

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

3

1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н. А. ШИЛО*

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

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

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, СО издательства „Наука“. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*
Мл. редактор *М. А. Языкова*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректор *Г. Д. Смоляк*

Сдано в набор 30.01.92. Подписано к печати 27.04.92. Формат 70 x 108/16. Бумага типографская № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,1. Уч.-изд. л. 15. Тираж 398 экз.
Заказ № 45.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука“. Сибирское отделение.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства „Наука“. 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

№ 3, 1992

СОДЕРЖАНИЕ

Крюков В. Г. Пространственно-временные аспекты мезозойской металлогении Приамурья	4
Ручкин Г. В., Склярова Г. Ф. Металлогенические формации стратиформных месторождений цветных металлов Дальнего Востока СССР	17
Родионов С. М. Оловоносные магматогенно-рудные системы Дальнего Востока — типы, иерархия, перспективы	26
Ван-Ван-Е А. П. Метасоматическая зональность и моделирование процессов рудообразования	36
Буряк В. А. Комплексное изучение и освоение золотоносных россыпей — первоочередная задача сегодняшнего времени	41
Мельников В. Д. Золоторудные гидротермалитовые формации юга Дальнего Востока	51
Ковтонок Г. П. Гидротермалиты геотектонических сооружений Соловьевского рудного района (Приамурье)	59
Мирзаханов Г. С. Условия формирования стратиформного золото кварцевого оруденения углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья (Хабаровский край)	66
Ручкина Ю. Р., Неменман И. С. Основные черты топоминералогии карбонатов юга Аллах-Юньской зоны и их значение для прогнозирования золотого оруденения	75
Майборода А. А. Платиноносные формации юга Дальнего Востока	82
Скляров Р. Я. Закономерности строения месторождений алунитовых руд Востока СССР и их технолого-экономическая оценка	89
Роганов Г. В., Яковлев Е. Н. Апатиты юга Дальнего Востока и возможные направления их использования в народном хозяйстве	98
Шестаков Б. И., Шихов В. Н., Шестакова В. П., Ершова И. В. Гидрогеохимические поиски месторождений золота и минеральных вод в Приамурье	106
Пятилетов В. Г. Проблемы биостратиграфии хинганской серии хребта Малый Хинган	111
Рязанцева М. Д., Герасимов Н. С. Радиологический возраст рудоносных гранитов Вознесенского рудного района	118
Сорокина А. Т. Гидрогеологические структуры Приамурья, их эволюция и флюидный режим	123
Борисова В. Н., Елпатьевский П. В. Возможность решения некоторых экологических вопросов при геолого-разведочных работах	134

ХРОНИКА

Проблемы тектономагматической активизации и структур дива	140
Проблемы происхождения и тектоники позднемезозойских — раннекайнозойских осадочных бассейнов восточной окраины Азии	143

PACIFIC GEOLOGY

SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

MAY — JUNE

N 3, 1992

CONTENTS

Kryukov V. G. Space and time aspects of Mesozoic metallogeny of Priamurie . . .	4
Ruchkin G. V., Sklyarova G. F. Metallogenic formations of non-ferrous metal stratiform deposits, USSR Far East	17
Rodionov S. M. Tin-bearing magmatogenic-ore systems of the Far East: types, hierarchy, prospects	27
Van-Van-E A. P. Metasomatic zonation and modelling of ore-generating processes	36
Buryak V. A. Complex investigation and exploitation of gold-bearing placers — the urgent goal of present time	41
Melnikov V. D. Gold-ore geothermalite formations of the Far East south	51
Kovtonyuk G. P. Hydrothermalites of geotectonic structures, Soloviyovsk ore region (Priamurie)	59
Mirzekhanov G. S. Formation conditions of stratiform gold-quartz metallization of carbonaceous-terrigenous thick units, South Verkhoyansk region (Khabarovsk Territory)	66
Ruchkina Yu. R., Nemenman I. S. Main features of carbonate topomineralogy, Allakh-Yunsk zone's south, and their application in forecasting gold metallization	75
Maiboroda A. A. Platinum-bearing formations of the Far East south	82
Sklyarov R. Ya. Objective regularities of the structure of the USSR East aluminate ore deposits and their technological-economical estimation	89
Roganov G. V., Yakovlev Ye. N. Apatites of the USSR south and possible directions of their utilization in national economy	98
Shestakov B. I., Shikhov V. N., Shestakova V. P., Yershova I. V. Hydrogeochemical prospecting of gold and mineral water deposits in Priamurie	106
Pyatiletov V. G. Problems of biostratigraphy of Khingan series, Lesser Khingan Range	111
Ryazantseva M. D., Gerasimov N. S. Radiological age of ore-bearing granites, Voznesensk ore region	118
Sorokina A. T. Hydrogeological structures of Priamurie, their evolution and fluid regime	123
Borisova V. N., Yel'patievsky P. V. Possible solution of some ecological problems during geological prospecting	134

CHRONICS

The problems of tectonomagmatic activation and diva structures	140
The problems of the origin and tectonics of the late-mesozoic — and-early-cainozoic sedimentary basins of the Eastern Asia outskirts	143

NOVOSIBIRSK
«N A U K A»
SIBERIAN BRANCH

*25 ЛЕТ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМУ ИНСТИТУТУ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ*

В 1966 г. в Хабаровске был организован Дальневосточный научно-исследовательский институт минерального сырья (ДВИМС) Министерства геологии СССР, который до 1972 г. являлся филиалом ВИМСа — Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья.

Основные задачи института вытекали из необходимости создания на Дальнем Востоке научной организации, призванной дать научное обеспечение геолого-разведочных работ и горнодобывающей промышленности, направленных на расширение минерально-сырьевой базы громадного региона.

За четверть века в Институте сформировался коллектив высококвалифицированных специалистов, проводящих разнообразные исследования по прогнозу и изучению месторождений рудного и нерудного минерального сырья и прежде всего — цветных, благородных и черных металлов, агрохимического сырья, геолого-экономический анализ и геологические разработки как в пределах сформировавшихся территориально-производственных комплексов, так и в новых, проектируемых перспективных рудных и промышленных районах и узлах.

Работы Института пользуются широкой известностью в нашей стране, особенно среди производственных и научных организаций в регионе. За 25 лет существования института опубликовано более 60 монографий и тематических сборников, 1800 статей в периодических изданиях.

В настоящем номере публикуются статьи сотрудников ДВИМСа, отражающие общие направления исследований Института.

Редколлегия

УДК 553.078

В. Г. Крюков

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПРИАМУРЬЯ

Мезозойская металлогения Приамурья характеризуется двухциклическим проявлением вначале — существенно редкометалльного, а затем — полиметалльного оруденения. Последовательность формирования рудной минерализации устанавливается при анализе генетических рядов рудовмещающих метасоматитов Хингано-Охотского пояса. Пространственное размещение гидротермалитов определяется внутренней структурой Нимеленской, Баджалской и Малохинганской металлогенических областей. В частности, зональность этих крупных блоков является отражением многокорневой магматогенно-рудной системы. Большая часть центров зональности контролируется субмеридиональной тектонически ослабленной зоной, один из интервалов которой представляет зону сопряжения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской геосинклиналью. Выделяются три рудных района, в которых отмечается совмещение рудно-метасоматических образований двух этапов.

С мезозойской тектономагматической активизацией в Приамурье связывается оруденение благородных, цветных, редких металлов, а также цеолитов и других полезных ископаемых [5, 7]. В последние годы накопилась новая информация по металлогении, особенно в связи с изучением региональных и локальных метасоматитов [2, 3], позволяющая предложить для обсуждения авторские представления по вопросам пространственного распределения и последовательности формирования различных типов рудной минерализации. При этом в основу анализа положены сведения по Хингано-Охотскому поясу, который в металлогеническом отношении приравнивается к провинции [6].

Геолого-геодинамические обстановки нахождения объектов. В рамках пояса выделяются Нимеленский, Баджалский и Малохинганский блоки, рассматриваемые в качестве металлогенических областей. Положение в них магматогенно-рудных сообществ и их состав определяются спецификой геодинамических обстановок.

Малохинганский блок отличается наиболее простым строением. Он представляет вытянутое в северо-восточном направлении тектоническое сооружение трапецевидной в плане формы, размером около 150×320 км. Центральная часть блока слагается палеозойскими гранитоидами с ксенолитами архейских образований (рис. 1). По юго-западной окраине развиты рифей-кембрийские метаморфогенно-осадочные комплексы, а по восточной — верхнепалеозойские терригенные и терригенно-вулканогенные породы. В пределах блока отмечаются сравнительно небольшие депрессии и кальдеры, вышолненные меловыми магматитами. Мезозойские интрузивные образования, включающие ранне-поздне меловую габбро-диорит-гранодиоритовую и поздне меловую монцодиорит-субщелочно-гранитовую ассоциации, концентрируются в пределах Малохинганского, Биджанского, Белоянского, Щуки-Поктойского и Тырминского куполов. При этом диоритам и гранодиоритам свойственны крупнообъемные, а монцонитоидам и субщелочным гранитам — малообъемные тела.

Тектонический режим мезозойского этапа характеризуется устойчивым прогибанием приразломных частей блока практически до аптальбского времени и формированием субконтинентальных бассейнов с обстановками, благоприятными для угленакопления. В связи с функцио-

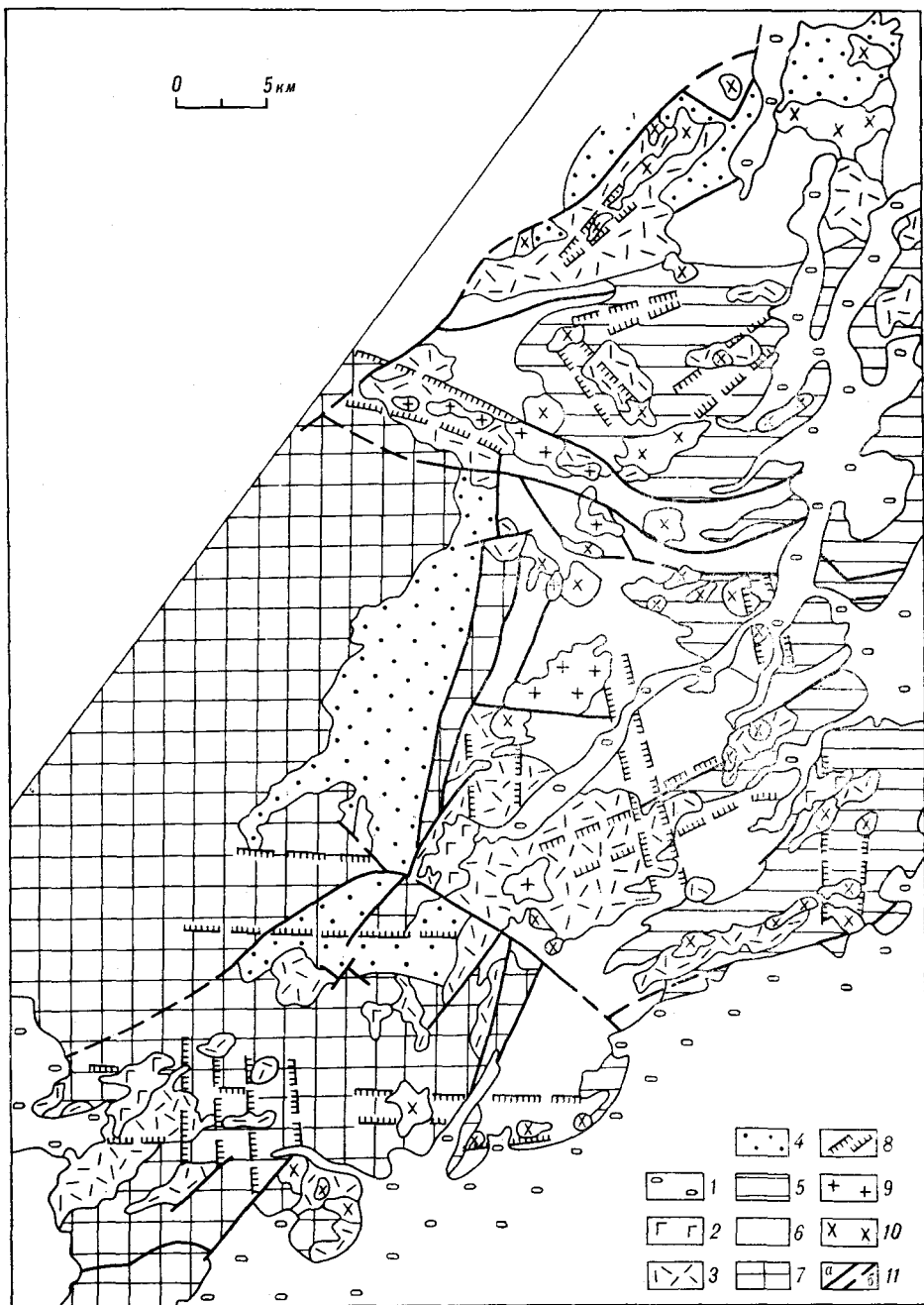


Рис. 1. Геолого-структурная схема Хинга́но-Охотского пояса.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген-четвертичные плато-базальты, 3 — меловые эффузивы; 4 — норийско-раннемеловые молассоидные угленосные отложения; 5 — норийско-раннемеловые спилит-кремнисто-терригенные отложения; 6 — герциньские спилит-известняково-кремнисто-терригенные и песчанико-черносланцевые отложения; 7 — породы Буринского кристаллического массива; 8 — ареалы пород диорит-моноклинодиорит-субщелочно-гранитовой ассоциации; 9 — породы гранит-лейкогранитовой ассоциации; 10 — породы габро-диорит-гранодиоритовой ассоциации; 11 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые.

нированием разломов субширотной и субмеридиональной ориентировки, начинают формироваться перечисленные купола. При этом преобладающую роль играли вертикальные движения, в результате которых магма основного состава проникала в верхние горизонты литосферы. В позднем мелу процессы сводообразования принимают более завершённую форму, подчеркиваемую малыми интрузивными телами пестрого состава. С их становлением связывается образование руд и метасоматитов.

Баджальский блок характеризуется сложной тектонической природой, поскольку объединяет структурно-вещественные комплексы Буреинского массива, Баджало-Ниланского антиклинория и Сихотэ-Алинской геосинклинали. Размеры этого изометричного в плане сводово-блокового сооружения составляют около 210×230 км. В центральной его части распространены герцинские спилит-известняково-кремнисто-терригенные и песчано-восточносланцевые отложения Баджало-Ниланского антиклинория. По восточной окраине блока фиксируются норийско-раннемеловые спилит-кремнисто-терригенные породы, слагающие Горинский синклинорий. В западной части наблюдаются архейские образования Чегдомынского выступа кристаллического фундамента и норийско-раннемеловые угленосные молассоиды Буреинского прогиба.

Весьма разнообразны магматические образования. Наибольшей распространенностью пользуются следующие ассоциации: триасовые гранодиорит-сиенитовая и субщелочно-гранитовая; ранне-позднемеловая габбро-диорит-гранодиоритовая; позднемеловая гранит-лейкогранитовая и позднемеловая (поздний мел—палеогеновая?) диорит-монцогранодиорит-субщелочно-гранитовая. Первая и последняя относятся к группе «малых» интрузий, кристаллизовавшихся в гипабиссальных и субвулканических условиях. Две другие выделяются мезо- и гипабиссальными обстановками формирования и большим объемом тел.

Баджальский блок отличается от остальных аналогичных структур наиболее сложной историей развития. Практически до раннего мела для значительной части территории сохраняется геосинклинальный режим, причем в рифейско-палеозойское время структура представляла эвгеосинклиналь, а в мезозойское — миогеосинклиналь. В раннемеловой период довольно широко проявился андезитовый вулканизм, который, по существу, знаменовал начало орогенной активизации региона. При этом разные части блока имели различный тектонический режим развития. В противоположность другим блокам, в Баджальском максимально проявились процессы фельдшпатизации и биотитизации (фельдшпатофиры и биотититы) на субвулканическом уровне, а также образования метасоматических гранитов в гип- и мезоабиссальной обстановках.

Процесс перманентного сводообразования в позднем меле характеризуется двумя максимумами. Первый из них связан с перемещением и кристаллизацией крупнообъемных тел гранит-лейкогранитовой ассоциации. При этом обращает на себя внимание факт их постоянной приуроченности к окраине Буреинского массива (Эзопский, Дуссе-Алинский и Баджальский купола), к его выпуклым частям, т. е. к своеобразным узлам с геотектоническим режимом наиболее интенсивного радиального воздымания земной коры. Этим обуславливаются глубинный приток летучих компонентов и палингенное гранитообразование. Второй максимум характеризуется проявлением пестрых по составу гранитоидов. Этот этап также выражается дальнейшим воздыманием трех отмеченных куполов и формированием новых — Дукинского, Комсомольского, Лянчлинского и Кур-Горинского.

Нимеленский блок включает западную часть Ульбанского синклинория, а также его обрамление — Селемджинскую зону Тукурингского горст-антиклинория, Тугурский выступ герцидид, Торомский прогиб, Селитканскую и Ульбанскую вулканические зоны. По форме он близок к треугольнику с «основанием» 270 км и «высотой» около 240 км. Блок характеризуется более простой внутренней организацией по сравнению с Баджальским. Сложен он, главным образом, терригенными отложениями палеозоя и мезозоя. Интрузивный магматизм проявлен ранними фазами габбро-диорит-плагиогранитовой ассоциации при отсутствии мезо- или гипабиссальных интрузивов гранит-лейкогранитовой формации. Ограниченным распространением пользуются «малые» диорит-монцогранодиорит-субщелочно-гранитовые интрузии. Максимальное их распространение отмечается в Отунском и Ям-Алинском куполах.

Блоку присуща относительно простая история развития. Практически до позднего мела рассматриваемая структура характеризовалась геосинклинальным режимом. В начале позднего мела имели место инверсии и воздымания, что выразилось в становлении вулканитов кислого состава и умеренно кислых интрузивных образований. Интрузии явились результатом орогенной активизации разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки. Судя по однотипности состава и фациальных условий формирования, можно предполагать одинаковый тектонический режим на площади всего блока в отличие от двух предыдущих структур.

Особенности размещения рудной минерализации. Все обилие рудно-метасоматических образований, ассоциирующих с мезозойскими интрузивными комплексами в различных геодинамических обстановках, можно свести к аргиллизитовому, березитовому, пропилитовому, хлорититовому, турмалинитовому и грейзеновому типам новообразований. Метасоматиты, сгруппированные по возрастному признаку, отвечают генетическим рядам. Последние формируют закономерно построенные ареалы — рудные узлы (см. таблицу). Пространственное распределение узлов с профилирующим оловянным или благороднометалльным оруденением отражает специфику мезозойской металлогении Хингано-Охотского пояса (рис. 2).

Благороднометалльное оруденение проявляется, в основном, в виде пропилитового, березитового и аргиллизитового комплексов. Вместе с тем, благородные металлы содержатся в промышленно важных концентрациях в рудах порфириновых месторождений. В незначительных количествах золото устанавливается в сульфидах, сульфосолях, кварце, меланократовых силикатах хлорититовых, турмалинитовых и грейзеновых месторождений цветных и редких металлов.

Пропилитовый тип оруденения развит в Харгинском рудном районе, который расположен в юго-западной части Нимеленского блока. Рудовмещающие метасоматиты представлены двумя разновозрастными генетическими рядами: 1) микроклиптиты → пропилиты → углеродистые метасоматиты → кварцево-жильные образования; 2) альбититы → пропилиты → углеродистые метасоматиты → турмалиниты → гидрослюдисто-хлоритовые гидротермалиты. Первый, вероятно, связан с позднепалеозойскими тектономагматическими процессами [1, 4], в пользу чего свидетельствует наличие этих новообразований во всех породах вплоть до раннемеловых харгинских гранитоидов. Метасоматиты второго ряда сопоставимы с позднемезозойскими метасоматитами эоцских и ям-алинских структур. Пространственное положение гидротермалитов контролируется, в основном, субширотными разломами. Золото обнаруживается во всех разновидностях новообразованных пород. Максимальные концентрации металла устанавливаются на участках пространственного совмещения гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитов с углеродистыми и кварцево-жильными образованиями. Такое совмещение характерно для всех объектов, исключая Унгличиканское месторождение. Своеобразие руд заключается в развитии золотошелитового парагенезиса, особенно в альбититах и пропилитах, наличии платины и платиноидов, разнообразии мышьяк- и сурьмосодержащих сульфосолей и сульфидов, обилии меланократовых силикатов (10—40 %). По облику рудно-метасоматических образований и парагенезисам можно предполагать гипабиссальные обстановки рудоотложения.

