чем допустимо при существующих концентрациях фосфора для образования апатита. Хотя многие детали и действующие механизмы этих опытов не ясны и трудно оценить их адекватность природным условиям, нет особых сомнений в возможности микроорганизмов способствовать фосфатному отложению-замещению. В последние годы появились работы [12, 21] с описаниями бактериальных структур, наблюдавшихся непосредственно в фосфоритах. Пионерные исследования Л. Кайе и А. Г. Вологодина [4] в свое время были встречены более чем скептически.

Воссоздание картины древнего и кайнозойского фосфатогенеза требует особого внимания к выяснению круга возможных природных путей и форм концентрации при седиментации и диагенезе. Все еще не реализованы возможности экспериментов в природных обстановках по программам, вытекающим из конкурирующих представлений, учитывая, что лабораторные опыты при всей их кажущейся эффективности несут в себе в известной мере элементы неопределенности.

За почти полвека на территории СССР, несмотря на значительные усилия, не открыто, исключая Кара-тауский бассейн, даже небольших проявлений зернистых фосфоритов (отнесение к этому типу эоценовых фосфоритов Кызылкумов более чем сомнительно — в основном здесь развито выполинение фосфатом раковин фораминифер). Означает ли это их действительное отсутствие на столь громадной территории? Ответ мо-

жет быть дан только с помощью надежной теоретической модели, очевидно полезной для эффективного изучения известных месторождений.

В условиях определенного дефицита сырья на Востоке СССР экономически ценными объектами могут стать месторождения афанитовых фосфоритов Саяно-Хубсугульского бассейна, хотя необходима еще значительная работа по их технолого-эксплуатационной оценке. Уточнение значения этого типа руд с позиции концепций фосфатогенеза уже многие годы представляется важным.

Особое значение для решения общих проблем имеет изучение кайнозойского, в частности миоценового, фосфатогенеза, в том числе на Дальнем Востоке СССР и в его морях.

За рамки классических типов выходят многочисленные, преимущественно небольшие скопления бедных фосфоритов в мощных складчатых толщах различного возраста, а также фосфориты кор выветривания. Целесообразно определять возможности их практического использования в благоприятных горно-геологических и экономических условиях. Необходима инвентаризация разновидностей фосфатных пород с учетом возможностей специфического использования (прямое внесение и др.).

Попытаемся кратко обобщить многочисленные и далеко не однозначные мнения и представления, высказанные на конгрессе. Достаточно полно установлен ряд необходимых условий фосфатогенеза. Предложен и рассмотрен ряд важных аспектов формирования экономически ценных месторождений фосфоритов, хотя убедительной удовлетворяющей модели, особенно для зернистого типа фосфоритов, пока нет. Такой вывод ни в коей мере не противоречит несомненному факту, что уровень понимания процессов фосфатогенеза за последние годы неизмеримо вырос. Отброшены многие неверные суждения, строже стали приводимые доказательства.

Из сделанного обзора вытекает ряд задач. Главная из них — понять, что представляют собой зернистые фосфориты — продукт стружения фосфатных микроконкреций, скопления обломочных зерен разрушенных первичных фосфатных тел либо что-то иное. В ответе на этот коренной вопрос могут быть воедино связаны палеогеографические обстановки, условия седиментации, структурные позиции. Трудно надеяться, что решение будет найдено только при детальных петрографических и седиментологических исследованиях, ибо зернистые фосфориты изучаются уже многие десятилетия. Большее значение может иметь сравнительный анализ материалов по разным месторождениям, в том числе в ходе международного сотрудничества, так эффективно начато проектом 156 «Фосфориты».

Э. Л. Школьник

## ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. — В кн.: Фосфориты СССР. Л., 1927.
2. Батулин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. — М.: Наука, 1978.
3. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — М.: Наука, 1966 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 149).
4. Володин А. Г., Кордэ К. Б. Об одной малоизученной, но важной группе ископаемых организмов. — Докл. АН ССР, 1945, т. 49, № 9.
5. Гиммельфарб Е. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритовых месторождений СССР. — В кн.: Геология месторождений горнохимического сырья. М.: Госхимиздат, 1959.
6. Ильин А. В. О так называемых геосинклинальных или пластовых фосфоритах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 4.
7. Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1950, № 5.
8. Кук П. Дж., Шерголд Дж. Г. Позднепротерозойские — кембрийские фосфориты и фосфогенез. — В кн.: 27-й Междун. геол. конгресс. Т. 15. Секция С. 15. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984.
9. Лянзун Э. Закономерности размещения фосфоритовых месторождений Китая. — Там же.
10. Лука Ж., Прево Л. Синтез апатита. К вопросу о новой модели генезиса осадочных фосфоритов. — Там же.