Березитовый тип благороднометалльной минерализации отмечается в зонах, обрамляющих Баджальский блок. Рудные объекты контролируются субширотными (Кербинский район) и субмеридиональными (Верхнебуреинская зона) разломами. Рудная минерализация по возрасту и условиям формирования параллелизуется с оруденением Харгинского района. И в этих структурах к ранним, видимо, следует отнести углеродистые метасоматиты, положение которых определяется Эоцской и Буреинской магмо- и рудоконцентрирующими зонами [2]. В отличие от предыдущего района, углеродистые метасоматиты существенно изменены и в большинстве случаев превращены в альбититы, грейзены, хлорититы, березиты,

Типы рудных узлов Приамурья

Тип минерализации (генетические ряды метасоматитов)	Структура рудного узла	Объекты
1	2	3
<i>Аргиллизитовые</i>		
1. Актинолитит → березит → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит → аргиллизит ; сурьмяный	Вулканотектонический горст с дайковым поясом	Солокачинский
2. Кварц-полевошпатовый метасоматит → актинолитит → березит → аргиллизит ; полиметаллический, молибден-сульфидный	Вулканотектоническая депрессия с периферийным интрузивным телом	Унахтинский, Каме-нушинский, Сутарский
3. (Актинолитит) → (турмалинит) → березит → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит → → аргиллизит ; золотоколчеданный	Вулканотектоническая структура с центральным интрузивным телом	Белоянский, Щуки-Поктойский, Пашковский
4. Грейзен субвулканический → (актинолитит) → березит → аргиллизит ; оловянный (пропитовый)	Вулканотектоническая структура с периферийным интрузивным телом	Кумусунский, Джалиндинский
<i>Березитовые</i>		
5. Грейзен субвулканический → актинолитит → углеродистый метасоматит → березит → (аргиллизит); золотополиметаллический	Интрузивно-тектоническая структура с периферийным интрузивным телом, с дайковым поясом	Тырминский, Васильевский, Маганский
6. Альбитит → (грейзен субвулканический) → актинолитит → углеродистый метасоматит → (турмалинит) → березит → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит; золото кварцевый	Интрузивно-тектоническая структура с центральным интрузивным телом	Кербинский, Токоланский, Пауканский, Софийский
<i>Пропилитовый</i>		
7. Сидерофиллитовый метасоматит → альбитит → (грейзен субвулканический) → пропилит → углеродистый метасоматит → (турмалинит) → березит → (аргиллизит); благороднометалльный, медно-молибденовый с золотом	Интрузивно-тектонический купол с центральным интрузивным телом	Харгинский, Ингаглинский, Темгинский
8. Сидерофиллитовый метасоматит → альбитит → грейзен субвулканический → пропилит → турмалинит → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит; оловяно-рудинный	Интрузивно-тектонический купол с центральным интрузивным телом	Пурильский, Анаджаканский, Льянчлинский, Отунский
<i>Хлоритовые</i>		
9. Грейзен субвулканический → актинолитит → хлоритит → березит → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит → (аргиллизит); оловяно-медно-порфи-ровый, оловяно-рудинный	Интрузивно-тектоническая структура с периферийным интрузивным телом	Нининский, Эйконский, Эисянский
10. Грейзен субвулканический → (актинолитит) → хлоритит → (березит) → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит; оловяно-рудинный	Интрузивно- и вулканотектонические структуры с центральным интрузивным телом, с дайками	Хинганский, Дарьинский, Якуньский, Соруканский

1	2	3
<i>Турмалинитовые</i>		
11. Пегматит → грейзен субвулканический → турмалинит → березит; оловорудный, медно-молибденовый, вольфрам-медно-молибденовый	Интрузивно-тектоническая структура с центральным интрузивным телом	Чалбинский
12. Альбитит → актинолитит → турмалинит → гидрослюдисто-хлоритовый метасоматит; оловорудный	Интрузивно-и вулканотектоническая структуры с периферийными интрузивными телами	Силинский, Амутский Урмийский
<i>Грейзеновые</i>		
13. (Биминеральный грейзен) → полиминеральный грейзен → березит; оловянный	Грабенообразная структура в батолите с дайковым поясом	Курунский
14. Микроклинит → биминеральный грейзен; оловянный, вольфрамовый, молибденовый, редкометалльный	Горсты в батолите с периферийной оторочкой интрузий завершающих фаз	Амгунский, Верхне-сулукский
15. (Пегматит) → биминеральный грейзен → (скарн) → полиминеральный грейзен; оловянный, вольфрамовый, редкометалльный	Внутри- и периплутонические купола с оторочкой мелких интрузивных тел	Мерекский, Урмийский, Таламинский, Олгаканский

Примечание. Полужирным выделены наиболее распространенные метасоматиты; в скобках — эпизодически встречающиеся метасоматиты.

гидрослюдисто-хлоритовые образования, аргиллизиты. Максимальную распространенность имеют березиты; в них же устанавливаются и основные рудные объекты. Следует подчеркнуть наличие переходов, например, в Софийском рудном узле, от чисто золоторудных объектов (Петровское) к касситеритсодержащим (Буровое) и далее к оловорудным золотосодержащим (Анкачи). Близость состава и зональности окolorудных метасоматитов в отмеченных объектах позволяет предполагать их одновременное формирование. Поэтому позднемезозойский возраст касситерит-силикатного оруденения Хинган-Охотского пояса [7] в определенной мере можно отнести к процессам регенерации, столь сильно изменившим первичную минерализацию. Руды и окolorудные метасоматиты выделяются относительно лейкократовым обликом, большой ролью кварцево-жильных образований. Им свойственна ассоциация золота с карбонатами, сульфидами и сульфосолями свинца, мышьяка и сурьмы. Характерными примесями являются платина и платиноиды, касситерит, вольфрамит, шеллит, а также танталониобаты и молибденит. Этому типу оруденения присущи черты субвулканических условий рудоотложения.

Аргиллизитовый тип, представленный преимущественно золотоколчеданными рудами, устанавливается в Нимеленском и Малохинганском блоках (Ям-Алинский, Отунский, Тырминский, Биджанский районы, Малохинганская и Кукауская зоны). Характерной особенностью объектов этого типа является приуроченность к позднемиловым вулканотектоническим постройкам: Широкое, Нони, Потаповское и др. Наблюдаются также случаи локализации руд в породах Буреинского массива (Белоянское, Сутарское) и Сихотэ-Алинской геосинклинали. В возрастном отношении аргиллизитовый тип завершает мезозойский этап формирования благороднометалльной минерализации. Рудная минерализация максимально проявляется в березитах и аргиллизитах. Тремолит-хлорит-карбонатная фация актинолититов и турмалиниты встречаются эпизодически. В рудах преобладает пирит в ассоциации с марказитом, халькопиритом, реже — с пирротинном и блеклыми рудами. Золото, как правило, образующее сростания с сульфидами, имеет субмикроскопические размеры. В рудах в заметных количествах устанавливается серебро. Судя по набору минералов и текстурно-структурным особенностям руд, аргиллизитовый тип

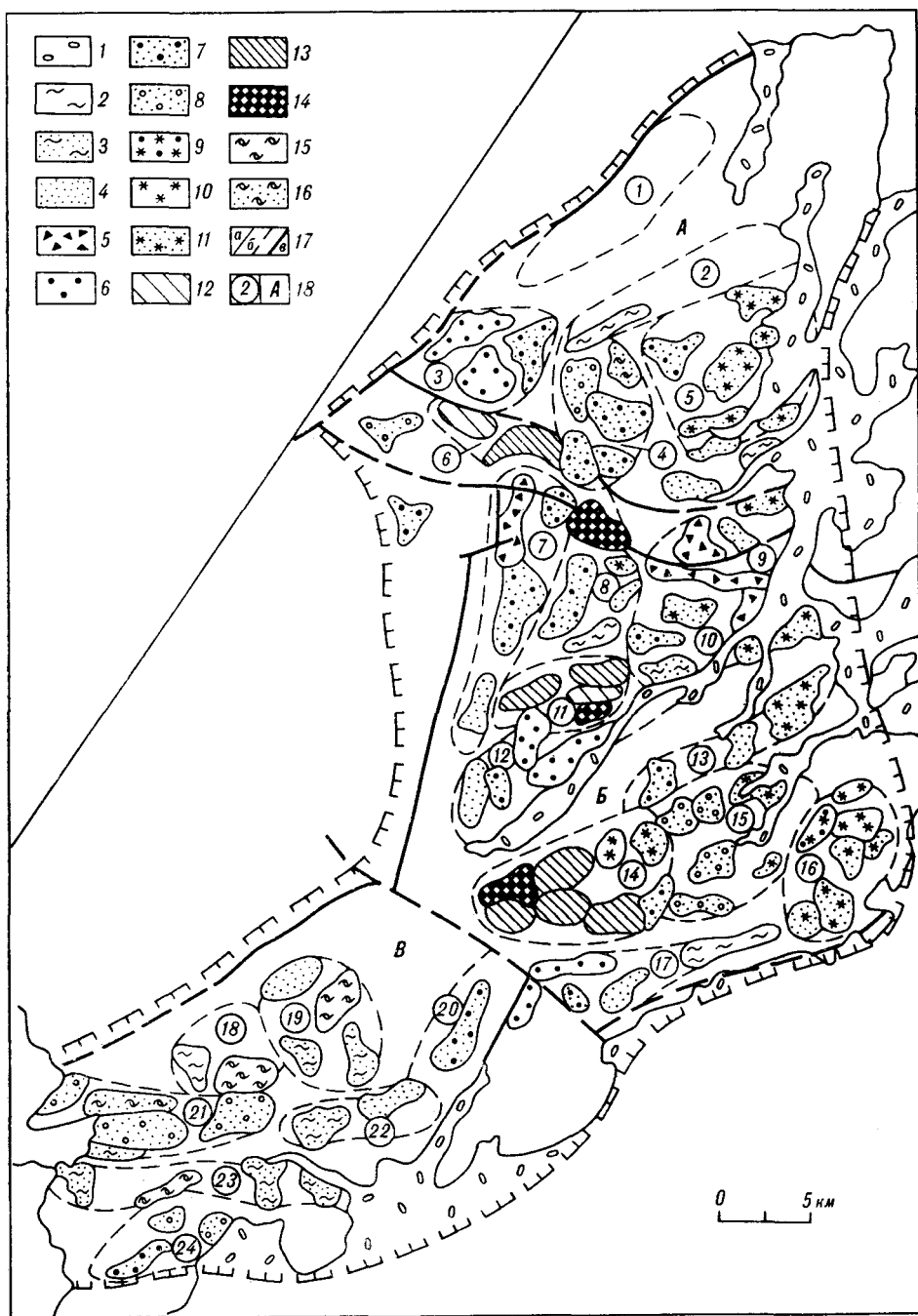


Рис. 2. Схема металлогенического районирования Хингано-Охотского пояса.

1 — четвертичные отложения; 2—16 — ареалы рудовещающих метасоматитов, специализированные генетические ряды: 2 — аргиллизитовый, сурьмный, 3 — аргиллизитовый, полиметаллический, молибденсульфидный, 4 — березитовый, золотополиметаллический, 5 — альбитит-березитовый, золото кварцевый, 6 — альбитит-актинолитит-березитовый, благороднометалльный, 7 — хлоритовый, оловорудный, 8 — грейзен-хлоритовый, медно-порфировый, оловорудный, 9 — грейзен-турмалинитовый, медно-порфировый, оловорудный, 10 — турмалинитовый, оловополиметаллический, 11 — пегматит-турмалинитовый, оловорудный, 12 — грейзен-березитовый, оловорудный, 13 — грейзеновый, олово-, вольфрам-, молибденоворудный, 14 — микроклинит-грейзенный редкометалльный, 15 — березит-аргиллизитовый, золотокошачаный, 16 — грейзен-аргиллизитовый, оловорудный, 17 — границы: а — узлов, б — рудных районов и зон, в — металлогенических областей; 18: а — рудные районы и зоны, б — металлогенические области. Рудные районы и зоны: 1 — Селитканская, 2 — Кумусунская, 3 — Харгинский, 4 — Ям-Алинский, 5 — Отунский, 6 — Эзопская, 7 — Верхнебурейнская, 8 — Левобурейнский, 9 — Кербинский, 10 — Отунский, 11 — Дусе-Алинский, 12 — Темгинская, 13 — Лянчлинская, 14 — Баджалский, 15 — Кур-Горинский, 16 — Комсомольский, 17 — Унахтинская, 18 — Солокачинский, 19 — Тырминский, 20 — Урмийская, 21 — Малохинганская, 22 — Куканская, 23 — Бирская, 24 — Биджанский. Металлогенические области: А — Нимеленская, Б — Баджалская, В — Малохинганская.

характеризуется близповерхностными условиями рудоотложения. Этот тип не образует заметных россыпей.

Золото-содержащие порфиновые объекты фиксируются во многих рудных районах и зонах Нимеленского, Баджалского и Малохинганского блоков. Среди них выделяются медно-порфиновые (Темгинская зона) и оловопорфиновые (Ям-Алинский, Отунский, Дукинский и Комсомольский районы) проявления. Золото обнаруживается в сростании с арсенипиритом, сульфидами и сульфосолями меди. Устанавливаются также серебро и кюстелит в парагенезисе с блеклыми рудами и галенитом.

В распределении золоторудных узлов, районов и зон сказывается влияние субширотных (Кербинский, Харгинский, Отунский районы, Куканская зона) и субмеридиональных (Верхнебурейнская зона и Тьрминский район) разломов. В рамках металлогенических областей районы тяготеют либо к их центральной части — Малохинганский блок, либо к окраинам — Баджалский и Нимеленский блоки. Особо выделяется территория сопряжения Бурейнского массива с Сихотэ-Алинской системой — высокой насыщенностью мезозойскими монцитоидами, габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами и спессартитами, слагающими мелкие интрузивные тела и дайковые пояса (см. рис. 1). Участки пересечения этой субмеридиональной тектонически ослабленной зоны с субширотными магмо- и рудоконцентрирующими структурами представляют области максимальной гидротермальной проработки и локализации наиболее перспективных объектов.

Оловянное оруденение образует промышленные концентрации в хлорититах, турмалинитах, грейзенах, а также в пропилитах. В меньших количествах касситерит либо касситерит и станин устанавливаются в аргиллизитах, альбититах, актинолититах и микроклинитах. При этом следует подчеркнуть преимущественно комплексный характер оловянного оруденения, нередко при резко подчиненной роли минералов олова. Относительно мономинеральное оловянное оруденение фиксируется только в альбититах и микроклинитах.

Хлорититовый тип оловянного оруденения в типичном варианте свойствен Малохинганской зоне. Кроме того, такого рода объекты устанавливаются в Кур-Горинском и Ям-Алинском районах. Рудовмещающие метасоматиты образуют два генетических ряда (см. таблицу), различающихся между собой количеством меланократовых силикатов в околорудных гидротермалитах. В отдельных случаях (Хинганский, Дарьинский, Якуньский узлы) резко сокращается доля хлорита при увеличении роли серицита так, что гидротермалиты выглядят как типичные березиты. Специфичны своей меланократовостью и типичным субвулканическим обликом грейзены, повышенной щелочностью — актинолититы (эгирин, рибекит, арфведсонит) и хлорититы (адуляр). Почти во всех разновидностях метасоматитов отмечаются эксплозивно-гидротермальные брекчии. Руды, как правило, комплексные. Помимо касситерита, сульфидов и сульфосолей олова, устанавливаются минералы меди, свинца, цинка, висмута, серебра, вольфрама, сурьмы. Количество сульфидов колеблется от 2—5 % (Малохинганская зона) до 15—25 % (Кур-Горинский и Ям-Алинский районы). Примечательно наличие в рудах некоторых месторождений колломорфного касситерита. Оруденение этого типа формировалось в субвулканической обстановке.

Турмалинитовый тип оруденения фиксируется по восточному обрамлению Баджалского и Нимеленского блоков. В качестве эталонных следует отметить месторождения Комсомольского рудного района. К ним близки проявления Баджалского, Отунского, Дукинского районов и Льянчлинской зоны. Выделяются два подтипа: 1) классический турмалинитовый (месторождения Силинского, Амутского и Чалбинского узлов); 2) порфиновый (проявления Пурильского, Анаджаканского узлов, Отунского, Дукинского и др. районов). В пространственном размещении тех и других сказывается определяющая роль субмеридиональных и субширотных разломов. Наибольшую продуктивность имеют турмалиниты, а в порфи-

ровом подтипе — турмалиниты, хлорититы и березиты. Руды отличаются поликомпонентным составом. Количество сульфидов и сульфосолей колеблется от 5 до 40 %. По преобладающей роли попутных компонентов выделяются оловополиметаллические, оловомедно-колчеданные и оловомедно-шеелитовые руды. Характерными примесями в рудах являются висмут, серебро, золото. Облик рудно-метасоматических образований, ассоциации минералов и элементов позволяют предполагать гипабиссальные обстановки рудоотложения.

Грейзеновый тип оловянного оруденения отмечается в Баджалском, Дуссе-Алинском и Ниманском районах, Эзопской зоне, располагающихся в пределах Баджалского блока. Рудные объекты приурочиваются к области сопряжения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской геосинклиналью, где они формируют три ареала крупнообъемных магматитов и постмагматических образований. По преобладающей роли рудовмещающих метасоматитов выделяются микроклинитовый и грейзеновый подтипы. При этом грейзеновый подтип отмечается во всех районах, тогда как микроклинитовый характерен для Дуссе-Алинского и Ниманского рудных районов. Максимальной продуктивностью обладают циннвальдит-мусковит-топаз-кварцевые грейзены (Правоурмийское, Таламинское, Эзопское, Олгаканское). По масштабам оруденения им несколько уступают слюдяно-кварцевые и скарново-грейзеновые образования. Руды выделяются крупнокристаллическим обликом, наличием друз, редкометалльным профилем. Для микроклинитов и слюдяно-кварцевых грейзенов характерно практически мономинеральное касситеритовое или вольфрамит-касситеритовое оруденение. В полиминеральных грейзенах типичны вольфрамовые, бериллиевые, висмутовые, медные и свинцово-цинковые минералы. Количество сульфидов и сульфосолей колеблется от 2—8 % (Баджалский и Дуссе-Алинский районы) до 15—20 % (Эзопская зона). Руды микроклинитов и биминеральных грейзенов формировались в мезоабиссальных, а полиминеральных грейзенов — в гипабиссальных обстановках.

В распределении оловорудных узлов районов и зон отмечается влияние субширотных магмо- и рудоконцентрирующих структур: Эзопской, Буреинской и Баджало-Мяочанской. В пределах блока районы тяготеют к территории сопряжения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской геосинклиналью. Для нее характерно проявление крупнообъемного магматизма, в результате которого формируются породы гранит-лейкогранитовой ассоциации с отчетливым литий-фтористым геохимическим профилем, что свидетельствует о глубинном подтоке вещества в условиях восходящих блоковых движений. Более разнообразно положение ареалов «малых» интрузий монцонитоидов, субщелочных гранитоидов и тяготеющих к ним объектов касситерит-силикатной рудной формации.

Уместно подчеркнуть специализированный в большинстве случаев характер рудных узлов: благороднометалльный, оловянный, редкометалльный, медно-молибденовый, полиметаллический, ртутно-сурьмяный. Вместе с тем, часты случаи пространственного совмещения раннего редкометалльно-грейзенового и последующего пропилитового, березитового, хлорититового, турмалинитового, аргиллизитового типов минерализации. Реже наблюдаются участки со сложной минерализацией одного этапа тектономагматической активизации: золото- или олово-колчеданный, медно-молибден-порфиновый с золотом или касситеритом, золотошеелитовый. В распределении рудно-метасоматических образований отмечается зональность, достаточно четко отражающая особенности строения металлогенических областей (рис. 3).

Нимеленская область имеет четыре центра зональности, располагающихся по ее периферии. В центрах развиты пропилитовый (Харгинский район), хлорититовый (Ям-Алинский район), турмалинитовый порфиновый (Отунский район) и березитовый (Селитканская зона) типы рудной минерализации. Для центральной части области характерно низкотемпературное оруденение. Смещение высокотемпературных метасоматитов (пропилиты, альбититы, грейзены) к южным границам блока обуславлива-

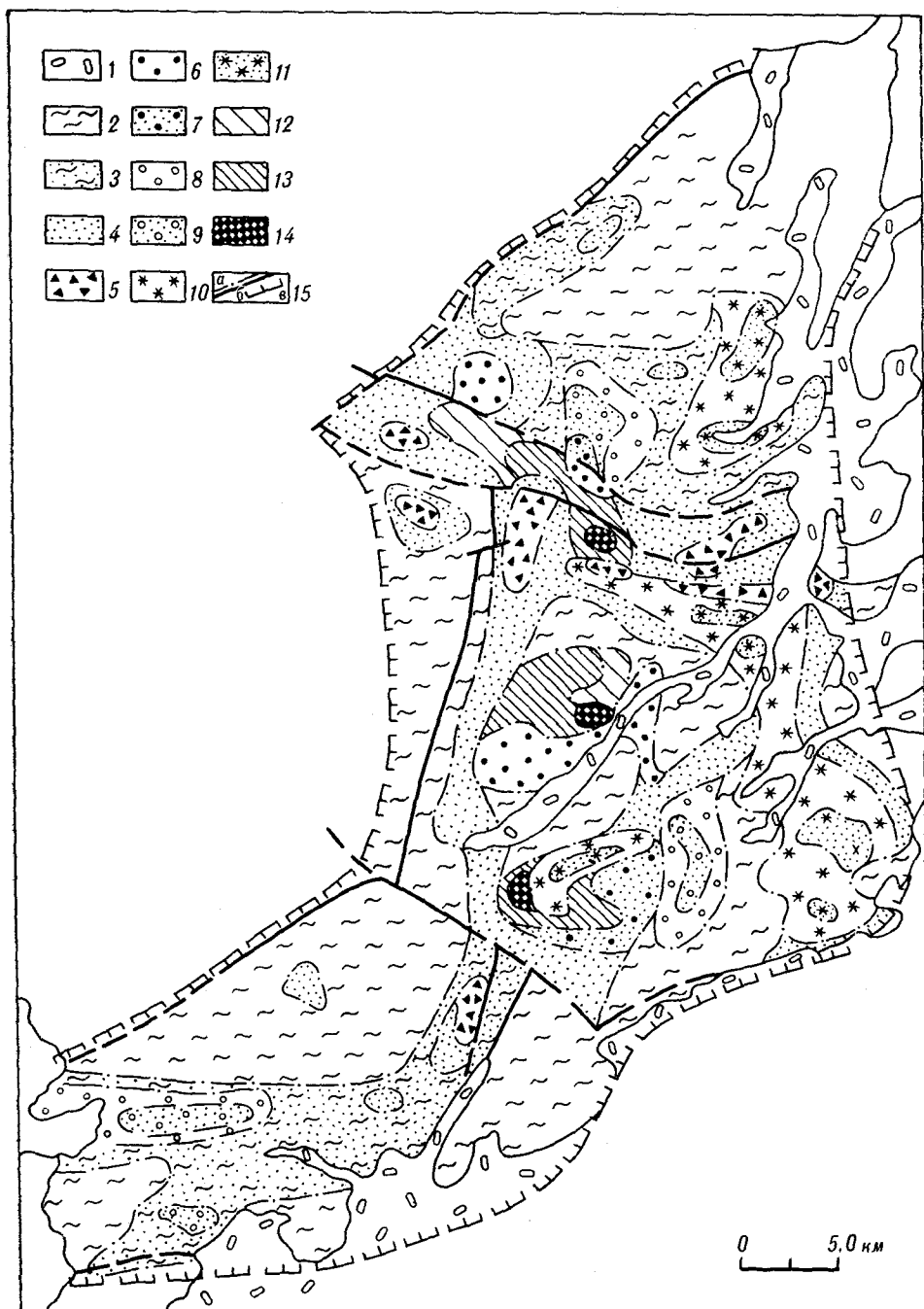


Рис. 3. Схема зональности минерализации Хингано-Охотского пояса.

1 — четвертичные отложения; 2 — ареалы генетических рядов рудомещающих метасоматитов; 2 — аргиллизитовый, сурьмяный, полиметаллический, молибден-сульфидный; 3 — березит-аргиллизитовый, золотоколчеданный; 4 — березитовый, золотополиметаллический; 5 — альбитит-березитовый, золото кварцевый; 6 — альбитит-пропилит-березитовый, золоторудный (золото кварцевый, золотошеслитовый); 7 — альбитит-пропилит-березитовый, медно-молибден-порфировый с золотом; 8 — хлорититовый, оловорудный (касситерит-силикатный); 9 — грейзен-хлорититовый, оловорудный; оловорудный, медно-молибденный (порфировый); 10 — турмалинитовый, оловорудный; 11 — грейзен-турмалинитовый, оловорудный, медно-молибденный (порфировый); 12 — грейзен-березитовый, редкометалльный; 13 — грейзенный, редкометалльный; 14 — микроклинит-грейзенный, редкометалльный; 15 — границы: а — ареалов, б — металлогенических областей, в — металлогенической провинции.

ет асимметричную зональность с расширением зон в северо-восточном направлении. При этом отмечается резкая смена высокотемпературных метасоматитов низкотемпературными. Соответственно в южной полосе концентрируются проявления олова, вольфрама, молибдена и золота,

тогда как в центральной части фиксируются полиметаллы и колчеданные руды.

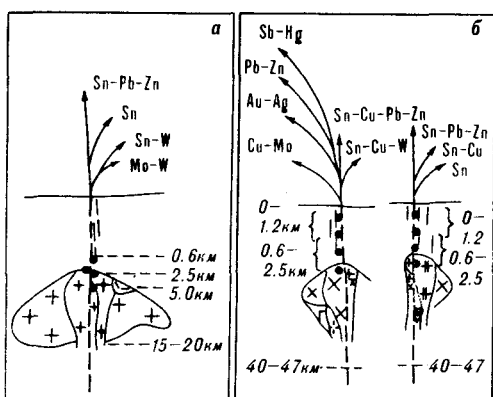
Баджалская область отличается своеобразием распределения продуктов гидротермального метаморфизма. Прежде всего следует отметить связь оруденения с двумя этапами мезозойской тектономагматической активизации. Продукты первого этапа — пегматиты, микроклиниты, скарны, грейзены с оловянной, вольфрамовой и редкометалльной минерализацией обнаруживаются в Баджалском, Дуссе-Алинском районах и в Эзоцской зоне. Зональность минерализации наиболее отчетлива в Дуссе-Алинском ареале: в центре — микроклиниты, по периферии — грейзены. На ранние метасоматиты накладываются продукты второго этапа: от сидерофиллитовых гидротермалитов до аргиллизитов, содержащих руды благородных, цветных и редких металлов. Сами по себе редкометалльно-грейзеновые районы представляют центры зональности. Вместе с тем в полях развития рудно-метасоматических образований второго этапа устанавливается не менее пяти центров зональности, расположенных по обрамлению области. Для этих центров характерны турмалиновый, хлорититовый, березитовый и пропилитовый типы благороднометалльной, оловянной, медно-молибден-порфировой минерализации. В целом для области характерно смещение высокотемпературных гидротермалитов в западную ее часть и соответствующее расширение зон в восточном направлении. Низкотемпературные ассоциации картируются по обрамлению Баджалской области. Этим обусловлено развитие по периферии блока полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации.

Малохинганская область выделяется наиболее простой линейной зональностью, подчеркиваемой грейзенами, актинолититами, хлорититами, березитами и аргиллизитами. Насчитывается четыре основных центра зональности, сложенные березитами и хлорититами с благороднометалльной и оловянной минерализацией. Относительно высокотемпературные ассоциации локализуются в центральной части области. По периферии отмечается аргиллизитовый тип оруденения с полиметаллическими и сурьмяными рудами. Зональность Малохинганской области также асимметрична, с проявленностью более широких зон в северной части блока.

Возрастные соотношения рудно-метасоматических образований. В истории мезозойского рудообразования выделяются два этапа. Первый связан с внедрением пород гранит-лейкогранитовой ассоциации, второй — со становлением диорит-монцодиорит-субщелочно-гранитовой формации. Им соответствуют два генетических ряда рудно-метасоматических образований: 1) пегматиты → микроклиниты → биминеральные грейзены → скарны → полиминеральные грейзены; 2) сидерофиллитовые метасоматиты → альбититы → субвулканические грейзены → актинолититы → турмалиниты → хлорититы → березиты → пропициты → углеродистые метасоматиты → аргиллизиты. В порядке возрастной последовательности минералообразования в рядах устанавливается рудная минерализация: 1а) вольфрамит-кварцевая, в том числе вольфрам-молибден-бериллиевая, вольфрам-тантал-ниобиевая, вольфрамовая с оловом; 1б) касситерит-кварцевая, в том числе оловянная, олововольфрамовая, олововольфрамовая с танталониобатами, оловополиметаллическая; 2а) порфировая, в том числе вольфрам-медная с молибденом, медно-молибденовая с оловом, медно-молибденовая, медно-молибден-полиметаллическая, медная с молибденом и благородными металлами; 2б) касситерит-силикатная, в том числе оловянная, оловомедная, оловомедно-вольфрамовая, оловополиметаллическая, с благородными металлами; 2в) благороднометалльная, в том числе вольфрам-золотая с оловом, золотоплатиновая, золото-серебряная, золотополиметаллическая; 2г) полиметаллическая, полиметаллическая с оловом; 2д) редкометалльная, в том числе редкометалльная, редкометалльно-молибденовая; 2е) ртутно-сурьмяная (рис. 4). Помимо последовательности рудоотложения на рисунке отражена эволюция интрузивных образований и глубинность формирования магматогенно-рудных систем.

Рис. 4. Схема эволюции процессов мезозойского рудообразования в Приамурье: а — редкометалльное оруденение, б — полиметалльное оруденение.

1 — мелко- и среднерзернистые биотитовые граниты; 2 — порфирибластные крупнозернистые биотитовые граниты; 3 — аляскииты, аплиты; 4 — пегматиты; 5 — габбро, габбро-диориты; 6 — диориты; 7 — диорито-сиениты; 8 — монодиориты, спессартиты, диоритовые порфиры; 9 — гранодиориты; 10: а — граниты, гранит-порфиры, субщелочные граниты, б — автомагматические брекчи; 11: а — эволюционные ряды рудных сообществ, б — положение месторождений относительно палеоповерхности.



Последовательность формирования различных типов редкометалльного оруденения выявлена в результате минералого-геохимического изучения более 20 месторождений и рудопроявлений Хингано-Охотского пояса. При этом своеобразным эталоном может служить Олгаканское рудное поле (Эзопская зона). В пределах рудного поля отмечается смена по латерали с запада на восток: Mo → Mo, W → W, Sn → Sn, Bi, Zn, Pb (участок Жильный) и далее на восток — Sn → W, Sn, Bi, Zn, Pb (участок Олгаканский) и далее — As, Fe, Pb с Sn (участок Аксинитовый). Эта последовательность тождественна смене зон по разрезу от Sn-полиметаллических на поверхности к Mo → W на глубине. По другим объектам наблюдаются более «короткие» цепочки рудных сообществ. Анализ материала по редкометалльным проявлениям Приамурья позволяет реконструировать весь ряд: Mo, As → Mo, Be, W, As → Mo, W, Fe → W, Sn, As, Zn, Bi → Sn, W, Cu, As, Pb, Sn, W, Zn, Mo, Fe → As, Bi, Sn, Cu, Pb, Zn → As, Sb, Pb, Ag, Zn, Fe.

Для полиметалльного оруденения уместно подчеркнуть некоторое своеобразие последовательности отложения минеральных ассоциаций в порфириновых месторождениях. Для них, и в первую очередь, для оловорудных объектов отмечается превалярующая роль хлоритовых либо турмалиновых метасоматитов. Примером сложной цепочки рудных сообществ в хлоритовом типе является рудное поле Ближнее — Тунгусское (Эзопская зона), где по латерали с востока на запад наблюдается смена: Mo → Mo, W, As → Mo, W, Sn, As, Bi (Тунгусский), далее к западу — W, Sn, As, Fe, Zn → Sn, Mo, Zn → Sn, Cu, Bi, Pb, Zn → As, Zn, Fe, Pb (Ближний). С учетом данных по другим проявлениям (4 объекта) весь ряд выглядит следующим образом: Mo → Mo, W, Zn → Mo, W, As → Mo, W, Sn, As, Bi, Cu, Au → Sn, As, Fe, Zn → Sn, Mo, Zn → Sn, Cu, Bi, Ag, Pb, W, Zn, Sb → As, Zn, Fe, Pb, Sb. Эталоном турмалинитового типа может быть Талиджакское рудное поле (Баджалский район). Латеральная зональность распределения рудных элементов или их ассоциаций прослеживается в субмеридиональном направлении с юга на север: Cu, Sn, Mo, Bi → Sn, W, Zn, Cu (участок Штокверковый), далее — Sn, Cu, Pb → Sn, Bi, Pb, Cu, As, Ag, Sb → As, Zn, Pb, Fe (участок Лавинный). Информация по другим проявлениям (3 объекта) практически не вносит каких-либо коррективов в последовательность кристаллизации рудных парагенезисов, выявленных на Талиджакском рудном поле.

Остальное полиметалльное оруденение образует чаще всего простые ассоциации рудных элементов. Последовательность их формирования в этом случае устанавливается при анализе зональности металлогенических областей и в общем виде отражена на рис. 4. Информация по рудным полям Приамурья (более 30 объектов) усложняет общую схему. При этом для каждого конкретного месторождения или рудопроявления отмечаются свои особенности.

Таким образом, сравнительный анализ мезозойских магматогенно-рудных систем трех принципиально различающихся своим строением крупных блоков Приамурья (Нимеленский, Баджалский и Малохинганский) выявил сходство в эволюции мезозойских процессов, формационную выдержанность вулканоплутонических ареалов и близость в их металлогенической специализации. Это свидетельствует о трансструктурном характере процессов, их автономии, проявленности единой тектономагматической системы, формирующей облик металлогенической провинции.

Мезозойское оруденение связывается со становлением гранит-лейкогранитовой (редкометалльное) и диорит-монцогранодиорит-субщелочногранитовой (полиметалльное) ассоциациями интрузивных пород. Связь подтверждается зональным распределением магматитов (эпицентр) и постмагматических образований (центральные, промежуточные и периферийные зоны) как в рудных узлах, так и в металлогенических областях. Локальные гидротермалиты, вмещающие руды благородных, цветных и редких металлов, группируются по возрастному признаку в генетические ряды. Зональное распределение последних подчеркивает внутреннюю организацию и границы Нимеленской, Баджалской и Малохинганской металлогенических областей. Устанавливается ряд особенностей зональных рисунков: концентрический и линейный характер, асимметричное строение, наличие нескольких центров зональности, преемственность центров зональности разновременных ареалов и др.

Металлогеническая зональность областей и рудных объектов обуславливается последовательностью отложения рудных элементов или их сообществ. В целом, несмотря на обилие стадий минералообразования, представляется правомочным говорить о двух эволюционирующих во времени рядах: редкометалльном и полиметалльном. Между ними имеется преемственность, так как золотооловянная с висмутом, медью, молибденом, свинцом, цинком, сурьмой специализация прослеживается практически на всех рудных объектах провинции.

Выявленные особенности металлогении Приамурья находят аналогию в подобных структурах Приморья и Северо-Востока СССР, что позволяет относить их к разряду металлогенических закономерностей. Общей для различных структур является проявленность рудно-метасоматических образований в связи со становлением гранит-лейкогранитовой и диорит-монцогранодиорит-субщелочно-гранитовой ассоциации интрузивных пород. Примечательна приуроченность редкометалльно-грейзенового оруденения к сводово-блоковым сооружениям, как правило, осложняющим палеозойские антиклинории. Монцонитоиды, субщелочные граниты и их постмагматические производные тяготеют преимущественно к интрузивно-вулканическим постройкам, входящим в состав вулканических либо вулканоплутонических ареалов и поясов. Последовательность формирования различных типов рудной минерализации четко выдерживается практически во всех дальневосточных провинциях с мезозойским оруденением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В. А., Неменман И. С., Парада С. Г. *Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья/ДВНЦ АН СССР.*— Владивосток, 1988.
2. Крюков В. Г. *Метасоматиты в металлогеническом анализе Приамурья // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР.*— М.: Недра, 1990.— С. 184—199.
3. Крюков В. Г. *Метасоматоз в истории формирования оловорудных объектов Приамурья // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории.*— Л., 1985.— С. 140—149.
4. Моисеенко В. Г. *Метаморфизм золота месторождений Приамурья.*— Хабаровск: Кн. изд., 1965.
5. Радкевич Е. А. *Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.*— М.: Наука, 1977.
6. Сухов В. И. *Региональные рудно-магматические системы Приамурья // Магматогенно-рудные системы/ДВНЦ АН СССР.*— Владивосток, 1979.— С. 45—60.
7. Усенко С. Ф. *Геодинамика формирования, тектоника и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой области/ДВНЦ АН СССР.*— Владивосток, 1984.

УДК 553.43/44.078(571.6)

Г. В. Ручкин, Г. Ф. Скларова

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

На территории Дальнего Востока впервые выделены металлогенические формации стратиформных месторождений цветных металлов следующих типов: колчеданных месторождений уральского и кипрского рудно-формационных типов первичных эвгеосинклиналей; колчеданных месторождений рудноалтайского и малокавказского рудно-формационных типов вторичных эвгеосинклиналей; колчеданно-полиметаллических месторождений филизчайского рудно-формационного типа терригенных эвгеосинклиналей; полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений атасуйского типа в карбонатно-терригенных толщах миогеосинклиналей; свинцово-цинковых месторождений миргалымсайского рудно-формационного типа в карбонатно-терригенных толщах чехлов срединных массивов, прикратонных прогибов и авлакогенов.

На обширной территории Дальневосточного региона страны выявлены многочисленные стратиформные проявления меди, свинца и цинка. Анализируя материалы поисково-съёмочных, тематических и научно-исследовательских работ, к этим проявлениям с разной степенью достоверности в силу недостаточной полной изученности можно отнести более 500 объектов, часть из которых рассматривается как потенциальные месторождения. Однако целенаправленных обобщающих исследований по оценке перспектив территории Дальнего Востока на стратиформный тип оруденения меди, свинца и цинка не проводилось.

В основу такого обобщения, проведенного авторами, положены структурно-формационный и палеотектонический анализы разновозрастных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов пород, вмещающих проявления цветных металлов, а также установление характерных признаков концентрации и размещения рудного вещества с целью выделения основных рудно-формационных и геолого-промышленных типов потенциальных месторождений стратиформного типа и оценки их перспектив. В результате выявлены устойчивые пространственно-временные ассоциации геологических и рудных формаций, отвечающие типам металлогенических формаций цветных металлов [1, 6, 9, 10] и позволяющие установить площади развития соответствующих рудных формаций применительно к стратиформному оруденению Дальнего Востока (см. таблицу).

Металлогенические формации колчеданных месторождений первичных эвгеосинклиналей. Металлогенические формации рассматриваемого типа объединяют вулканогенные рудоносные формации, связанные со становлением базальтоидного магматизма натровой серии и медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные рудные формации уральского и кипрского типов. В зависимости от условий становления рудоносных формаций по отношению к палеотектоническим элементам первичных эвгеосинклиналей рудоносные формации могут быть представлены контрастной липарит-базальтовой (тыльные зоны островодужных геоструктур), непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой (фронтальные части внутренних зон островодужных геоструктур), однородной базальтовой (узкие рифтовидные прогибы) формациями [10].

Обстановки, соответствующие формированию металлогенических формаций колчеданных месторождений первичных эвгеосинклиналей, на территории Дальнего Востока существовали в меловое время на обширных

Металлогенические формации стратиформных месторождений цветных металлов Дальнего Востока СССР

Геотектоническая позиция	Составляющие металлогенических формаций			Примеры металлогенических провинций, зон и районов, рудопроявлений
	Геологические формации и субформации		Рудные формации и субформации	
Первичные эвгеосинклинали; ранние стадии	Натриевая серия эвгеосинклинального базальтоидного магматизма	Непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая	Медно-цинково-колчеданная (уральский тип)	Западно-Камчатско-Корякская провинция, Пенжинская, Корякская, Вывенско-Ватынская и Карагинская зоны. Рудопроявления: Ветровоямское, Ватынское, Медное, Окотика и др.
		Однородная (недифференцированная) базальтовая		
Вторичные эвгеосинклинали; ранние стадии	Калиево-натриевая серия эвгеосинклинального магматизма	Контрастная базальт-риолитовая	Медно-свинцово-цинково-колчеданная (рудноалтайский тип)	Курило-Южно-Камчатская и Восточно-Камчатская провинции. Рудопроявления: Валентиновское, Докучаевское, Мутновское и др.
	Непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая		Свинцово-цинково-медно-колчеданная (малокавказский тип)	
Первичные терригенные эвгеосинклинали; ранние стадии	Терригенно-флишоидная углеродсодержащая с редуцированной натриевой контрастной риолит-базальтовой		Медьсодержащая свинцово-цинково-колчеданная (филиппинский тип). Цинково-медно-серно-колчеданная	Янканско-Тукурингская зона. Рудопроявления: Янканское, Джалиндинское. Чукотская и Верхояно-Колымская провинции. Рудопроявления: Токчанское, Тектоническое
Вторичные локальные терригенные прогибы; ранние стадии	Терригенно-кремнисто-карбонатная с редуцированной контрастной базальтовой		Медно-свинцово-цинковая (атасуйский тип)	Чагойн-Джурканская, Зее-Урканская, Малохинганская, Сиявинская зоны. Рудопроявления: Чагойнское, Желтый Яр, Горное, Кабаргинское и др.
Перикратонные и интракратонные прогибы, чехлы срединных массивов; начало тектономагматической активизации	Терригенно-карбонатная, известняково-доломитовая		Свинцово-цинковая (миргалимсайский тип)	Майско-Кыллахская, Омулеская, Шевлинская провинции; Тасканская, Лугун-Пухавильская, Уаленская, Ульбейская зоны. Рудопроявления: Сардана, Радуга, Майское, Чегитунское и др.

территориях Приокеанского геосинклинального пояса в пределах Западно-Камчатско-Корякской и северной части Курило-Восточно-Камчатской геосинклинальных областей. Отдельные звенья геосинклинальных областей представляют собой структурно-формационные зоны, отвечающие вулканическим поясам или их частям, развивающимся на первичной океанической коре [3]. К их числу принадлежат Пенжинская, Корякская,

Вывенско-Ватынская и Караганская зоны, выполненные мощными поздне-мезозойскими вулканогенно-кремнистыми комплексами, сопровождающимися телами гипербазитов. Вулканиды зон принадлежат преимущественно к формации натровых базальтов и содержат на отдельных участках продукты средних и кислых дифференциатов базальтовой магмы [3, 4].

В пределах указанных структур выявлены зоны стратиформной пиритовой вкрапленной минерализации, содержащей медь и цинк, а также ряд рудопроявлений неясной природы, в том числе и жильной, с высокими содержаниями меди и цинка, иногда свинца. Наибольшее число рудопроявлений (более 30) сконцентрировано в составе вулканогенно-кремнистых толщ ватынской и алонской серий (реки Ветровая, Ватын, Медный, Окотика и др.).

Имеющиеся материалы по геологическому строению колчеданосных зон позволяют предполагать развитие в их пределах медно-колчеданных металлогенических формаций, связанных со становлением однородной базальтовой формации. Ближайшим аналогом таких структур с промышленными медно-колчеданными месторождениями на Дальнем Востоке является раннекаменноугольно-пермский подвижный пояс Санбагава на о. Сикоку (Япония). Месторождения Бесси, Сирагаки, Садзаре и др. приурочены здесь к продуктам основного вулканизма, чередующимся с глинистыми и кремнистыми сланцами и содержащим тела серпентинитов [5].

Эвгеосинклиналильные пояса Камчатки и Корякского нагорья, как часть поздне меловых геосинклиналильных структур Пероинического пояса, имеют непосредственное продолжение на юг Аляски [2]. Здесь, в горах Талкитна и Чугач, в продуктах юрской непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации островной дуги Талкитна в последние годы открыто несколько медно-цинковых колчеданных месторождений (Тан II, Джонсон и др.). Учитывая данные о присутствии кислых дифференциатов базальтовой магмы в разрезах эвгеосинклиналильных вулканических поясов Корякского нагорья, можно полагать здесь наличие проявлений и этой металлогенической формации.

Металлогенические формации колчеданных месторождений вторичных эвгеосинклиналилей. Рассматриваемые металлогенические формации объединяют вулканогенные рудоносные формации, связанные со становлением базальтоидного магматизма, и колчеданно-полиметаллические рудные формации рудноалтайского и малокавказского (куроко) типов.

Месторождения типа куроко приурочены к островодужным металлогеническим зонам и связаны с последовательной базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией натровой серии известково-щелочного ряда. Месторождения рудноалтайского типа локализуются в регенерированных эвгеосинклиналилях в пределах островодужных металлогенических зон и связаны с контрастной базальт-липаритовой формацией калинатровой серии [10].

Обстановка, соответствующая формированию металлогенических формаций колчеданных месторождений вторичных эвгеосинклиналилей, на территории Дальнего Востока представлена широко в разновозрастных островодужных системах и, в первую очередь, в пределах кайнозойской Курило-Камчатской островной дуги.

Пространственно оруденение связано с наиболее кислыми проявлениями вулканизма и локализуется в подводных горизонтах туфов и лав андезит-дацит-риолитовой формации, сопровождающихся субвулканическими телами андезитов и риолитов. Многочисленные колчеданно-полиметаллические рудопроявления, установленные в пределах островов Кунашир (Валентиновское, Докучаевское и др.), Итуруп (Чистореченское и др.), Уруп, Парамушир (Рифовое и др.), Командорских, — повсеместно приурочены к вулканогенно-терригенным образованиям миоценового возраста. В кайнозойских туфогенно-осадочных отложениях Восточно-Камчатской островодужной системы обнаружено также более 15 проявлений галенит-сфалерит-пиритовых руд в бассейнах рек Мутновская, Левый Янраий, Тыльпэгыргын и др.