11. *Riggс С. Р.* Петрология третичной фосфоритовой системы Флориды.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир, 1983.
  12. *Riggс С. Р.* Фосфоритовая седиментация во Флориде — модель фосфогенсистемы.— Там же.
  13. *Riggс С. Р.* Характеристика миоценового фосфатонакопления на континентальной окраине юго-востока США.— В кн.: 27-й Междун. геол. конгресс. Т. 15. Секция С. 15. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984.
  14. *Соколов А. С.* Классификация и закономерности размещения месторождений фосфатов.— Там же.
  15. *Холодов В. Н.* Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования.— В кн.: 27-й Междун. геол. конгресс. Т. 4. Литология. М.: Наука, 1984.
  16. *Шатский Н. С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Сопоставление по осадочным породам. Вып. 2. М.: Наука, 1955.
  17. *Шелдон Р. П.* О приуроченности пермских фосфоритов Скалистых гор к эпохам полярных оледенений.— В кн.: 27-й Междун. геол. конгресс. Т. 15. Секция С. 15. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984.
  18. *Яншин А. Л.* Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья в Сибири.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5.
  19. *Яншин А. Л., Ильин А. В., Еганов Э. А.* Основные проблемы древнего фосфатонакопления.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс. Т. 15. Секция С. 15. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984.
  20. *Glark G.* Mexican phosphate — a strive for self sufficiency.— L., Industr. Minerals, 1980.
  21. *Zanin Y. N., Letov S. V. e. a.* Phosphatized bacteria from cene phosphorites of Morocco. Sixth intern. Field — Workshop and Sem. on phosph. IGCP. Morocco — Senegal, 1983.
-

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*, *И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТИГ  
ДВНЦ АН СССР, ком. 203, тел. 33-39-46

Зав редакцией *Е. Н. Казарезова*  
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*  
Корректоры *Н. В. Лисина*, *Т. Ф. Погиблова*

Сдано в набор 20.06.85. Подписано к печати 05.10.85.  
МН-01594. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Высокая печать. Усл.-печ.  
л. 11,8. Усл. кр.-отт. 12,4. Уч.-изд. л. 15. Тираж 687 экз.  
Заказ № 780.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новоси-  
бирск, 77, Станиславского, 25.

**ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!****В издательстве «Недра» в 1986 году выйдут следующие книги:**

**Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А.** Четвертичная геология материковых окраин. Объем 20 л., цена 1 р.

Для научных работников — геологов и океанологов, занимающихся изучением шельфа, материкового склона и его подножия и вопросами, связанными с их практическим освоением.

**Белюсов В. В., Шолпо В. Н., Рейснер Г. И.** и др. Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. Объем 18 л., цена 3 р. 10 к.

Для геологов, геохимиков, геофизиков и петрологов и научных работников.

**Геологические тела:** Терминологический справочник/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. Объем 40 л., цена 2 р. 40 к.

Для геологов различного профиля, будет полезен для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

**Кац Я. Г., Полетаев А. И., Румянцев Э. Ф.** Основы линеamentной тектоники. Объем 12 л., цена 1 р. 80 к.

Для геологов и геофизиков, изучающих строение земной коры, геодинамику крупных регионов Земли.

**Милановский Е. Е.** Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. Объем 19 л., цена 3 р. 30 к.

Для геологов и научных работников, изучающих тектонику и металлогению рифтовых зон Земли.

**Семенов Д. Ф.** Геологическая природа зон сочленения континента и океана. Объем 15 л., цена 2 р. 40 к.

Для геологов, геофизиков, петрологов, океанологов и научных работников.

**Хошино М.** Морская геология. Перевод с японского. Объем 30 л., цена 3 р. 40 к.

Для морских геологов, геофизиков и океанологов.

**Шейдеггер А. Е.** Основы геодинамики. Перевод с английского. Объем 25 л., цена 4 р. 20 к.

Для геологов и геофизиков, а также других специалистов, работающих в области наук о Земле, может быть полезна преподавателям и студентам геологических и геофизических специальностей вузов.

С аннотациями можно ознакомиться в плане выпуска литературы издательства «Недра» на 1986 год, который поступил в магазины, распространяющие научно-техническую литературу.

Предварительные заказы направляйте в местные книжные магазины или в отдел «Книга — почтой» магазина № 17 (199178, Ленинград, Средний пр., 61).

*Издательство «Недра»*