Курило-Камчатская островодужная система является продолжением третичных островных дуг Японии, вулканы которых, объединяемые в «формацию зеленых туфов», вмещают колчеданно-полиметаллические промышленные месторождения типа куроко. Эти наиболее молодые и менее преобразованные из всех известных в мире месторождений вулканогенно-осадочного генезиса, по мнению японских геологов, могут служить моделью для более древних, интенсивно преобразованных месторождений этого типа (например, Брокен-Хилл, докембрийские залежи Джеломского рудного поля и др.).

Представителем геоструктур, в которых развиты металлогенические формации колчеданных месторождений рудноалтайского типа, является Илин-Таская глыбовая геосинклиналь, наложенная на кристаллическое основание Колымо-Омолонского массива [4]. Здесь, в мезозойском гетерогенном разрезе песчано-глинистых сланцев, липаритов, их туфов и туфопесчаников, входящих в состав контрастной базальт-липаритовой формации, локализована барит-полиметаллическая минерализация, слагающая линзообразные рудные тела, согласные с напластованием вмещающих пород.

На территории Дальнего Востока имеется ряд вторичных эвгеосинклиналей, выполненных вулканическими формациями, которые по особенностям своего строения и петрохимическим характеристикам благоприятны для выявления колчеданно-полиметаллического оруденения рудноалтайского или куроко типов. К их числу можно отнести Хаса-Гродековскую зону — часть геосинклинального прогиба, наложенного на Китайскую платформу [3]. Развита в ней пермская контрастная базальт-липаритовая формация, по заключению А. А. Вржосека, близка по петрохимическим особенностям к контрастным формациям, вмещающим колчеданно-полиметаллическое оруденение. Аналоги рассматриваемой металлогенической формации могут быть выделены и среди девонских толщ Западно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса на участках его наложения на Ханкайский массив.

Металлогенические формации колчеданных месторождений терригенных эвгеосинклиналей. Металлогенические формации этого типа объединяют терригенно-флишеидные углеродсодержащие формации и медьсодержащую свинцово-цинковую (колчеданно-полиметаллическую) рудную формацию филизчайского типа, в качестве субформации включена цинково-медно-серноколчеданная, представленная, в частности, месторождением Кизил-Дере на Северном Кавказе.

Месторождения филизчайского типа размещены в окраинно-континентальных прогибах, в пределах структурно-формационных зон, выполненных глубоководными углеродисто-глинистыми отложениями, чередующимися с маломощными пачками флишеидов. Рудоносные зоны прилегают к узким продольным трогам, сопряженным с глубинными магмоподводящими разломами. Они контролируют распространение отдельных пластов и пачек базальтов натриевой серии, а в отдельных структурно-формационных зонах — вулканитов угнетенной контрастной базальт-липаритовой формации, кислые члены которой принадлежат к производной натриево-калиевой серии [10].

Терригенные эвгеосинклинали (по Г. А. Твалчрелидзе) — геосинклинальные прогибы терригенного типа со слабым проявлением базальтоидного вулканизма широко представлены на Дальнем Востоке. В их пределах в связи с вулканогенно-углисто-терригенными и флишеидными формациями известны многочисленные проявления медно-колчеданных, свинцово-цинковых и полиметаллических руд.

Характерные геологические обстановки нахождения колчеданных месторождений терригенных эвгеосинклиналей проявлены в верхнепротерозойских структурно-формационных зонах Амура-Охотской складчатой системы. Эти структурно-формационные зоны, выполненные вулканогенно-терригенными и углеродисто-флишеидными формациями, с перерывами прослеживаются по обрамлению Буреинского и Аргуньского

кристаллических массивов, содержат колчеданно-полиметаллическое и медно-колчеданное оруденение и объединяются в верхнепротерозойскую Аргуно-Тукурингскую колчеданно-полиметаллическую провинцию [8].

Наиболее изученной в настоящее время является Янкано-Тукурингская металлогеническая зона [12], в пределах которой в составе теплоключевской, алгаинской, гармыканской и преобразенской свит, сложенных углеродсодержащими аргиллитами и филлитами с прослоями и пачками кремней, известковистых сланцев, известняков и вулканогенных пород, выявлено более 50 колчеданоносных горизонтов мощностью от первых метров до 100—150 м, вмещающих на отдельных участках тела слабометаморфизованных медно- и медно-цинково-колчеданных руд. Сопровождающие колчеданные руды вулканогенные породы относятся к недифференцированной базальтовой натровой серии непрерывной кали-натровой серии формаций.

Более проблематичным является выделение рассматриваемой металлогенической формации на территории других геосинклинально-складчатых систем Дальнего Востока, выполненных терригенными комплексами и содержащими в своем составе редуцированные продукты базитового вулканизма. В частности, многочисленные проявления (более 50) свинцово-цинкового и полиметаллического оруденения определены в Чукотской и Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатых областях. В связи со слабой изученностью их фациальной принадлежности отнесение к филизчайскому рудно-формационному типу в некоторой степени условно. Проявления расположены во флишеидных толщах верхнего палеозоя (Куульское поднятие, Верхояно-Колымская область) и наиболее развиты во флишеидах раннего мезозоя почти по всей площади их распространения. Вмещающими породами являются алевролиты, известковистые, глинистые и углисто-глинистые сланцы, часто с пиритовыми прослоями и конкрециями. Рудопроявления с высокими содержаниями полезных компонентов в виде вкрапленных, гнездовидных и прожилковых концентраций тяготеют к горизонтам глинистых и углисто-глинистых сланцев, к зонам дробления, брекчирования с прожилками кварца, кальцита. Состав руд преимущественно свинцово-цинковый, иногда с повышенными содержаниями меди (проявления Восточное, Токичанское, Тектоническое и др.).

Отмеченные особенности рудовмещающего разреза характерны для строения рудоносных углеродисто-глинистых формаций и позволяют предполагать широкое развитие в пределах Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых систем металлогенической формации рассматриваемого типа. С этой точки зрения важно указать, что в хр. Брукса на Аляске в последние годы в аналогичных по строению толщах выявлен ряд колчеданно-полиметаллических месторождений филизчайского типа. Наиболее крупные из них — Ред Дог и Дренчвотер [14] — приурочены к толще Кагвик позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Рудовмещающая часть разреза рассматриваемого типа карбонового возраста представлена углисто-кремнистыми сланцами с прослоями туфогенного материала, последовательно перекрываемыми пермскими сланцами, аргиллитами и песчаниками; триасовыми сланцами, кремнями и известняками; песчаниками, сланцами и конгломератами мела. Геотектоническое положение, размещение оруденения в составе терригенных толщ, отсутствие связей с вулканическими породами, форма локализации (линзы, вкрапленность, жилы) и состав рудного вещества (свинец—цинк, медь) позволяют наметить сходство с месторождениями Ред Дог и Дренчвотер Аляски, которые, по мнению Лейнджа Л. М. и др., в генетическом плане занимают промежуточное положение между цинково-свинцово-баритовыми месторождениями, вмещающими породами для которых являются глинистые сланцы, не связанные с вулканическими породами, и месторождениями типа куроко, сформировавшимися в режимах растяжки.

Металлогенические формации колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений в карбонатно-терригенных толщах мио-

геосинклиналей. Металлогенические формации рассматриваемого типа объединяют карбонатно-кремнисто-терригенные формации, образующиеся в условиях активизации геосинклинальных рам со слабым проявлением основного вулканизма, и колчеданно-полиметаллические рудные формации атасуйского или тяньшаньского типов.

Рудоносные структурно-формационные зоны атасуйского типа, в отличие от колчеданосных, формирующихся в раннегеосинклинальную стадию, связаны с явлениями активизации геосинклинальных структур. Колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения локализируются в краевых частях массивов ранней консолидации в пределах относительно мелководных бассейнов, впадин, иногда рифтогенной природы. Характерным признаком строения описываемого типа формаций является совмещение в контурах их развития марганцево-железистого и свинцово-цинкового оруденения [10].

Обстановки, соответствующие формированию металлогенических формаций атасуйского типа, на территории Дальнего Востока существовали в позднепротерозойско-раннекембрийское время в пределах Буреинского, Ханкайского и Чукотского массивов в периоды существования здесь соответственно Хинганской и Чукотской геосинклиналей, а также в позднеархейское время — на площадях развития Становой эвгеосинклинали.

Колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые рудопроявления локализованы в миеосинклинальном комплексе Хинганской геосинклинали, сложенном песчано-глинисто-карбонатной с кварцитами, песчано-глинисто-карбонатной и известняково-доломитовой формациями. В размещении рудопроявлений отмечается приуроченность к зонам контактов литологически разнородных пород (известнякам и песчаникам на Чагоянском месторождении) или большей частью к горизонтам доломитовых пород в составе карбонатных и карбонатно-терригенных толщ (Чергиленское, Кабаргинское, Курханское и др.). В виде линзовидно-пластовых рудных тел, прожилково-вкрапленных и жильных образований колчеданно-полиметаллическое и свинцово-цинковое оруденение пространственно выдерживается на значительные расстояния (до сотен метров) в пределах изолированных структур. На контакте известняков с рвущими их гранит-порфирами нередко развиты богатые руды скарнового типа. В разрезах металлогенических формаций атасуйского типа надрудные толщи на Малом Хингане, Ханкайском массиве представлены флишевыми известково-глинистыми, кремнистыми и известково-доломитовыми породами с пластами и прослоями железных и марганцевых руд, наличие которых характерно для типовых месторождений Атасуйской зоны Центрального Казахстана [10].

На Чукотском массиве металлогеническая формация колчеданно-полиметаллических рудопроявлений атасуйского типа представлена протерозойскими карбонатно-терригенными формациями геосинклинального типа, сложенными метаморфическими сланцами, гнейсами, мраморизованными известняками с линзами амфиболитов и кварцитов и содержащими довольно многочисленные проявления пирит-галенит-сфалеритовых руд (поселки Сердце-Камень, Сешан, Горное и другие более мелкие по побережью Берингова пролива и зал. Лаврентия). К этому же типу отнесены эвгеосинклинальные верхнеархейские метаморфические образования Становой системы, вмещающие свинцово-цинковое и полиметаллическое оруденение, широко развитое в виде рудных зон, линз, гнездово-вкрапленных концентраций в составе хударканской свиты и курультинской серии, приурочивающиеся к горизонтам и линзам мраморов и к зонам контакта их с терригенными породами (рудопроявления — Бол. Бургали, Сфалеритовое, Медное и др.). Рудовмещающие породы подвергнуты в значительной степени процессам мраморизации, скарнирования и окварцевания.

К тяньшаньскому рудно-формационному типу отнесены свинцово-цинковые и полиметаллические проявления Куульского поднятия и Зее-Урканского района, залегающие в карбонатно-терригенных отложениях

девонско-каменноугольного возраста, образование которых происходило в морских бассейнах, изобилующих островами, в условиях миогеосинклинального режима.

Металлогенические карбонатно-терригенные формации этого типа характеризуются большей ролью в их составе терригенного материала, наличием нередко пространственно-временных связей оруденения с дайковым комплексом диоритовых порфиритов, несущих колчеданную минерализацию (р. Желтый Яр), высокими содержаниями полезных компонентов, в том числе серебра и золота, повышенной концентрацией рудного вещества при относительно небольших площадях рудных залежей.

Металлогенические формации свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных толщах структур платформенного типа (чехлов срединных массивов, авлакогенов и перикратонных прогибов). Металлогенические формации рассматриваемого типа объединяют карбонатно-терригенные рудоносные формации, образование которых происходило в условиях перикратонно-авлакогенного, сводово-глыбового развития района, и свинцово-цинковые и полиметаллические рудные формации миргалсайского типа.

На территории Дальнего Востока рудопроявления свинца и цинка в карбонатных толщах наиболее многочисленны. Обстановки, благоприятные для их образования, существовали в широком диапазоне геологического времени — с позднего протерозоя до позднего палеозоя в пределах развития структур платформенного типа — Чукотского, Омолонского и Охотского срединных массивов, Приколымской и Омудевско-Полоусненской зоны, Сетте-Дабанского и Шевлинского перикратонных прогибов [4].

Металлогенические формации свинцово-цинкового оруденения платформенных структур характеризуются выдержанностью по простиранию своего строения и состава, широким площадным развитием оруденения и приуроченностью его к определенным по составу (преобладающее доломитовым) литолого-стратиграфическим горизонтам, расплывчатыми контурами рудных тел и отсутствием видимых связей с магматическими образованиями. Палеогеографическая обстановка — морская, мелководная, прибрежно-морская, в условиях которой происходило накопление карбонатно-терригенного, органического и рудного материала с образованием известняков, доломитов, известковистых алевролитов, песчаников и сланцев, органогенных и углисто-кремнисто-, редко барит-, флюоритсодержащих пород, в том числе рудоносных, иногда гипсоносных. Оруденение в виде рассеянной или гнездобразной вкрапленности, массивных или колломорфных руд сконцентрировано в отдельных горизонтах, линзах, пластах вмещающих пород мощностью не более десятков метров, выдержанных по простиранию на значительные расстояния. Рудообразование представляется полигенным и полихронным. Первично накопленное рудное вещество в осадке в процессе диагенеза, эпигенеза перераспределяется, обособляется в слои, линзы, пропластки и т. д. В периоды активизации тектономагматических процессов происходит вторичное перетолжение сульфидов под воздействием термальных вод и растворов, концентрируясь вдоль тектонических трещин, разломов; нередко проявление наложенных процессов скарирования, окварцевания и других, приводящих к образованию секущих, жилообразных, линзовидных, кармановидных рудных тел [9, 10].

В границах вышеуказанных структур [4] на Дальнем Востоке выделены металлогенические формации описываемого типа в пределах Омудевской, Олойской, Майско-Кыллахской, Шевлинской, Уэленской, Приколымской и Ульбейской зон.

Омудевская зона свинцово-цинкового стратиформного оруденения выделена в юго-восточной части Омудевско-Полоусненской зоны. В нее вошли отложения ордовикского, силурийского и девонского возрастов, по составу терригенно-карбонатные с преобладанием рифогенной, граптолитовой и смешанных фаций, иногда гипсоносные, общей мощностью около 9 км, формирование которых происходило в условиях развития

подвижных структур платформенного ряда типа авлакогенов и перикратонных прогибов. Рудоносность имеет площадной характер, представлена многочисленными проявлениями и Урультунским месторождением гнездово-вкрапленных свинцово-цинковых руд в районе Омулевского поднятия. Урультунское месторождение [13] представлено оруденением на четырех стратиграфических уровнях (верхний ордовик, силур, нижний и средний девон), наиболее продуктивный из них представлен горизонтами доломитов нижнего и среднего девона, к которым приурочены вкрапленные и линзовидные рудные тела месторождения со средними промышленными запасами.

Металлогеническая формация Олойской зоны выделена в пределах Омолонского массива и сложена карбонатно-терригенными и карбонатно-терригенно-вулканогенными формациями и свинцово-цинковой рудной формацией миргалимсайского типа. Их формирование происходило в условиях контрастно-дифференцированных глыбовых движений, сопровождавшихся накоплением в подводных условиях вулканогенных продуктов кислого и основного состава. Свинцово-цинковое оруденение в виде кварцево-карбонатных согласных жил, рассеянной и гнездовой вкрапленности имеет сравнительно ограниченное площадное развитие, характеризуясь высокими содержаниями полезных компонентов.

Майско-Кыллахская металлогеническая формация [7, 11] приурочена к Юдомо-Майскому (Сетте-Дабанскому) перикратонному прогибу, представлена карбонатно-терригенной формацией рифей-раннекембрийского возраста, в составе которой выделена рудоносная известняково-доломитовая толща в объеме юдомской свиты. К толще приурочены месторождения — Сардана, Уруй, Перевальное и многочисленные (более 40) рудопроявления галенит-сфалеритовых руд на левобережье р. Юдома, выделенные Ю. П. Рассказовым в 1975 г. в Сордонгно-Охский и Лугун-Пуханильский рудные узлы.

Шевлинская металлогеническая зона, выделенная в пределах одноименного прогиба, представлена позднепротерозойской карбонатно-флишoidalно-терригенной формацией, слагающей нижний структурный этаж перикратонного прогиба, и свинцово-цинковой рудной формацией, в составе которой выявлены многочисленные проявления и Майское месторождение галенит-сфалеритовых руд, локализующихся в горизонтах мраморов значительной протяженности.

Уэленская металлогеническая зона, установленная в пределах одноименного поднятия Чукотского массива, представлена карбонатно-терригенной формацией средне-позднедевонского возраста и полиметаллической рудной формацией миргалимсайского типа, участвующих в строении чехла срединного массива. Многочисленные рудопроявления медно-свинцово-цинковых руд широко известны на всем протяжении развития металлогенической формации по восточной окраине Чукотского полуострова — Чегитуньская группа проявлений, Чечекуюмское и другие в районе побережья Мечигменского залива.

На Омолонском массиве металлогеническая свинцово-цинковая формация чехла срединного массива по составу вулканогенно-карбонатно-терригенная девонского возраста, образовавшаяся в периоды активизации вулканической деятельности и вступления массива в сводово-глыбовое развитие. Оруденение галенит-сфалеритовое, гнездовое и прожилковое. В Олойской зоне вскрыта толща карбонатно-терригенных пород мощностью до 240 м, пронизанных согласными кварцево-карбонатными жилами, мощностью от нескольких сантиметров до 5 м. В аналогичных палеотектонических условиях металлогеническая формация карбонатно-терригенного состава девонского возраста на Охотском массиве содержит рудоносные горизонты доломитов (Правоульбейская группа проявлений), содержащих прослои, вкрапленности галенит-сфалеритовых руд, характеризующихся также повышенными концентрациями золота, серебра.

В районе Приколымского поднятия металлогеническая карбонатно-терригенная свинцово-цинковая формация установлена для трех возраст-

ных уровней геологического развития района — позднепротерозойского, ордовикского и девонского — в периоды перикратонно-авлакагенного развития, при формировании чехла срединного массива. Оруденение однотипного характера с наибольшим развитием в позднепротерозойское и девонское время локализуется в доломитизированных, пиритизированных и брекчированных известняках в виде гнездовидной или рассеянной вкрапленности, слоев и жил барит-кальцит-кварцевого состава (проявления Эджекал, Ромашка и многие другие).

Таким образом, рассмотрены металлогенические формации стратиформного оруденения цветных металлов, развитые на территории Дальнего Востока СССР. Стратиформные рудопроявления парагенетически тесно связаны с разновозрастными вмещающими породами, что, вероятно, обусловлено геологическими явлениями, отражающими «единые процессы развития Земли на разных отрезках ее истории» [7]. Необратимый характер развития литосферы находит выражение и в смене одних типов месторождений другими.

Проявления колчеданного и колчеданно-полиметаллического рудообразования связаны с интенсивным развитием субмаринных вулканических формаций базальтоидного ряда в первичных или регенерированных (вторичных) эвгеосинклинальных (уральский, кипрский, рудноалтайский и малокавказский типы), характерных для вулканических поясов, заложённых на первичной океанической коре. Образование свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях происходило одновременно с формированием древних платформ, срединных массивов и их чехлов (миргалимсайский тип), а также в структурах их миогеосинклинального обрамления или в пределах субплатформенных впадин рифтогенной природы (атасуйский тип). Для периодов тектонической активизации и вывода обширных территорий срединных массивов из-под уровня моря в смежных с ними «терригенных геосинклиналях» выявлены рудопроявления цветных металлов филизчайского типа. Типизация металлогенических формаций позволяет прогнозировать геологические формации определенного состава в соответствующих геотектонических позициях на определенный вид стратиформного оруденения цветных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевская М. Б., Кривоцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчедановосных провинций. — М.: Недра, 1977.
2. Власов Г. М. Систематика вулканических поясов и их металлогения // Сов. геология. — 1980. — № 11. — С. 64—72.
3. Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. — Л.: Недра, 1984.
5. Колчеданные месторождения мира. — М.: Недра, 1979.
6. Кривоцов А. И., Нарсеев В. А. Геолого-разведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // Сов. геология. — 1983. — № 1. — С. 17—27.
7. Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. — М.: Недра, 1984.
8. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Володин Р. Н. Принципы металлогенического районирования докембрия СССР на стратиформные руды цветных металлов // Сов. геология. — 1987. — № 2. — С. 26—36.
9. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. — 1970. — № 6. — С. 3—15.
10. Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов. — М.: Недра, 1985.
11. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.
12. Сузов В. И., Дергачев А. П. Вопросы геологии и металлогенической специализации верхнедокембрийского осадочно-вулканического комплекса Амуро-Охотской складчатой системы // Рудная специализация осадочных формаций Сибири и Дальнего Востока. — Владивосток, 1985. — С. 112—117.
13. Шпикерман В. И. Геология свинцово-цинковых месторождений Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР): Автореф. канд. дис./ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1983.
14. Lange Ian M. Geologic setting, petrology, and geochemistry of stratiform sphalerite—galena—barite deposits, Red Dog Creek and Drenchwater Creek areas, northwestern Brooks Range, Alaska // Econ. Geol. — 1985. — V. 80. — P. 1896—1926.

УДК 553.041 : 45(571.61/64)

С. М. Родионов

ОЛОВОНОСНЫЕ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА — ТИПЫ, ИЕРАРХИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ

Выделяются оловоносные магматогенно-рудные системы (МРС) пяти уровней организации. При выделении и типизации МРС каждого из уровней учитывался комплекс признаков. В результате выполненного районирования на юге Дальнего Востока выделены две оловоносные провинции, включающие 10 оловоносных областей, содержащих, в свою очередь, 31 оловорудный район и 163 оловорудных узла. Выделены благоприятные обстановки проявления разнотипных и разноранговых оловорудных объектов.

Дискретность пространственного положения оловоносных площадей Дальнего Востока и прерывисто-непрерывный характер их внутреннего строения анализировались в работах Е. А. Радкевич, М. И. Ициксона, С. Ф. Усенко, Ю. И. Бакулина, И. Н. Томсона и др. геологов. При этом разные авторы, занимающиеся вопросами металлогенического районирования в отношении олова, предлагали различные наименования для металлогенических подразделений разного масштаба. Причина такого многообразия заключается в использовании различных принципов и критериев выделения оловоносных площадей — от попыток найти соответствие между металлогеническими таксонами и складчатыми сооружениями до возведения в ранг основного критерия размеров площадей. Все это, без сомнения, важно, но следует обратить внимание на следующие обстоятельства.

1. Между проявлением оловянного оруденения и последней фазой пликативных деформаций в складчатых сооружениях существует широкий временной разрыв, что однозначно свидетельствует об автономном характере импульсов эндогенной активности по отношению к ритмам складчатых движений [13]. Кроме того, оловоносные площади больших размеров, как правило, расположены дискордантно по отношению к складчатым структурам либо имеют крайне разнородный фундамент. Следовательно, складчатые структуры (структурно-формационные зоны), так же, как и характер их фундамента, могут играть лишь вспомогательную роль при определении границ оловоносных площадей.

2. Современный уровень теоретической разработки специальной отраслевой металлогении требует соблюдения принципа соответствия между оловоносными (потенциально оловоносными) площадями разного ранга и определенными элементами тектонического строения анализируемой территории [5].

3. Нет ни одного оловорудного объекта, на котором в той или иной степени не были бы проявлены продукты магматической деятельности. При этом повсеместно устанавливается, что далеко не любые, а лишь вполне определенные магматические образования (ассоциации, формации и т. д.) обладают связями (генетическими, парагенетическими, пространственными или временными) с оловорудными объектами.

Учитывая вышесказанное, в основу выполненного металлогенического анализа положены представления о магматогенно-рудных системах (МРС), формирующихся на различных иерархических уровнях как целостные геологические системы, обладающие определенной организацией, внутренней структурой и внешними связями с окружающим геологи-

ческим пространством. В этом подходе реализуется один из основных принципов методики разработки прогнозов — принцип системности, который требует взаимоувязки и соподчиненности прогнозного фона, объекта прогнозирования и их элементов. Отсюда вытекает необходимость реализации второго основного принципа — согласованности объекта прогнозирования (МРС соответствующего порядка в их иерархическом ряду) и прогнозного фона (структурно-формационные комплексы).

В соответствии с основополагающими по этому вопросу работами С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Е. Т. Шаталова, А. Д. Щеглова, А. И. Кривцова и др. в качестве оловоносных металлогенических подразделений выделяются:

1. Оловоносные провинции (МРС-I)— рудоносные территории, характеризующиеся проявлением серии разнотипных месторождений олова и ряда геохимически родственных с ним металлов. Совпадают соответственно с генетически однородными плутоническими (ПП) или вулканоплутоническими (ВПП) поясами, сформированными в течение нескольких тектономагматических циклов (ТМЦ), соответствующих периодам геодинамического развития конвергентных границ литосферных плит.

2. Оловоносные области (МРС-II)— рудоносные или потенциально рудоносные территории, представляющие собой части оловоносных провинций. Совпадают с фрагментами ПП и ВПП, которые характеризуются развитием продуктивных в отношении олова плутонических (ПА) или вулканоплутонических (ВПА) ассоциаций. МРС-II имеют четкие тектонические ограничения, сформированы в течение одного или части ТМЦ и характеризуются проявлением на всей площади рудоконтролирующих факторов, поисковых признаков и разномасштабных проявлений разнотипного оловянного оруденения.

3. Оловоносные зоны (мегарайоны)— выделяются в пределах оловоносных областей по ареалам продуктивных или потенциально продуктивных в отношении олова плутонических фаций ПА или ВПА, метасоматических и рудных образований, связанных общностью тектонических магмо- и рудоконтролирующих структур. Выделение оловоносных зон (мегарайонов) не является обязательным элементом районирования и в иерархическом ряду металлогенических подразделений представляется вспомогательным элементом. Их размеры не превышают 10—15 тыс. км².

4. Оловорудные (потенциально оловорудные) районы (МРС-III)— участки областей или мегарайонов, характеризующиеся проявлением рудно-метасоматических, структурных и магматических факторов однотипного оловянного оруденения и обычно разделенные территориями, лишенными таких признаков. Площади выделенных на нашей территории оловорудных районов находятся в пределах 1—4 тыс. км².

Следует отметить, что, несмотря на большое количество работ, посвященных проблеме металлогенического районирования оловоносных территорий, а может, в какой-то мере, и благодаря им, и сейчас остаются в силе слова С. С. Смирнова о том, «что понятие об оловорудном районе потеряло свою четкость» [12, стр. 3]. Наиболее детально это понятие рассмотрено в [3, 6, 14]. Основное противоречие в подходах разных авторов заключается в вопросе — могут ли в пределах одного района совмещаться различные оловорудные формации или должен соблюдаться принцип: один район — одна формация? Исследования последних лет оловорудных районов Приморья и Приамурья однозначно свидетельствуют о том, что пространственное совмещение разных оловорудных формаций в границах одного района возможно, хотя при этом должны быть выяснены временные и генетические связи этих формирований. Что же касается определения границ оловорудных районов, их размеров и т. д., то здесь мнения большинства авторов совпадают. И это не случайно, так как оловорудный район, как металлогеническая категория, характеризуется «тесными взаимосвязями и взаимообусловленностью тектоники, магматизма и оруденения» [6, стр. 14]. Следовательно, учет этих трех основополагающих факторов в их прямом и косвенном выражении позволяет определить

положение границ оловорудных районов. В равной мере, с учетом иерархичности металлогенических таксонов и определяющих их факторов, то же относится к оловоносным площадям иного ранга.

5. Оловорудные (потенциально оловорудные) узлы (МРС-IV) — участки оловорудных районов или оловоносных областей, отчетливо выделяющиеся резко выраженным интенсивным, по сравнению с площадным, фоном, проявлением прямых и косвенных поисковых признаков оловянного оруденения одной формации или типа.

В результате выполненного районирования на юге Дальнего Востока выделены две оловоносные провинции — Хингано-Охотская и Ханкайско-Сихотэ-Алинская, каждая из которых охватывает площадь около 270 тыс. км² и включает ряд оловоносных областей, зон, оловорудных районов и узлов.

Первая пространственно совпадает с обширным ареалом магматических зон, объединенных в одноименный ВПП, который формировался в раннем мелу в геодинамической обстановке активной континентальной окраины андийского типа, сменившейся в позднем мелу — палеогене обстановкой коллизии [9].

Характеристика особенностей проявления оловянной минерализации в пределах Хингано-Охотской провинции освещалась в ряде работ наших предшественников. Однако, в большинстве из них основное внимание уделялось центральной части провинции, где расположены известные в настоящее время оловорудные районы. Вместе с тем, учет геодинамических обстановок формирования рудоносных площадей в Приамурье [9] в совокупности с имеющимися данными об особенностях глубинного строения этой территории, закономерностях распределения магматических образований и их составе позволили нам уточнить положение границ провинции и включить в нее Нимано-Мельгинскую зону на западе, а также Эвурскую и Ульбанскую — на востоке. В этих границах провинция рассматривается как региональная МРС-I с отчетливо проявленной асимметрично-концентрической зональностью магматизма и оловянного оруденения.

Рассматриваемая провинция в целом представляет собой крупную мегасводовую структуру, относящуюся к сателлитной системе концентрических структур (в классификации [15]). Центральная часть мегасвода, несколько смещенная к юго-западу, располагается вдоль восточной части Буреинского массива. Она сложена магматическими образованиями преимущественно плутонических фаций риолит-гранитного ряда, характеризуется максимальной для данного сегмента земной коры глубиной поверхности Мохо и литофильным профилем минерализации. На «склонах» мегасвода развиты вулканические и интрузивно-вулканические зоны, сложенные продуктами магматизма как риолит-гранитового, так и андезит-гранодиоритового рядов с явной тенденцией смещения последних к периферии мегасвода. В этом же направлении уменьшается мощность земной коры (до 38—39 км), а литофильный профиль минерализации сменяется халькофильным и сидерофильным. Провинция объединяет семь оловоносных или потенциально оловоносных областей, различающихся составом фундамента, внутренним строением, формой и характером проявленного мезозойского оловоносного магматизма, а также типовым разнообразием и масштабностью оловорудных объектов. Каждая из выделенных областей совпадает с одной или несколькими генетически родственными тектономагматическими системами и, с учетом закономерностей размещения и формирования магматических и рудных образований в пределах последних, рассматривается в качестве региональной МРС-II. Они занимают площади от 15 до 80 тыс. км².

Ханкайско-Сихотэ-Алинская оловоносная провинция охватывает территорию Ханкайского кристаллического массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы, ограничиваясь на северо-западе краевой частью Западно-Сихотэ-Алинского синклинория. Основными ее геоструктурными элементами, характеризующимися своеобразием фундамента и особен-

ностями оловоносного магматизма, являются коллизионный плутонический Центрально-Ханкайский пояс (кембрий — силур), окраинно-континентальные вулканоплутонические Западно-Сихотэ-Алинский (пермь) и Восточно-Сихотэ-Алинский (мел — палеоген) пояса, а также палеоостроводужные вулканические пояса Алчанский и Самаргинский (ранний мел) [7, 11].

В отношении последнего типа геодинамических обстановок до сих пор существует мнение о низких перспективах выявления здесь сколь угодно значительных оловорудных объектов. Однако результаты изучения Курильской островной дуги свидетельствуют о реальной возможности проявления в островодужной обстановке комплексных оловянных и золотооловянных объектов со значительными параметрами [4, 8].

Провинция включает три оловоносных области, разделяющиеся, в свою очередь, на несколько оловоносных зон, оловорудных районов и узлов. Провинция в целом относится к линейной системе концентрических структур [15] разного ранга, в пределах которых с различной интенсивностью развиты как плутонические, так и вулканические фации риолит-гранитового и андезит-гранодиоритового рядов. Подобно Хинган-Охотской провинции здесь также намечается смена от центральной части (в качестве которой мы рассматриваем Ханкайскую область) к периферии оловоносных плутонических фаций гранитового ряда вулканоплутоническими и вулканическими смешанного состава с одновременной сменой литофильного профиля оруденения на халькофильный. Однако особенности геодинамического режима развития территории Сихотэ-Алия, в частности, широкое проявление здесь многоамплитудных левосторонних сдвиговых перемещений по крупным разломам, предопределили вытянутость провинции в целом в северо-северо-восточном направлении, препятствуя, таким образом, развитию концентрической магматической и металлогенической зональности регионального уровня. Еще одной важной особенностью Ханкайско-Сихотэ-Алинской провинции является компактное расположение групп оловорудных районов и узлов и приуроченность этих групп к крупным сводовым структурам — Фурмановской, Журавлевской, Кабардигской, Верхне-Аньюской [10], вытягивающимся в виде цепочки вдоль простирания Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП.

Оловоносные области или региональные МРС-II, выделенные в составе двух провинций, представлены четырьмя типами. К первому относятся Нимано-Мельгинская, Дуссе-Алинская и Ханкайская. Они располагаются над участками земной коры с простой конфигурацией поверхности Мохо, при этом центральными частям областей соответствуют участки с увеличенной мощностью земной коры. Данный тип областей приурочен к сводово-блоковым структурам, характеризующимся устойчивой тенденцией к воздыманию и ограниченными глубинными разломами, падающими от центра свода. Магматические образования представлены преимущественно плутоническими фациями риолит-гранитового ряда формаций. Металлогенический профиль определяется наличием месторождений и проявлений олова, фтора, молибдена, вольфрама, бериллия, редких земель.

Области второго типа (Эзоп-Селитканская, Бира-Хинганская) сложены как плутоническими, так и вулканическими фациями, в основном, риолит-гранитового ряда при подчиненном развитии продуктов андезит-гранодиоритового магматизма. Характерно зональное распределение магматических образований: в краевой части — массивы гранитоидов, в промежуточной — вулканические «поля», в центральной — малообъемный умеренно кислый магматизм. Области ограничены глубинными разломами. Их внутреннее строение осложнено серией локальных вулканотектонических депрессий и интрузивно-вулканических сводов. Характерна общая повышенная мощность земной коры, на фоне которой центральным частям областей соответствуют валлообразные поднятия поверхности Мо-

хо. Металлогеническая специализация — олово, вольфрам, молибден, медь, серебро, фтор.

К третьему типу относятся Баджалъско-Комсомольская, Северо-Сихотэ-Алинская и Южно-Сихотэ-Алинская области. Они приурочены к крупным сводовым структурам, осложненным вулканотектоническими депрессиями, и характеризуются просторанственным совмещением ВПА риолит-гранитового и андезит-гранодиоритового рядов. По периферии проявлен базальтоидный магматизм. Центральная часть области ограничена глубинными разломами. Отличаются сложной конфигурацией поверхности Мохо и асимметричным ее строением. Металлогеническая специализация — олово, вольфрам, медь, свинец, цинк, серебро.

Четвертый тип представлен потенциально оловоносными Эвурской и Ульбанской областями. Они приурочены к зонам глубинных разломов и сложены преимущественно продуктами андезит-гранодиоритового магматизма при подчиненной роли риолит-гранитового. Характерна общая пониженная мощность земной коры с локальными участками повышенной мощности, над которыми располагаются вулканотектонические депрессии и частные интрузивно-вулканические купола. Специализированы на золото, ртуть, серебро, вольфрам, медь, олово.

При выделении оловорудных районов и определении их границ нами использовались три группы факторов:

1. Геотектоническая позиция и геолого-структурные особенности площадей, вмещающих оловянное оруденение.

2. Особенности магматизма, сопутствующего оловянному оруденению.

3. Особенности рудно-метасоматических образований.

По своей геотектонической позиции оловорудные районы рассматриваемой территории могут быть подразделены на следующие типы:

1. Приуроченные к краевым частям древних (AR — PR) кристаллических массивов, активизированных в более позднее (PZ₂₋₃ — MZ) время (Ниманский, Мало-Хинганский, Тырминский районы).

2. Приуроченные к эпиконтинентальным прогибам, наложенным на древние кристаллические массивы и выполненным терригенно-карбонатными комплексами (Pz₁) (Вознесенский, Биджанский, Помпеевский районы).

3. Приуроченные к зонам сочленения древних (PR) кристаллических массивов и более молодых (Mz) аккреционных складчатых систем (Дуссе-Алинский, Сулукский, Баджалъский, Бирско-Белоянский районы).

4. Приуроченные к аккреционным складчатым системам, представленным сложно дислоцированными вулканогенно-кремнисто-терригенными и терригенными комплексами (Mz), иногда содержащими блоки древних (PR — Pz) пород разного состава (Верхне-Хорский, Средне-Уссурский, Перевальный, Хунгарийский, Дуки-Макитский, Право-Буреинский, Кумусун-Нимеленский, Олгосо-Сютюингский, Дукинский, Комсомольский, Буту-Коппинский, Моглойский, Арминский, Кавалеровский, Верхне-Уссурский, Хогду-Льянчлинский, Эзопский, Щербаковский, Ям-Алинский, Хуту-Джаурский районы).

Указанные геодинамические элементы и распространенные в их пределах комплексы пород, являясь фундаментом и вмещающей средой оловоносных МРС-III (оловорудных или потенциально оловорудных районов), оказали определенное влияние на типовое разнообразие оловорудных проявлений и характер сопутствующей минерализации. Так, первому из выделенных типов присущ, в основном, редкометалльно-оловянный рудный комплекс (олово, фтор, бериллий, молибден, вольфрам, редкие земли), последнему — полиметалльно-оловянный (олово, медь, свинец, серебро, иногда — вольфрам). В гетерогенных зонах сочленения кристаллических массивов и аккреционных зон, либо при наличии в аккреционной зоне крупных блоков — отторженцев массивов (Софийский «выступ», Анюйский блок и т. д.) рудный комплекс районов усложняется. В таких районах известны как редкометалльно-оловянные, так и полиметалльно-оловянные проявления. В отношении масштабности орудене-

ния его фундамент и вмещающая среда играют пассивную роль. Оловорудные районы с крупными месторождениями известны в каждом из четырех выделенных геотектонических типов. Таким образом, геотектоническая позиция рудных районов определяет их металлогеническую специализацию, но лишь в незначительной степени связана с концентрацией оруденения.

Более важную роль играет внутренняя организация МРС-III (магматические ареалы и соответствующие им оловорудные районы). По этому признаку нами выделяется шесть типов оловоносных МРС-III (в незначительной степени эти типы соответствуют таковым в понимании И. Н. Томсона [14]):

А. Интрузивно-купольные поднятия (Ниманский, Дуссе-Алинский, Верхне-Хорский, Средне-Уссурский, Перевальный, Право-Буринский, Эзопский районы).

Б. Купольные периплутонические поднятия, фиксируемые малообъемными формами магматизма (Кумусун-Нимеленский, Вознесенский, Моглоцкий, Помпеевский).

В. Очаговые структуры блокового типа с внутренними кальдерами (Щербаковский, Тырминский, Биджанский, Дукинский, Отун-Нектинский, Арминский, Кавалеровский, Верхне-Уссурский районы).

Г. Горстообразные поднятия, обрамленные вулканотектоническими депрессиями (Хунгарийский, Олгосо-Сютюинский, Комсомольский, Буту-Коппинский, Хуту-Джаурский районы).

Д. Вулканотектонические депрессии (кальдеры) с интрузивным обрамлением (Ям-Алинский, Хогду-Льянчлинский, Дуки-Макитский, Бирско-Белоянский районы).

Е. Вулканотектонические прогибы (Мало-Хинганский, Сулукский, Баджалский районы).

Для магматических ареалов типа А и соответствующих им оловорудных районов характерно преобладание плутонических фаций риолит-гранитного магматизма гипабиссального или мезоабиссального ярусов глубинности в сочетании с секущими, часто дугообразными поясами малых интрузивов поздних фаз внедрения. При этом, в зависимости от глубины становления массивов и уровня эрозионного среза территории, оловорудные районы могут быть приурочены к крупным батолитоподобным гранитоидным массивам (Дуссе-Алинский район) либо к серии более мелких массивов, распространенных в пределах единого купольного поднятия (Средне-Уссурский, Перевальный, Верхне-Хорский). Соответственно меняется характер минерализации. Так, в первом случае преимущественным распространением пользуются олововольфрамовые и молибденовые объекты, сопровождающиеся кварцевыми, кварц-топазовыми, кварц-слюдистыми и кварц-полевошпатовыми образованиями. Во втором случае молибденовая минерализация развита слабо, а в олововольфрамовых объектах отмечаются возрастание роли сульфидов полиметаллов и появление, наряду с грейзеновыми ассоциациями, кварц-турмалин-хлоритовых, альбит-турмалиновых, кварц-сидерофиллитовых метасоматитов.

В отличие от типа А, в районах типа Б могут проявляться плутонические фации как риолит-гранитового, так и андезит-гранодиоритового рядов в виде ареала малых штокообразных тел, фиксирующих собой купольные поднятия и являющихся, вероятно, производными нескрытого крупного плутона. Молибденовая минерализация практически отсутствует. Помимо оловянных и оловополиметаллических появляются собственно полиметаллические месторождения и рудопроявления. Среди метасоматических образований ведущую роль играют формации грейзеновых и турмалин-хлоритовых метасоматитов.

В районах типа В преобладают малообъемные формы магматизма (дайки и мелкие штокообразные тела), нередко группирующиеся в дайковые поля или пояса. Внутренняя кальдера, фиксирующая центр магматического ареала, нередко смещена относительно центра рудного района и контролируется системой разломов глубокого заложения. В отдельных

частях районов вскрываются небольшие интрузивные тела гранодиоритового или диоритового состава, маркирующие локальные очаговые структуры, к которым приурочены оловорудные узлы (МРС-IV). По имеющимся геофизическим данным, на глубине предполагается наличие нескрытых интрузивных тел. Оловянная минерализация в районах типа В сопровождается медно-полиметаллической с серебром и метасоматическими образованиями формаций турмалин-хлоритовых метасоматитов, аргиллизитов, реже — вторичных кварцитов.

Районы типа Г характеризуются периферическим расположением вулканических фаций ВПА и приуроченностью к центральным частям гранитоидных массивов, которые либо могут быть выведены на поверхность в значительной своей части (Хуту-Джаурский район) или в виде небольших массивов, фиксирующих апикальные выступы нескрытого plutона, либо устанавливаются на глубине геофизическими методами. Характерно широкое распространение даек различного состава, группирующихся в пояса, приуроченные к линейным или дугообразным системам разрывных нарушений. В районах с выходящими на поверхность крупными гранитоидными массивами оловянная минерализация сопровождается вольфрамовой и медно-молибденовой с высокими содержаниями сульфидов мышьяка, меди, висмута и грейзеновыми типами метасоматитов. В других случаях развита преимущественно оловянно-медно-полиметаллическая минерализация с серебром, иногда с вольфрамом, связанная с турмалиновыми, турмалин-хлоритовыми и аргиллизитовыми метасоматитами.

Примером районов типа Д может служить Ям-Алинский район, территориально совпадающий с одноименной вулканической зоной, обрамленной по периферии субвулканическими интрузиями. На космических снимках зона дешифрируется в виде крупной кольцевой структуры с опущенным блоком в центральной части [2]. Фундаментом зоны являются песчано-алевролитовые образования. На западе зона ограничивается интенсивно дислоцированными палеозойскими комплексами. Рассматриваемый район имеет четкие структурные ограничения в виде зон смятия и зон разломов. Внутреннее строение осложнено серией локальных вулканотектонических структур депрессионного типа (кальдер). По этому признаку район близок к выделяемому [14] типу А — телескопированные кальдеры. Интрузивные образования района представлены крупными гранитоидными массивами, расположенными западнее вулканической зоны, а также трещинными телами гранит-порфиров, порфиридных гранитов и гранодиоритов, выходящими на поверхность по периферии вулканической зоны и, реже, в ее центральной части. Широким развитием пользуются небольшие по размерам экструзивные штокообразные тела и дайки умеренно кислого и кислого состава. Практически все оловянное оруденение района сконцентрировано в единой тектонически ослабленной зоне северо-западного простирания. Оруденение в целом имеет оловополиметаллический профиль, но несколько различается по узлам. Характерна высокая фтористость всех рудно-метасоматических образований. Основная продуктивная минерализация сопровождается метасоматическими образованиями формаций турмалин-хлоритовых метасоматитов и грейзеновой.

Тип Е представлен тремя рудными районами, из которых два включают узлы с крупными промышленными оловорудными месторождениями. Баджалский район пространственно совпадает с частью одноименной вулканической зоны. Его границы определяются системами разломов. В некоторых случаях эти разломы контролируются цепочками субвулканических интрузий риолит-гранитового ряда либо перекрыты кайнозойскими наложенными впадинами. Оловоносные магматические образования района представлены двумя комплексами, один из которых относится к риолит-гранитовому, другой — к андезит-гранодиоритовому рядам. В районе выявлено большое количество оловянных с вольфрамом или оловополиметаллических месторождений и рудопроявлений. Они группируются в рудные узлы, приуроченные к экструзивно-купольным струк-

турам, в ядрах которых располагаются кислые по составу интрузивные и экструзивные образования. Оловянную минерализацию сопровождают грейзеновые и турмалин-хлоритовые метасоматиты.

В целом выделенные шесть типов магматических ареалов и соответствующих им МРС-III образуют единый ряд, в котором закономерно изменяются роль различных по глубинности фаций магматизма, характер внутреннего строения ареалов и рудный профиль минерализации. Эта закономерность впервые отмечена И. Н. Томсоном [14] и заключается в постепенной смене преобладающей роли плутонических комплексов с оловоредкометалльным оруденением (тип А) доминированием вулканитов, слагающих кальдеры с концентрически-зональным распределением магматических образований (типы Д и Е) и ассоциирующих с оловополиметаллическим оруденением. Каждый из этих ареалов контролирует участки с наиболее интенсивной, по сравнению с окружающим фоном, концентрацией рудопроявлений и месторождений.

Магматические образования, с которыми ассоциируют оловорудные проявления в рудных районах, относятся к двум рядам магматических формаций: риолит-гранитовому и андезит-гранодиоритовому. В некоторых районах проявлены магматиты одного ряда, в других—двух рядов. В зависимости от этого, а также от глубинности и фациальной принадлежности магматических образований меняется и профиль рудной минерализации (рудный комплекс).

Оловорудным узлам, входящим в состав оловорудных районов или оловоносных зон, соответствуют МРС-IV. По условиям формирования и особенностям внутреннего строения они разделяются на десять типов:

1. Куполовидные выступы кровли крупных гранитоидных массивов, фиксируемые интрузиями поздних фаз внедрения.
2. Грабенообразные блоки над погружающимися частями кровли гранитоидных массивов.
3. Локальные интрузивно-купольные поднятия.
4. Куполовидные перивулканические поднятия, фиксируемые малообъемными формами магматизма.
5. Вулканотектонические грабены купольных поднятий.
6. Интрузивно-вулканические горсты.
7. Краевые части вулканотектонических структур.
8. Вулканотектонические структуры с центральным интрузивным ядром.
9. Вулканотектонические структуры с центральным горстом.
10. Многокорневые вулканотектонические структуры.

Каждый из указанных магмотектонических типов МРС-IV характеризуется проявлением завершающих фаз оловопродуктивной магматической формации и набором рудно-метасоматических образований одного генетического ряда. Узлы характеризуются прямой рудно-метасоматической зональностью с одним или несколькими центрами, при которой ранние, высокотемпературные гидротермалиты центральных частей сменяются по периферии низкотемпературными разностями.

Используя разработанную типизацию и лежащий в ее основе иерархический ряд МРС, можно с достаточной детальностью определить обстановку проявления разнотипных и разномасштабных оловорудных объектов путем последовательного приближения от оловоносной провинции (МРС-I) к узлу (МРС-IV). При этом нужно иметь в виду три обстоятельства. Во-первых, типы МРС-I и II определяют лишь металлогеническую специализацию соответствующих территорий, а концентрацию оруденения определяют типы МРС-III и IV. Во-вторых, из большого количества возможных комбинаций МРС различных рангов мы должны выбрать лишь те, которые соответствуют уже известным в данном регионе обстановкам проявления промышленного оловянного оруденения, дополнив их обстановками, в которых возможно, исходя из конкретных условий и теоретических построений, выявление новых и нетрадиционных типов промышленного оруденения. В результате число возможных комбинаций

резко сократится. Таким образом, реальное количество обстановок проявления промышленного оловянного оруденения будет достаточно ограниченным. В третьих, типы МРС-III и IV, отражая геологические условия образования месторождений, определяют и возможные формационные и минеральные типы их. Следовательно, для определения интересующих нас обстановок достаточно определить соотношение типов МРС-III и IV.

Выполненный статистический анализ показал, что на анализируемой территории из выделенных типов районов наиболее насыщенными оловопроявлениями являются четыре. По типу МРС эти районы представлены: интрузивно-купольными поднятиями (тип А); очаговыми структурами блокового типа с внутренними кальдерами (тип В); горстообразными поднятиями, обрамленными вулканотектоническими депрессиями (тип Г) и вулканотектоническими прогибами (тип Е). При этом промышленные месторождения в большинстве случаев располагаются в районах, относящихся к очаговым структурам блокового типа с внутренними кальдерами.

Среди выделенных десяти типов оловорудных или потенциально оловорудных узлов наиболее распространены типы 3, 4, 8, 9 и 10. В то же время промышленные месторождения приурочены к узлам типа куполовидных периплутонических поднятий, фиксируемых малообъемными формами магматизма (тип 4), вулканотектонических грабенов купольных поднятий (тип 5), вулканотектонических структур с центральным интрузивным ядром (тип 8) и многокорневых вулканотектонических структур (тип 10).

Анализ распределения разнотипных оловопроявлений показал существование незначительных различий в обстановках проявления вулканоплутоногенных (касситерит-силикатно-сульфидные месторождения) и вулканогенных (оловопорфировые месторождения) проявлений оловянной минерализации. Существенно отличаются от них плутоногенные месторождения (касситерит-кварцевые).

В целом установлено, что только в 12 из 60 теоретически возможных комбинаций типов МРС-III и IV располагаются узлы, содержащие промышленные месторождения. Используя результаты выполненного анализа, можно с высокой степенью вероятности определить ожидаемый тип оруденения в данной обстановке и, сообразуясь с известными объектами, возможные параметры. Например, обстановка, благоприятная для обнаружения месторождений Хинганского типа, будет иметь обозначение Е.10; типа Солнечного (Комсомольский район) — Г.8; типа Дубровского — В.4; типа Правоурмийского — Г.10 и т. д. Естественно предположить, что если в обстановке, например В.4 из 19 узлов в 6 находятся промышленные месторождения олова, то и остальные 13 имеют реальные предпосылки для выявления крупных объектов и подлежат первоочередному более детальному анализу и изучению. С другой стороны, если в обстановке, например, Г.6 из 8 узлов к настоящему времени не выявлено ни одного хоть со сколько-нибудь значимым объектом, то нет никаких оснований вовлекать их в первоочередной анализ. Определив тип обстановки для оцениваемой площади и дополнив эти сведения имеющимися прямыми или косвенными поисковыми данными, а также учитывая информацию по реперным объектам, проявляющимся в данной обстановке, получаем возможность прогноза оруденения для каждой конкретной площади ранга рудный (потенциально рудный) район и рудный (потенциально рудный) узел. Выполненный анализ показал, что на территории Дальнего Востока обстановками, благоприятными для выявления промышленных месторождений олова, являются следующие: А.1, А.2, А.3, В.4, В.5, В.6, В.8, В.9, Г.5, Г.8, Е.6, Е.10.

Для проверки эффективности предложенного подхода выполнялась оценка прогнозных ресурсов площадей и сопоставление ее с оценкой, выполненной независимыми методами в производственных геологических организациях. Оценка выполнялась с использованием метода геологической аналогии, базирующегося на принципе вероятностного подобия: наиболее вероятно, что сходным геологическим обстановкам со сходной

историей развития будет свойственно близкое по типу и масштабам оруденение. Для прогнозирования выбраны объекты иерархического уровня МРС-IV — оловорудные узлы. Оценка общих ресурсов оловорудного сырья производилась с использованием формулы [1]: $Q = K \cdot q \cdot V$, где q — удельная продуктивность эталонных узлов, V — геометрические параметры оцениваемого узла, K — поправочный коэффициент. В качестве эталонных для каждой из выделенных типов обстановок принимались узлы, которые содержат известные промышленные (эксплуатирующиеся, эксплуатируемые или подготавливаемые к эксплуатации) объекты и располагаются в данной обстановке. Их удельная продуктивность определялась по формуле: $q = Q_m/S_y$, Q_m — известные запасы промышленных месторождений, S_y — площадь узла, содержащего данные месторождения. Поправочный коэффициент K характеризует степень сходства рудоконтролирующих факторов и степень целевой изученности эталонного и оцениваемого узлов. Он определялся по формуле: $K = N/N_0$, где N — количество узлов в данной геологической обстановке, содержащих промышленные месторождения, N_0 — общее количество узлов в той же обстановке. Сопоставление полученных результатов с данными прямого расчета, выполненного в производственных геологических организациях, показали достаточно хорошую сходимость. Таким образом, есть основания считать, что разработанная типизация разноранговых оловорудных объектов Дальнего Востока и оцененная на этой основе степень их перспективности реально отражают имеющиеся геологические закономерности и могут быть использованы при планировании первоочередных геолого-разведочных работ на олово в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быховер Н. А. Способы оценки прогнозных запасов твердых полезных ископаемых. — М.: ВИЭМС, 1973.
2. Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984.
3. Геология оловорудных месторождений СССР. — М.: Недра, 1986. Т. 1—2.
4. Данченко В. Я., Мицук В. В. Золотооловянное оруденение в островодужном вулканическом поясе // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 3—7.
5. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. — Л.: Недра, 1986.
6. Макеев Б. В. Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований // Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР. — М.: ВИМС, 1984. — С. 7—22.
7. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
8. Петраченко Е. Д. Оловянная минерализация Курильских островов // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока/ДВО АН СССР. — Владивосток: 1978. — С. 111—121.
9. Родионов С. М., Натальин Б. А. Геодинамические обстановки нахождения месторождений порфирирового типа (на примере юга Дальнего Востока) // Оруденение порфирирового типа на Дальнем Востоке/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988. — С. 46—64.
10. Середин В. В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. — М.: Недра, 1986.
11. Симаненко В. П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 1. — С. 7—13.
12. Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов // Сов. геология. — 1941. — № 3. — С. 3—16.
13. Томсон И. Н. Типы оловорудных районов и принципы их выделения // Основные типы оловорудных районов. — М.: Недра, 1976. — С. 39—47.
14. Томсон И. Н. Металлогения рудных районов. — М.: Недра, 1988.
15. Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Крацов В. С. Системы интрузивных структур, их типы и характер рудоносности // Геология рудн. месторождений. — 1982. — № 4. — С. 21—33.

УДК 553.22.064/065 + 553.21/24

А. П. Ван-Ван-Е

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Обосновывается вариант структурно-морфологической типизации рудообразующих метасоматитов с выделением ареальных, линейных, очаговых и локальных метасоматических процессов, определяющих формирование различных генетических и промышленных типов эндогенного оруденения. Во второй части статьи рассмотрена физико-химическая модель эндогенного рудообразования, позволяющая определить положение различных рудно-формационных типов оруденения в общей колонне гидротермально-метасоматических процессов и зональное распределение эндогенного оруденения в рудно-магматических системах.

Изучению постмагматических процессов и связи с ними рудообразования посвящены многочисленные исследования в нашей стране и за рубежом. Результаты этих исследований являются основой понимания сложных процессов формирования промышленных эндогенных месторождений и научно обоснованных выводов по прогнозированию и поискам гидротермального оруденения. Прогнозные и поисково-оценочные работы в значительной мере базируются на анализе площадных (региональных) и локальных метасоматитов. Состав и структурно-морфологические особенности полей измененных пород определяются характером разрывной тектоники, типом магматических проявлений и составом вмещающих пород; причем тектономагматический фактор в большинстве случаев является ведущим. На основании этого принципа для условий Дальнего Востока нами выделены четыре структурно-морфологических типа метасоматитов — *ареальный, линейный, очаговый и локальный* (см. таблицу). Процессы *ареального* (площадного) метасоматоза наиболее широко и интенсивно проявились в породах древнего кристаллического фундамента срединных массивов Дальнего Востока и в вулканогенных полях. В первом случае ведущими являются процессы гранитизации, мигматизации и пегматизации. Процессы высокотемпературного кремнещелочного метасоматоза (гранитизации) сопровождалась в целом ряде случаев привнесом из глубинных зон литофильных, халькофильных и радиоактивных элементов с образованием в некоторых благоприятных структурах порфирировых и стратиформных редкометалльных и урановых месторождений.

К категории ареальных следует отнести и широко проявленные в разновозрастных эффузивах раннещелочные процессы автосоматоза (кварц-адуляровые, кварц-ортоклазовые), а также изменения, связанные с проявлениями сольфатарной аргиллизации, включая и образование вторичных кварцитов. Проявления сольфатарной аргиллизации обусловлены воздействием процессов кислотного выщелачивания — pH растворов составляет от 4—5 до 6—7 [6].

Линейные типы метасоматитов изучены на Дальнем Востоке фрагментарно. Можно выделить две группы разрывных структур, с которыми ассоциируют рассматриваемые типы изменений. К первой группе относятся краевые глубинные разломы, ограничивающие срединные массивы и разделяющие структурно-формационные зоны. Ко второй группе — дизъюнктивные нарушения внутренних зон срединных массивов, имеющие различную глубинность и структурную связь с внутрикоровыми магматическими очагами. Наиболее характерными типами линейных мета-

Структурно-морфологические типы метасоматитов рудоносных районов Дальнего Востока

Структурно-морфологические типы метасоматитов	Формации метасоматитов	Геологические формации, рудовмещающие структуры	Стадии метасоматического процесса
1. Ареальный (метасоматиты площадных зон метасоматоза)	Мигматиты, кремнекальцевые метасоматиты, пегматоиды, фельдшпатоиды, гранитоиды, окварцевание, мусковитизация	Кристаллические породы фундамента	Раннещелочная; кислотного выщелачивания
	Адуляризиты, сольфатарные аргиллизиты, вторичные кварциты	Вулканогенные пояса, вулканотектонические структуры (ВТС)	
2. Линейный (метасоматиты зон глубинных разломов)	Пропилиты, березиты, диафториты, эйситы, гумбеиты	Осадочные, метаморфические, магматические	Субщелочная позднего этапа стадии кислотного выщелачивания
3. Очаговый а) центральных зон рудно-магматических систем (РМС) б) внешних зон РМС	Скарноиды, грейзены, роговики, вторичные кварциты, пропилиты	Субвулканические и гипабиссальные интрузии, экструзии	Раннещелочная; кислотного выщелачивания
	Березиты, пропилиты, гидрослюдзиты, аргиллизиты	ВТС, наложенные депрессии, породы фундамента	Субщелочная позднего этапа стадии кислотного выщелачивания
4. Локальный (рудосопровождающие метасоматиты рудных зон)	Окварцевание, хлоритизация, флюоритизация, сульфидизация, карбонатизация, цеолитизация и др.	Трещинные зоны, брекчированные породы	Субщелочная; кислотного выщелачивания; позднещелочная

соматитов являются пропилиты, березиты и диафториты. В ряде случаев внутриплатформенные разломы контролировали формирование кварц-ортоклазовых (гумбеитовых) и альбититовых (эйситовых) метасоматитов в ассоциации с хлоритом, карбонатами, флюоритом и некоторыми другими минералами. В линейных зонах этого типа локализовались в ряде случаев золоторудные, медные, урановые и другие промышленные месторождения халькофильного семейства.

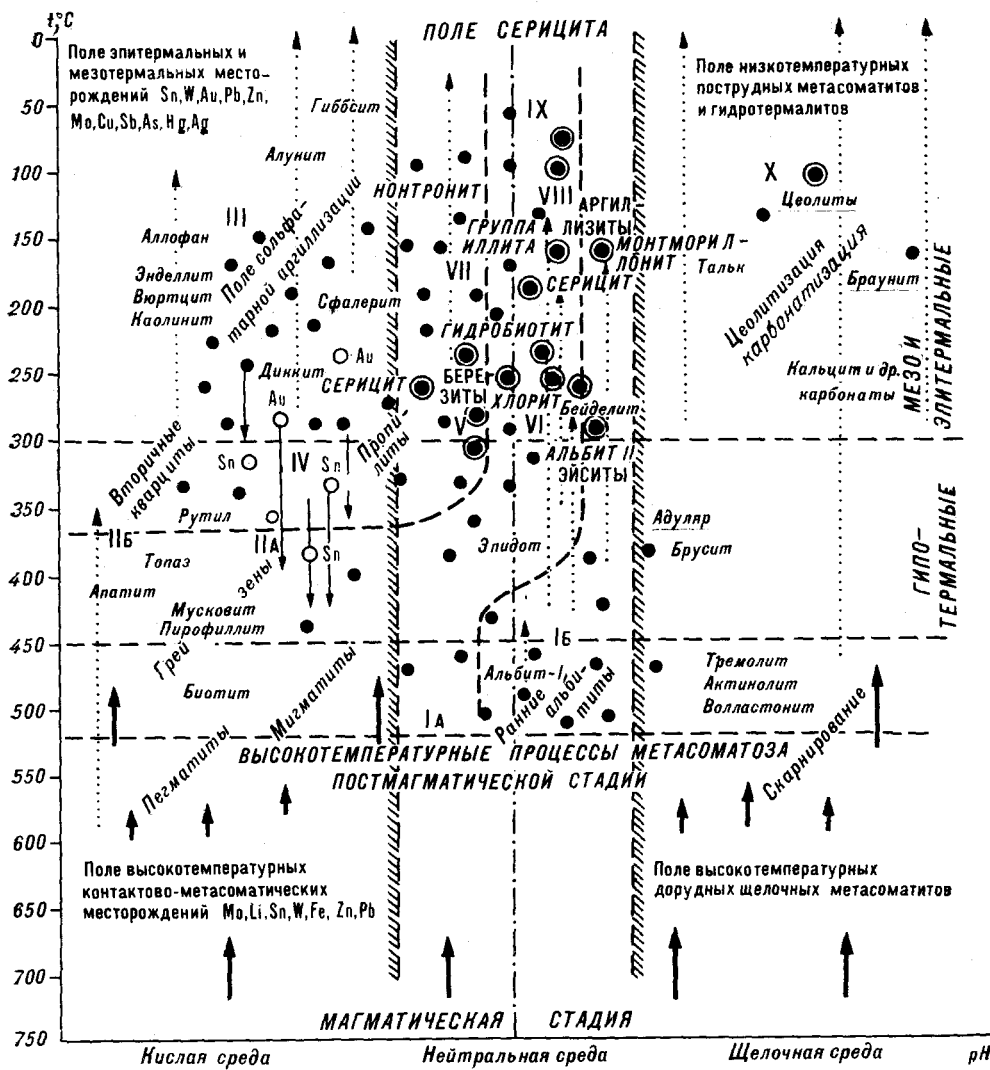
Очаговый тип метасоматитов связан с длительно эволюционировавшими центрами магматизма в понимании И. Н. Томсона, М. А. Фаворской [8], И. К. Волчанской [2], В. А. Баскиной [1] и ряда других исследователей. Заложение очаговых зон связано с этапами тектономагматической активизации, от позднего рифея до кайнозоя включительно. С миграцией и эволюцией состава сквозькоровых (мантийных) растворов связаны начальные этапы заложения очаговых зон — заложение и развитие глубинных зон магматической и эманационной дифференциации, обогащенных на разных уровнях литофильными и халькофильными рудными компонентами. С постмагматическими растворами и эманациями сформировавшихся РМС связаны проявления дорудных и рудосопровождающих метасоматитов, характеризующихся четко выраженной вертикальной и латеральной зональностью. В центральных блоках РМС, обычно на незначительном удалении от магматических ядер, интенсивно проявлялись ранние, наиболее высокотемпературные процессы метасоматоза и рудообразования: скарнирование, ороговикование, грейзенизация, вторичное окварцевание с редкометалльной рудной минерализацией. Во внешних зонах РМС метасоматические изменения связаны с воздействием более низко-

температурных растворов повышенной щелочности, вследствие чего преобладающими являются зоны пропилитизации, березитизации, гидрослюдизации с полисульфидной рудной минерализацией и характерными типами урановых промышленных месторождений, локализованных обычно в наложенных вулканотектонических депрессиях.

Метасоматиты *локального* типа являются наложенными на более ранние и непосредственно сопровождают формирование рудных тел. Они образуют оторочки последних или совместно с рудными минералами выполняют рудоносные трещины. Комплексы этих минеральных ассоциаций относятся к завершающим этапам эволюции процессов постмагматического метасоматоза и определяют минеральный состав промышленных типов эндогенного оруденения. Большинство минералов локальных зон метасоматоза образовалось непосредственно из рудоносных растворов и в этом случае характеризуемые типы окolorудных метасоматитов могут рассматриваться как прямые признаки проявления рудообразующего процесса.

На территории Дальнего Востока подавляющая часть эндогенных месторождений локализована в очаговых структурах, в кольцевых комплексах рудно-магматических систем, возникших преимущественно в периоды мезозойской и кайнозойской активизации. Формирование месторождений в этих структурах характеризуется сходными, повторяющимися особенностями зональности метасоматитов, рудных формаций, глубинности оруденения и т. п., что связано с общностью возникновения и эволюции постмагматических, в том числе и рудообразующих процессов, проявляющихся в различных, нередко разновозрастных РМС по одинаковой схеме. В общей форме процесс эволюции рудоносных растворов в РМС и образование эндогенных месторождений разных формаций иллюстрирует физико-химическая модель (см. рисунок), составленная нами на основе известной диаграммы Б. Стрингема [7]. Теоретической основой этой модели являются выводы Д. С. Коржинского об изменении во времени и пространстве кислотности — щелочности постмагматических растворов в процессе их продвижения к дневной поверхности [4, 5], причем проявления метасоматитов различных формаций связаны с непрерывным или пульсационным изменением состава растворов разных стадий. Главной причиной рудоотложения являются процессы нейтрализации растворов: от ранней щелочной стадии к кислотной (формируется сопутствующее оруденение); от кислотной — к поздней щелочной (формируется сопряженное оруденение); а также при взаимодействии кислотных растворов с основной средой ранних метасоматитов или вмещающих пород (формируется наложенное, частично одновременное оруденение). Рассмотренный механизм рудообразования предполагает, что в одной метасоматической формации оруденение может быть одновременным и разнотипным для различных фаций [3].

Представленная на рисунке физико-химическая модель эндогенного рудообразования составлена в координатах $pH - T$ растворов и не учитывает некоторых других важных параметров природных физико-химических систем (гео- и гидростатического давления, парциального давления газов, состава растворов и т. п.), что определяется практической невозможностью одновременного учета всех факторов, которые опосредовано регулируются давлением, газонасыщенностью, влиянием состава вмещающих пород и рядом других факторов. На диаграмме вынесены наиболее распространенные минералы метасоматических ассоциаций, определяющих формационный тип изменений и соответствующих определенным физико-химическим условиям среды. Первые две группы ранних стадий проявляются при высоких температурах и изменяющейся кислотности: I — щелочные метасоматиты высокотемпературных альбититов и скарноидов; II — метасоматиты раннего этапа стадии кислотного выщелачивания (пегматоиды, грейзены, роговики). С проявлением метасоматических процессов первых двух групп связано формирование высокотемпературных редкометалльных и редкоземельных месторождений различных рудно-формационных и геолого-промышленных типов.



Физико-химическая модель эндогенного рудообразования.

1 — направление движения сквозьмагматических и рудоносных растворов; 2 — интервал кристаллизации минералов; 3 — диапазон формирования рудных ассоциаций; 4 — границы зоны эволюции рудных растворов; 5 — месторождения урана; 6 — рудопроявления урана; 7 — месторождения олова, золота; 8 — рудно-формационные типы.

Метасоматиты третьей группы (сульфатарной аргиллизации и вторичного окварцевания) проявляются преимущественно в вулканических областях, часто имеют самостоятельное развитие и не всегда вписываются в схему эволюции метасоматических процессов конкретной рудоносной структуры, рудного района или РМС. С ними часто ассоциируют медные (в том числе медно-порфировые), золоторудные, молибденовые, колчеданные месторождения. Дальнейшая нейтрализация кислых растворов и повышение их щелочности определяют интенсивные процессы хлоритизации, альбитизации и карбонатизации, с которыми связаны ореолы пропилитизации четвертой группы метасоматитов, являющиеся переходными от второй группы к пятой. Метасоматиты четвертой группы могут рассматриваться как фации позднего этапа грейзеновой формации. С проявлениями этой группы связаны многие оловорудные месторождения касситерит-сульфидной формации, полиметаллические и золоторудные месторождения. Для рудных объектов четвертой группы характерно

«смещение» как метасоматических, так и рудных формаций. Процессы пропилитизации очень часто ассоциируют в очаговых структурах с березитизацией, гидрослюдизацией и аргиллитизацией (группы V—IX). Последние образуют обычно внешние зоны рудно-магматических систем, являясь продуктами дальнейшего выщелачивания растворов и, соответственно, проявления позднещелочных низкотемпературных процессов этапа кислотного выщелачивания.

Повышение щелочности, нейтрализация растворов и выпадение щелочных глинистых и полевошпатовых минералов способствовали распаду комплексных соединений урана, восстановлению его шестивалентных соединений и выпадению настурана, уранинита, браннерита или (при очень низких температурах и низком восстановительном потенциале)—урановых черней. По существу, этот процесс является ведущим при формировании промышленных урановых месторождений различных геолого-промышленных типов. Завершающие эволюцию постмагматических рудообразующих растворов РМС процессы позднещелочной стадии проявляются во внешних зонах очаговых структур, где обычно и локализуются низкотемпературные урановые месторождения, особенно в вулканогенных структурах зон активизации.

Таким образом, моделирование процессов рудообразования на основе анализа связи оруденения различных формационных типов с рудо-сопровождающими метасоматитами и физико-химическими условиями рудоотложения позволяет с генетических позиций оценивать формирование рудно-магматических систем, зональность рудных формаций и, в итоге, более обоснованно прогнозировать геолого-промышленные типы эндогенных месторождений в конкретных структурно-геологических обстановках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В. А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья.— М.: Наука, 1982.
2. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации.— М.: Наука, 1981.
3. Жариков В. А., Омеляненко В. И. Классификация метасоматитов // *Метасоматизм и рудообразование*.— М.: Наука, 1978.— С. 9—27.
4. Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
5. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности.— М.: Наука, 1969.
6. Набоко С. И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма // *Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование*.— М.: Недра, 1974.
7. Стрингем Б. Поля образования некоторых гидротермальных минералов // *Экономическая геология (англ.)*, 1952, вып. 47,— № 46.
8. Фаворская М. А., Томпсон Н. И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой.— М.: Недра, 1969.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 553.411

В. А. Буряк

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОСВОЕНИЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ — ПЕРВООЧЕРЕДНАЯ ЗАДАЧА СЕГОДНЯШНЕГО ВРЕМЕНИ

Обосновывается целесообразность комплексного изучения и освоения золотоносных россыпей на сопутствующие золоту ценные минералы (касситерит, вольфрамит, шеелит, монацит, ксенотим, циркон, магнетит и др.). Приводится краткий обзор имеющихся фактических данных, рассматривается состояние изученности вопроса и направление дальнейших первоочередных работ.

Наличие различных минералов в золотоносных россыпях давно известно и на целесообразность их извлечения неоднократно обращалось внимание. Это прежде всего касситерит, вольфрамит, шеелит, магнетит, циркон, лейкоксен, рутил, ксенотим. Характерны также гранаты, драгоценные и поделочные камни (топаз, шпинель, горный хрусталь, халцедон, турмалин и др.), барит, корунд.

Разработаны и давно действуют специальные требования, в том числе Государственной комиссии по запасам (ГКЗ), обязывающие изучать и оценивать все эти сопутствующие золоту полезные компоненты. В свое время был принят, кроме того, целый ряд других директивных указаний и постановлений Совмина СССР, Верховного Совета СССР, нацеливающих на комплексное освоение различных типов месторождений полезных ископаемых, в данном случае россыпей. Известны важные отдельные разработки, выполненные в различных научно-исследовательских (Иргиредмет, ВНИИ-1, ЦНИГРИ, ДВИМС, ЦНИИцветмет и др.) и производственных (Северовостокзолото, Енисейзолото, Якутзолото, Приморзолото, Амурзолото и др.) коллективах, показавшие принципиальную возможность рентабельного извлечения из россыпей попутно с золотом названных ценных минералов.

Однако, следует признать, что в нашей стране более чем за полувековую историю эксплуатации золотоносных россыпей практически мало что сделано для реализации этих возможностей. В различных регионах при отработке золотоносных россыпей извлекается только одно золото, в единичных случаях платиноиды, подобно тому как, например, при эксплуатации оловоносных россыпей извлекается только касситерит. Сбор и переработка гравитационных золотосодержащих шлиховых концентратов на шлихообогатительных фабриках (ШОФ) и шлихообогатительных установках (ШОУ) производится в редких случаях и на недостаточном техническом уровне.

Анализ причин, обуславливающих такое неудовлетворительное решение рассматриваемой проблемы, показывает, что они многочисленны и носят в основном объективный характер. Главное — золотодобывающие предприятия экономически не заинтересованы в извлечении сопутствующих золоту ценных минералов, по крайней мере так было до последнего времени. Более того, попытки решения этих вопросов, предпринимаемые отдельными золотодобывающими коллективами, приносили им лишь дополнительные затраты. Дело в том, что добыча полезных ископаемых в нашей стране до сих пор носит ведомственный узкоотраслевой характер со всеми вытекающими последствиями. В силу этого, например, даже

трудно организовать сбыт полезных минералов, сопутствующих золоту, так же как при разработке россыпей олова возникает целый ряд проблем, если попытаться извлекать золото. Не разработаны кондиции на сопутствующие золоту полезные компоненты применительно к различным условиям, не определены их потребители, не выполнен достаточный объем минералого-технологических исследований, не отработана до конца технология извлечения.

Весьма существенно также, что до сих пор не разработаны методика изучения и опробования золотоносных россыпей на сопутствующие золоту полезные компоненты и методика подсчета их запасов. Имеющиеся методические указания и инструкции не отвечают предъявляемым требованиям, поскольку ориентированы в основном на изучение состава и количества минералов, находящихся непосредственно в исходных золотоносных рыхлых отложениях (песках), а не в гравитационных продуктах переработки, откуда их легче всего извлекать и где они накапливаются, — в так называемых черных и серых шлихах.

Геологи, занимающиеся поисками и особенно разведкой золотоносных россыпей, экономически не заинтересованы в оценке их на сопутствующие полезные компоненты, поскольку это требует дополнительного объема работ (отбор шлиховых проб, различные виды анализов и пр.) и приводит к удорожанию одного грамма разведанного золота. Попутные компоненты оцениваются обычно лишь в тех случаях, когда содержатся в высоких концентрациях непосредственно в песках, т. е. в исходных рыхлых отложениях, но это наблюдается редко. В то же время в попутно получаемых при добыче золота гравитационных шлихах, где эти минералы часто накапливаются, они, как правило, не подсчитываются, и запасы не утверждаются в ГКЗ. Последнее, в свою очередь, не обязывает золотодобывающие предприятия извлекать эти компоненты.

Ниже мы остановимся более обстоятельно на отдельных вопросах рассматриваемой проблемы с целью привлечения к ним внимания и стимулирования работ по их решению.

Оловоносность золотоносных россыпей. По геохимическим свойствам золото и олово резко различаются между собой. Олово — типичный литофильный элемент, а золото — сидерохалькофильный. В связи с этим существенно различно поведение их в рудообразующем процессе, а повышенные концентрации (рудные месторождения) золота и олова одновременно (в один и тот же металлогенический этап) в одних и тех же местах не образуются. По этой причине в большинстве регионов СССР и зарубежных стран рудные месторождения золота и олова и, как следствие, россыпи пространственно разобщены, в силу чего и широко распространялись представления об отсутствии олова в золотоносных россыпях.

Следует, однако, иметь в виду, что эта закономерность выдерживается лишь для тех металлоносных областей, где рудообразование происходило в одну металлогеническую эпоху (этап). В тех же случаях, когда процессы рудообразования проявлялись неоднократно, указанная закономерность нарушается: оловорудная минерализация, приводящая к образованию оловоносных россыпей, может накладываться на золотую, либо (что отмечается значительно реже) предшествовать ей. За счет этого и наблюдается пространственное совмещение золотоносных и оловоносных россыпей, а золотоносные россыпи содержат олово.

Территория Дальневосточного экономического региона в силу своеобразного окраинно-континентального положения, по всеобщему мнению геологов, представляет собой именно такую площадь, где процессы рудообразования протекали неоднократно и весьма интенсивно. Более того, это своеобразный полигон, на примере которого уже длительное время успешно изучаются процессы неоднократной тектономагматической активизации и рудообразования и разработана сама теория тектономагматической активизации. Здесь часто наблюдается пространственное совмещение россыпей олова, вольфрама и золота и выделяется своеобразный золоторедкометалльный тип золоторудных рудопроявлений и месторожде-

ний, не характерный для многих других золотоносных районов. Особенно типично подобное совмещение для Магаданской области [1, 13 и др.], где на первых порах освоения региона данный факт даже у многих вызывал удивление. Вместе с тем последующие открытия и накопленные данные по другим регионам показали обыденность этого явления. Так, в частности, золотоносные россыпи, содержащие касситерит, нередко отмечаются в Приморье, в Хабаровском крае, Амурской области, в ряде районов Якутской-Саха ССР, в материковой части Камчатской области. Особенно показателен в этом отношении один из старейших в Хабаровском крае Ниманский золотоносный район, ранее славившийся своими богатыми золотоносными россыпями. Касситерит в шлихах здесь отмечается практически постоянно. По реке Салори (левый приток р. Ольга, впадающей в р. Ниман) в золотоносных россыпях содержание его по разведочным данным достигает 225 г/м^3 , составляя 5—35 % шлиха, по ключу Анкачи — от 106 до 248 г/м^3 . По полученным новым данным в россыпях по р. Ниман содержание касситерита в шлихах составляет 0,5—20 %, в притоках р. Ниман — по ключам Павловский и Истоминоский касситерит составляет основную массу тяжелой фракции шлихов. Помимо касситерита отмечается деревянистое олово. По выполненным в 1990 г. Д. С. Костылевым контрольным химическим анализам (ДВИМС), содержание олова в тяжелой фракции шлиха класса — $1,0 + 0,4 \text{ мм}$ составило 25,5 %, а по ручью Чуриковский — 67 %.

Повышенное содержание касситерита характерно также для Тумнинского прииска Хабаровского края. Так, например, по ключу Джеддак содержание олова, по данным Д. С. Костылева (1990 г.), в тяжелых фракциях шлихов составляет 9—74 %, а по кл. Колба почти 100 %; содержание олова в немагнитных фракциях шлихов, по результатам химических анализов, — 3,03—72,5 %.

В Кербинском прииске в россыпи по р. Керби содержание касситерита в тяжелой фракции достигает 22 %, а по руч. Бол. Такалан — 72—90 %. Повышенное содержание олова в виде касситерита и деревянистого олова характерно для золотоносных россыпей Сутарского золотоносного района (Малый Хинган) и Ивановского золотоносного узла Архаринского района. Суммарные содержания минералов олова составляют здесь 300 г/м^3 . Касситерит в существенных количествах установлен также в Мадаланской группе кайнозойских золотоносных россыпей, развитых в Уруша-Ольдойской впадине (Верхнее Приамурье). Последняя в целом рассматривается [8] как перспективная для поисков погребенных олово-содержащих россыпей золота.

По данным Т. В. Тарасовой и А. Т. Конюковой (ЦНИИцветметэкономиики и информации МЦМ СССР, 1981), обобщившим ранее полученные сведения по рассматриваемому вопросу, повышенные концентрации касситерита, заслуживающие практического извлечения, отмечены также в ряде золотоносных россыпей Амурской области и Енисейского края, а извлечение касситерита из шлиховых продуктов золотоносных россыпей, согласно результатам проведенных лабораторных исследований, может составить 80—98 %. Содержание касситерита в гравитационных концентратах из шлихов приисков Амурзолото и Приморзолото достигало 50—90 %.

В зарубежных странах в настоящее время успешно эксплуатируются аллювиальные россыпи олова с содержанием касситерита в песках $150—200 \text{ г/м}^3$. При этом получают оловянный концентрат с содержанием олова 75 %. Успешно перерабатываются на оловоплавильных заводах концентраты с содержанием Sn 55 %. Цены на олово на международном рынке согласно прогнозам Международного банка реконструкции и развития имеют тенденцию к повышению и составляли (долл. за 1 кг): в 1988 г. — 6,0, в 1989 г. — 7,5, в 1990 г. — 8,6, в 1995 г. ожидается 11,0 и в 2000 г. — 13,0. Это, как ожидается, будет стимулировать рост добычи олова [5].

В нашей стране успешно разрабатываются оловоносные россыпи с содержанием олова $160—240 \text{ г/м}^3$. Упомянутые содержания касситерита в

золотоносных россыпях ДВЭР также, очевидно, достаточны для экономически выгодной отработки, особенно если учесть, что касситерит накапливается в гравитационных шлиховых концентратах, получаемых попутно при добыче золота, а затраты на его извлечение из этих концентратов незначительные. Исследования, выполненные еще в 70-х гг. институтом Ирриредмет по извлечению касситерита из серых обеззолоченных шлихов объединения Амурзолото показали, что стоимость попутно добываемого олова (в ценах того времени) только по одной драге может составить 50 тыс. руб. в год.

Вольфрамоносность золотоносных россыпей. Вольфрам, так же как и олово, является литофильным элементом, но, в отличие от него, менее тесно связан с кремнием и проявляет определенное родство с молибденом, явно халькофильным элементом. Проявляет он определенное геохимическое родство и с железом, показателем чего является постоянное присутствие последнего в составе вольфрамита — одного из основных природных минералов вольфрама. Поэтому присутствие вольфрама в виде шеелита в золоторудных рудопроявлениях и месторождениях и, как следствие, в россыпях — обычное явление. Шеелит часто отмечается в россыпеобразующих золотоносных кварцевых жилах и минерализованных зонах малосульфидной формации, развитых в терригенных и вулканогенно-терригенных толщах ДВЭР и многих других регионов, в том числе Средней Азии, Урала, Казахстана и Забайкалья. Известны и даже разрабатывались кварцево-жилые золотошеелитовые месторождения, сопровождающиеся золотошеелитовыми россыпями (Верхне-Селемджинский район). Характерен шеелит и для золотоносных скарнов. Ранее бытовавшие в геологической литературе представления о геохимической несовместимости золота и вольфрама в природном рудообразовании опровергнуты большим фактическим материалом и ныне не признаются. Золото и шеелит в золотоносных рудах генетически тесно связаны между собой и образуют парагенетические ассоциации.

Вольфрамит, в отличие от шеелита, не характерен для золоторудных месторождений и не является типоморфным парагенным минералом для золота. В то же время рудные месторождения и рудопроявления его в ДВЭР нередко соседствуют с золоторудными за счет процессов тектономагматической активизации. Благодаря этому в россыпях в ассоциации с золотом вольфрамит, как и касситерит, не редкость. Прежде всего, существенные концентрации его отмечаются в районах интенсивного развития гранитоидного магматизма гипабиссального уровня.

Характерны в этом отношении Северо-Восток СССР, где известны золотовольфрамово-оловоносные россыпи с учетными запасами всех трех металлов, и уже упоминавшийся Тумнинский и другие золотоносные районы Северного Сихотэ-Алиня, прежде всего Оемкунский рудный узел. Здесь помимо вольфрамита часто встречается шеелит. Содержание его в золотоносных россыпях достигает 0,4—0,5 кг/м³. Повышенные содержания вольфрамита отмечаются и в отдельных россыпях Ниманского золотоносного района.

По результатам химических анализов, выполненных в 1990 г. в ДВИМСе под руководством Д. С. Костылева, на Софийском прииске содержание WO₃ в тяжелых фракциях золотоносных шлихов составило 5—44,0 %, на Кербинском прииске — 3,5—5 %, в Охотском районе — до 17 % (руч. Кооперативный) и 47,5 % (руч. Обрывистый), в Тумнинском прииске — до 48 % (кл. Джегдак). По данным Т. Б. Тарасовой и А. Т. Конюковой (Цветмет, 1981 г.), содержание вольфрамита в шлиховых продуктах приисков Приморзолото достигало 23—47 %, извлечение его из шлихов в лабораторных условиях составило 83—99 %.

Можно, очевидно, полагать, что, как и касситерит, минералы вольфрама могут вполне рентабельно извлекаться из россыпей попутно с золотом при переработке золотосодержащих шлихов.

Редкие элементы в золотоносных россыпях. С начала 80-х годов в зарубежных странах значительно возросло потребление индивидуальных

редкоземельных металлов (РЗМ) — в первую очередь иттрия, самария, европия, гадолиния, тербия, церия. В ближайшее время прогнозируется дальнейший рост спроса и цен на них [6, 14]. Это обусловлено открытием в последние годы целого ряда важных свойств перечисленных металлов, которые позволяют создать принципиально новые материалы, приборы, машины и механизмы, по своим параметрам во многом превосходящие существующие. Так, в 1986 г. было открыто явление высокотемпературной сверхпроводимости иттрийсодержащей керамики, что необычно повысило интерес к сырьевым источникам иттрия [14]. С этим открытием ожидаются в ближайшее время многие коренные преобразования современной техники. Оно позволяет, в частности, повысить многократно эффективность использования солнечной энергии, электронно-вычислительной техники, энергии термоядерного синтеза и пр. Применение иттрия позволяет, кроме того, создавать суперсплавы для ракетно-космической техники, новую техническую керамику для режущих инструментов, деталей двигателей и газовых турбин, повышает, например, износостойкость дизельных двигателей в 100 раз. Добавки иттрия к алюминиевым сплавам увеличивают их электропроводность на 50 %, значительно улучшая термическую стабильность и понижая существенно затраты на создание линий высоковольтных передач.

Весьма интенсивно развивается за рубежом спрос и на другие редкие элементы: самарий — при производстве постоянных магнитов, европий и тербий — в люминофорах, оптоэлектронике, гадолиний — для запоминающих устройств, лазеров, микроволновой и криогенной техники, атомной энергетики [6, 14, 15], скандий — при производстве высокоэффективных лазеров, ЭВМ, в ядерных реакторах, при производстве сверхтвердых материалов и твердых электролитов и пр.

В настоящее время во многих странах успешно работают над созданием новых областей применения редких элементов. Так, например, в КНР на основе их использования разработаны новые виды минеральных удобрений, позволяющие на 5—10 % повысить урожайность сельскохозяйственных культур, созданы различные новые приборы и высокоэффективные постоянные магниты, используемые для очистки глубоких скважин. Эти же магниты позволяют увеличить мощность и надежность паровых турбогенераторов. РЗМ добавляют в алюминий-магнийевый сплав для производства электрических проводов, что понижает стоимость прокладки 1 км высоковольтных линий на 170—240 ф. ст. В Академии сельскохозяйственных наук КНР создан прибор, использующий магнит на основе применения редких элементов, позволяющий ежегодно экономить в масштабах КНР 100 млн ф. ст. Минералы, присутствующие в золотоносных россыпях и содержащие редкие элементы, довольно разнообразны и часто встречаются. Главные из них: циркон, ильменит, рутил, лейкоксен, монацит, ксенотим, апатит. Из циркониевых концентратов извлекаются гафний, скандий, редкие земли, иттрий. Рутил содержит тантал и ниобий. В титановых минералах практический интерес представляют скандий, ванадий, тантал, ниобий. Апатит содержит фтор, редкие земли. Монацит и ксенотим содержат торий, иттрий, церий, тербий, самарий, европий, гадолиний, скандий. Именно эти два минерала представляют наибольшую ценность, поскольку наиболее богаты РЗМ и содержатся в россыпях в повышенных количествах. Содержание TR_2O_3 в них достигает 57—62 %.

Особого упоминания заслуживает скандий — один из самых дорогих элементов. Концентрация его возрастает в наиболее лейкоксенизированном ильмените до 79,3—87,8 г/т, в цирконе до 0,12 %, в рутиле до 0,01 % и в монаците до 0,03 % [2]. Благодаря этому электромагнитная фракция россыпей содержит до 0,004—0,008 скандия, и россыпи являются наиболее крупными перспективными типами месторождений для него. До 1984 г. цены на международном рынке на скандий были довольно стабильными (8—15 долл./г). Однако, начиная с 1985 г. они начали резко расти и только за один год выросли более чем в 3 раза (25 долл./г).

В СССР 1 кг оксида скандия, в зависимости от его марки, стоил в 1980 г. 3300—6500 р.

По общему мнению специалистов различного профиля, РЗМ — высокоперспективные элементы сегодняшнего дня и ближайшего будущего. Цены и спрос на них будут стабильно расти. Так, в частности, ожидается, что общий объем добычи одной из наиболее важных групп РЗМ — иттрия и иттриевых лантаноидов в 1990 г. с учетом строящихся и намеченных к вводу объектов увеличивается в зарубежных странах в сравнении с началом 80-х гг. более чем в 3 раза [12]. В связи с этим выделяются большие средства на поиски и получение РЗМ. Так, к примеру, одна из французских фирм недавно выделила 50 млн долл. на строительство завода по извлечению РЗМ из монацита, поставляемого из Австралии [16].

Международные цены на индивидуальные иттриевые лантаноиды и итрий в 5—200 раз выше, чем на индивидуальные цериевые лантаноиды. Поэтому, в соответствии с ранее предложенной классификацией руд РЗМ [14], предлагается различать три геолого-экономических типа золотоносных россыпей с учетом стоимости и содержания в них иттрия и индивидуальных лантаноидов: 1) иттриево-земельные, основным минералом для которых является ксенотим; 2) иттриево-цериево-земельные — с монацитом и апатитом; 3) цериево-земельные с бастнезитом и лопаритом.

Наибольший практический интерес могут представлять первая и вторая группа россыпей, содержащие часто встречающиеся ксенотим и монацит. Именно эти минералы являются основными источниками получения в настоящее время в зарубежных странах иттрия и иттриевых лантаноидов. Из них добывается 74 % этого ценного вида минерального сырья. Промышленно-ценными являются россыпи (в том числе аллювиальные и элювиальные) с содержанием V_2O_5 0,001—0,007 % при запасах V_2O_5 1—6 тыс. т [14].

Содержание тяжелых минералов в промышленных россыпях зарубежных стран, из которых экономически выгодно добывается РЗМ, невелико [3, 14] и составляет 3—5, редко 20 %. В том числе монацита в концентрациях тяжелых минералов обычно содержится 1—2 %, редко до 5 %, в песках от 0,07—0,5 %. Содержание ильменита в тяжелом концентрате порядка 40 %, циркона — 15—18 %, лейкоксена — 15 %, ксенотима 0,5—0,6 %.

В золотоносных россыпях ДВЭР, как и других регионов, монацит, ксенотим, циркон, ильменит встречаются часто и являются для них типоморфными минералами. Так, например, шлихи золотоносных россыпей Охотского района обогащены цирконом и ильменитом. Последний составляет более 50 % электромагнитной фракции, а циркон — основную массу тяжелой фракции. По данным Д. С. Костылева, содержание скандия в золотоносном шлихе достигает 200 г/т. Повышенное содержание иттрия и скандия характерно для шлихов Тумнинского и Софийского приисков и ряда других районов. Циркон, монацит, ильменит, лейкоксен типичны для многих россыпей. Можно надеяться, что при соответствующей организации работ они могут рентабельно извлекаться из россыпей совместно с золотом, понижая его себестоимость.

Особого внимания при этом заслуживают россыпи, содержащие аутигенный монацит — куларит [3, 7]. Сумма редких земель в этом минерале (53—61 %) при характерном обогащении лантаноидами средней группы (от самария до европия включительно) в среднем в 1,5—3 раза выше, чем в обычном монаците. Куларит присущ россыпям, развитым в районах нахождения черносланцевых толщ — широко распространенных в подавляющем большинстве золотороссыпных районов ДВЭР. Россыпи с повышенным содержанием куларита отмечены, в частности, в Якутии среди черносланцевых толщ перми — триаса и на Северо-Востоке [7]. Значительное развитие их можно ожидать и в других местах. Куларит присутствует как в аллювиальных, так и в аллювиально-делювиальных и элювиальных россыпях и корах выветривания.

Прочие сопутствующие полезные компоненты золотоносных россыпей. Вышерассмотренные попутные полезные минералы золотоносных россыпей, содержащие редкие элементы, олово и вольфрам, относятся ко второй и третьей группам попутных полезных ископаемых, определенных Инструкцией ГКЗ СССР [10].

Кроме этих минералов, в россыпях содержится еще целый ряд других, потенциально благоприятных для комплексной добычи, относящихся ко второй группе. Это отмечающиеся в весовых концентрациях гранаты, которые могут быть использованы как высокообразивный материал, цветные и драгоценные камни (топаз, берилл, полихромные турмалины, голубая шпинель, горный хрусталь, морион и др.), встречающиеся в золотоносных россыпях Сихотэ-Алиня, Приморья, Малого Хингана и Дуссе-Алиня; формовочный кварц, хромит, титаномагнетит, магнетит, платиноиды, алмазы и самородное серебро.

Содержание магнетита ввиду относительно широкого распространения в регионе основных интрузивных магматических пород и вулканитов нередко достигает высоких концентраций — до нескольких килограммов в 1 м³ песков, а в отдельных случаях и значительно больше, сильно затрудняя добычу золота из шлихов. Показатели в этом отношении золотоносные россыпи по рекам Ларба и Харагочи в Нюкжинском золотоносном районе. Содержания магнетита в них достигают 150 кг/м³ песков. Магнетит буквально «забивает» промывочные приборы, что приводит к большой потере золота (до 40—60 %) и тем самым сильно осложняет успешную разработку россыпей. В то же время нетрудно видеть, что он может быть предварительно сравнительно легко извлечен путем использования электромагнитных сепараторов, особенно электронного типа, широко в настоящее время используемых при сепарации железных руд из железистых кварцитов в ФРГ и других странах. Подобные высокие содержания магнетита отмечаются в россыпях Купури-Чогарского, Сугджарского, Маймаканского и ряда других районов.

Платиноиды в россыпях ДВЭР в ассоциации с золотом давно известны, но только в последнее время стали попутно извлекаться. Характерны они в частности для ряда районов Северо-Востока СССР [13], давно известны в золотоносных россыпях центрального Сахалина (Лангерийский район), в Октябрьском золотоносном узле Среднего Приамурья, в Сутарском районе, в Приморье и на севере Хабаровского края.

Можно надеяться, что по мере дальнейшего роста интереса к платиноидам находки их в золотоносных россыпях будут все более возрастать. Свидетельство этому находки в шлихах зерен платиноидов в последние годы в новых, ранее неизвестных местах, в том числе среди полей развития терригенно-углеродистых толщ (Среднее и Верхнее Приамурье), а также [4] в Монголо-Охотском складчатом поясе в связи с пиканским комплексом основных интрузий и в зоне Становика — Джугджура. Имеются и общетеоретические геологические данные, полученные в последние годы, указывающие на более широкий диапазон условий формирования минералов платины, по сравнению с ранее считавшимися, и тесную геохимическую связь золота и платины. В соответствии с этим, наличие платиноидов в золотоносных россыпях ДВЭР можно считать обычным явлением. Во всяком случае, на возможность наличия платины в заметных количествах в золотоносных россыпях следует обратить более пристальное внимание, чем это делалось ранее.

Алмазы в виде крайне редких единичных находок в золотоносных россыпях Дальнего Востока были известны еще в дореволюционное время. С тех пор существенных новых данных не получено, хотя и обнаружены интересные в генетическом плане находки их в разнообразных коренных породах [11]. Исходя из благоприятных геологических предпосылок и наличия промышленных анализов в соседних районах Китая, можно допустить, что в будущем они в существенных количествах будут обнаружены. Для этого золотоносные россыпи и шлихи целесообразно подвергать соответствующему изучению и опробованию.

Самородное серебро в значимых концентрациях отмечено в золотоносных россыпях Северо-Востока СССР в районах развития золото-серебряного оруденения. Отмечено оно и в ряде других районов, в том числе в россыпях Приохотья, Нижнего и Среднего Приамурья, на Омолонском массиве, где ассоциирует как с низкопробным, так и высокопробным золотом [9], а также в зоне Становика — Джугджура (Суджарский, Брятинский, Апсаканский и др. золотоносные узлы). Содержания самородного серебра, как правило, незначительные. Наибольшего внимания, видимо, заслуживают элювиально-делювиальные и, возможно, делювиальные россыпи в местах развития золотосеребряного и серебряного оруденения.

Кроме рассмотренных полезных элементов второй и третьей групп, при отработке золотоносных россыпей могут, естественно, попутно добываться полезные ископаемые первой группы из вскрышных и вмещающих пород — разнообразные глины, каолины, пески, торф, галечно-гравийный и щебенистый материал, прежде всего для удовлетворения местных потребностей. При отработке высокоглинистых аллювиальных россыпей следует обратить внимание на возможность попутного получения, путем сооружения системы простейших отстойников, различных высококачественных глин, в том числе используемых успешно в последнее время в качестве поглотителей (сорбентов) вредных химических веществ, получаемых при различных химических, химико-металлургических и нефтеперерабатывающих процессах. Сооружение таких отстойников одновременно позволяет в определенной мере решать экологические проблемы и тем самым понижать себестоимость добываемого золота.

Как источники кварцевых песков и титана могут представить интерес золотосодержащие титаномagnetитовые и ильменитовые россыпи, прежде всего прибрежно-морские, развитые в шельфовой зоне о. Сахалин, Курильских островов, Приморья, Приохотья, Нижнего Приамурья и других регионов. В СССР, как известно, добыча титановых руд осуществляется в основном за счет разработки россыпей (Украина). Накоплен большой опыт по их освоению и обогащению. Получение из россыпей ильменитовых концентратов, используемых для получения дефицитного пигментного титана по серноокислотной технологии, легко осуществляется по гравитационной схеме.

Основные задачи и направления дальнейших работ по комплексному использованию россыпей. Как выше подчеркивалось, целесообразность попутного извлечения различных минералов при добыче золота из россыпей уже неоднократно отмечалась многими. Вышеизложенные данные еще раз указывают на целесообразность такого подхода. Вместе с тем вплоть до настоящего времени это практически не производится из-за вышеперечисленных организационных и экономических причин. Необходимо, очевидно, выполнить целый ряд мероприятий для того, чтобы их устранить и создать необходимые условия для положительного решения рассматриваемой проблемы. Применительно к ДВЭР необходимо, прежде всего, следующее:

разработать максимально заинтересовывающую золотодобывающие предприятия систему ценообразования на попутно получаемое с золотом сырье, с учетом его международной экономической и стратегической значимости, рыночной стоимости и местных народнохозяйственных потребностей, в том числе и на перспективу;

разработать методику опробования, разведки, оценки и подсчета запасов попутных полезных ископаемых и компонентов, содержащихся в золотосодержащих песках и продуктах их переработки — гравитационных серых и черных шлихах, получаемых на драгах и промывочных приборах;

наметить для геологически и экономически различных районов ДВЭР, прежде всего типовых, перечень основных потенциально рентабельных для попутного извлечения полезных ископаемых (минералов), составить их перечень, кадастр всех объектов и рассчитать прогнозные ресурсы,

на этой основе определить задачи, стратегию и направление первоочередных геолого-разведочных и опытно-эксплуатационных работ;

выполнить комплекс необходимых минералогических и технологических исследований применительно к различным видам сопутствующих золоту ценных минералов и компонентов; разработать наиболее рациональные технологические режимы и схемы;

составить технико-экономические расчеты и разработать применительно к районам с различной инфраструктурой и общей экономической освоенностью типовые кондиции для различных видов сопутствующих золоту минералов и компонентов, которые могут быть попутно рентабельно извлечены и реализованы.

Параметры кондиций, в соответствии с общими требованиями ГКЗ [10], должны иметь геологическое, технологическое и технико-экономическое обоснование и представлять совокупность натуральных показателей (содержания, запасы, степень извлечения и др.), при которых в каждом конкретном районе с его горно-техническими и географо-экономическими условиями попутные компоненты могут рентабельно извлекаться.

И, наконец, что весьма важно — необходимы большая творческая активность и настойчивость в решении всех этих вопросов, желание и умение решать нестандартные трудности, неизбежно возникающие при подобных новаторских работах.

Заключение. Золотоносные россыпи различных районов, в том числе ДВЭР, во многих случаях содержат сопутствующие золоту полезные компоненты. Присутствуя в исходных песках обычно в незначительных количествах в виде различных минералов, они в то же время накапливаются с образованием высоких концентраций в гравитационных продуктах переработки песков — в серых и черных шлихах, получаемых на драгах и промывочных приборах. Прежде всего заслуживают внимания олово (касситерит, деревянистое олово) и вольфрам (шеелит и вольфрамит) — элементы, типоморфные, как и золото, для ДВЭР и добываемые в регионе на рудных месторождениях. Технико-экономические расчеты и технологические исследования показывают, что они вполне рентабельно могут извлекаться из этих шлиховых продуктов одновременно с золотом, понижая тем самым себестоимость его добычи.

Существенный интерес представляют также минералы, содержащиеся в повышенных количествах редкие элементы. Это прежде всего монацит (особенно его аутигенная разновидность куларит), ксенотим и циркон. Исходя из общей современной международной конъюнктуры и быстро растущего спроса на РЗМ и учитывая их стратегическую значимость, эти минералы, можно полагать, также могут рентабельно извлекаться из шлиховых продуктов попутно с золотом. Практический интерес могут представить и другие минералы, нередко содержащиеся в значительных количествах в россыпях — платиноиды, магнетит, ильменит, рутил, гранаты, глины, кварцевый песок и др.

Расчеты показывают, что стоимость этих попутных компонентов, накапливающихся в шлиховых продуктах переработки песков и до сих пор теряемых, по крайней мере значительно выше (по международным ценам), чем стоимость золота, остающегося в хвостах этих шлихов после извлечения его на доводочных или основных плюзах и вальгердах. Экономическая целесообразность извлечения последнего на ШОФ и ШОУ многократно доказана и в ряде случаев производится, но, к сожалению, далеко не всегда, особенно в последние годы.

Реализация возможностей по комплексному освоению золотоносных россыпей сдерживается вплоть до настоящего времени целым рядом объективных причин. Прежде всего это недостаточная технологическая проработанность рассматриваемого вопроса и отсутствие экономической заинтересованности золотодобывающих предприятий. Необходимо решить многие вопросы, устраняющие эти причины: разработать систему цен, действительно заинтересовывающих золотодобывающие коллективы, провести необходимые геологические обоснования и технико-экономиче-

ские расчеты, доказывающие рентабельность извлечения попутных компонентов, рассчитать прогнозные ресурсы и кондиции применительно к различным районам и типам сопутствующего минерального сырья. Целесообразно также разработать проекты и наладить серийное производство передвижных модульного типа шлихообогатительных установок (мелких фабрик) для комплексного освоения и переработки шлихов или модернизировать существующие ШОФ и ШОУ (там, где они имеются) на основе использования современного обогатительного оборудования, максимально обеспечив механизацию технологических процессов и вспомогательных операций.

Можно надеяться, что при рыночных взаимоотношениях рассматриваемая проблема комплексного освоения золотоносных россыпей получит, наконец, свое долгожданное положительное решение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беккер А. Г., Петров О. П., Терентьев В. Б. Зональность распределения полезных компонентов в комплексных россыпях Чукотки // Континентальные россыпи Востока СССР. Тез. докл. VI Всесоюзного совещ. Ч. II // АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Благовещенск, 1982.— С. 124—125.
2. Борисенко Л. Ф., Комиссарова Л. Н. Минерально-сырьевые источники скандия и технология его извлечения // ВИЭМС: Обзорная информация. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлич. полезн. ископаемых. Вып. 2.— М., 1989.
3. Быловский Л. З., Патык-Кара Н. Г. Новые промышленные и перспективные типы россыпных месторождений и принципы их выделения // Там же.— Вып. 1.— М., 1989.
4. Власов Н. Г. О платиноносности Амурской области // Континентальные россыпи Востока СССР: Тез. докл. II Всесоюзного совещ. по геологии россыпей. Ч. II // АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Благовещенск, 1987. С. 21—22.
5. Глухов Л. В. Минерально-сырьевая база оловодобывающей промышленности развитых капиталистических и развивающихся стран // ВИЭМС. Обзорная информация. Экономика минерального сырья и ГРР. Вып. 8 — М., 1989.
6. Иванов В. В., Борисенко Л. Ф., Николаева Н. В. и др. Редкие металлы-спутники: состояние и тенденция развития потребления, производства и сырьевой базы за рубежом // ВИЭМС. Обзорная информация. Экономика минерального сырья и ГРР. Вып. 4 — М., 1988.
7. Некрасова Р. А., Некрасов И. Я. Куларит-аутигенная разновидность монацита // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 268, № 3.— С. 688—693.
8. Никитенко Л. В., Никитенко Н. Ф. Источники питания золото- и оловосодержащих россыпей в бассейне р. Мадалан Верхнего Приамурья // Там же.— С. 70—72.
9. Павлов Г. Ф., Савва Н. Е. Самородное серебро в россыпях Северо-Востока СССР // Минералы и минеральные парагенезисы горных пород и руд Северо-Востока СССР/СВКНИИ.— Магадан, 1986.— С. 77—88.
10. Требования ГКЗ СССР к комплексному изучению месторождений и подсчету запасов попутных полезных ископаемых и компонентов.— М., 1982.
11. Туговик Г. И., Зимин С. С., Кирасирова В. И. Платиноталлы минералы в россыпях золота ядерно-сводовых областей // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 270, № 5. С. 406—410.
12. Усова Т. Ю., Солодов Н. А. Формационно-парагенетические типы месторождений иттрия и иттриевых лантаноидов // ВИЭМС. Обзорная информация. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлич. полезн. ископаемых. Вып. 5.— М. 1989.
13. Шило Н. А. Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.
14. Цыганкова Г. В., Рубайлова К. М. Производство и применение высокочистых РЗМ и тугоплавких редких металлов за рубежом // Высокочистые вещества.— 1989.— № 2.— С. 5—14.
15. Экспресс-информация. ВИЭМС. Экономика минерального сырья и ГРР. Зарубежный опыт. Вып. 3.— М., 1985.— С. 10—11.
16. Экспресс-информация. ВИЭМС. Экономика минерального сырья. Зарубежный опыт. Вып. 3.— М., 1988.— С. 35—40.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 553.411.(571.6)

В. Д. Мельников

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На основе подхода к золоторудным формациям как к ассоциациям рудоносных горных пород на юге Дальнего Востока выделены ведущие золоторудные гидротермалитовые формации: березитовая, джаспероидная, диафторитовая, кварцито-пропилитовая, порфирировая, скарновая, токуритовая (апочерносланцевых гидротермалитов) и харгитовая (апозеленсланцево-черносланцевых гидротермалитов). Проанализированы особенности размещения объектов выделенных формаций в основных геотектонических сооружениях региона. Выдвинуто положение о полипородности золоторудных формаций как наиболее общем их структурном свойстве.

Формационный анализ золоторудных месторождений теснейшим образом связан с практикой поисков и прогноза рудных объектов [13]. Все известные золоторудные месторождения и проявления юга Дальнего Востока относятся к гидротермалитовым. Специальных формационных исследований гидротермалитовых объектов на юге Дальнего Востока не проводилось, но выделялись, под наименованиями формаций, либо геохимические типы (золотосеребряный, золоторедкометалльный, золотополиметаллический и другие), либо минеральные типы (золото кварцевый, золотосульфидный, золото кварц-карбонатный и другие), либо одновременно геохимические, минеральные и горно-породные типы [6, 12, 14 и др.]. На основе подхода к рудным формациям как к ассоциациям рудоносных горных пород [4, 7] на территории юга Дальнего Востока выделяются ведущие золоторудные гидротермалитовые формации: березитовая, джаспероидная, диафторитовая, кварцито-пропилитовая, порфирировая, скарновая, токуритовая (апочерносланцевых гидротермалитов) и харгитовая (апозеленсланцево-черносланцевых гидротермалитов).

В березитовой (березит-лиственитовой) формации преобладающие по объему метасоматические образования (березиты, листвениты, гумбеиты, оксеталиты и др.) почти повсеместно сопровождаются полостными гидротермалитами разнообразного состава, среди которых наиболее золотоносными являются сульфидно-кварцевые. Месторождения и рудопроявления березитовой и березит-лиственитовой формаций находятся в различных геотектонических обстановках региона: в Становой плутонометаморфической области, на Буреинском массиве, в терригенном Монголо-Охотском поясе и Сихотэ-Алинской складчатой области.

В джаспероидной формации рудные тела месторождений представлены преимущественно апокарбонатными кальцит-кварцевыми гидротермалитами, ассоциирующими с широкой гаммой полостных и метасоматических гидротермалитов: гематит-кварцевых, сульфидно-кварцевых, а также с аргиллизитами. Объекты этой формации широко распространены в чехле Сибирской платформы по обрамлению Алданского щита, известны они в Буреинском массиве и прогнозируются на Ханкайском массиве. Особый интерес в рассматриваемой группе представляют сложнопородные ассоциации, в которых джаспероиды входят главной составной частью: скарново-джаспероидные, березит-диафторит-скарново-джаспероидные (Лебединое месторождение в Центральном Алдане).

Диафторитовая формация, впервые выделенная на Дальнем Востоке [6], включает совокушности разнообразных апометаморфических мета-

соматитов и сопутствующих им полостных гидротермалитов: кварцевых, полевошпат-кварцевых, сульфидно-кварцевых, сульфидно-карбонат-кварцевых. Регионом преобладающего распространения объектов этой формации является Становая плутонометаморфическая область.

Кварцито-пропилитовая формация объединяет ассоциации широко распространенных пропицитов и метасоматических кварцитов с гидрослюдисто-кварцевыми и каолиновыми метасоматитами, а также сопряженными с ними полостными гидротермалитами — кварцевыми, карбонат-кварцевыми, халцедон-адуляр-кварцевыми и другими. Месторождения кварцит-пропилитовой формации на юге Дальнего Востока широко развиты как во внутренних, так и в окраинно-континентальных вулканических поясах.

К широко распространенному на юге Дальнего Востока порфировому типу относятся, как правило, месторождения либо залегающие в вулканоплутонических сооружениях, либо приуроченные к штокам порфировидных гранитоидов различной основности. Для них характерны ассоциации гидротермалитов: пропициты, березиты, аргиллизиты, кварциты, сочетающиеся с кварцевыми, карбонат-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми и сульфидными жилами, прожилковыми зонами и зонами вкрапленной минерализации. Оруденение порфирового типа, как правило, комплексное, определяемое разными сочетаниями меди, молибдена, серебра, золота, свинца, олова. Объекты порфировой формации распространены в большинстве геотектонических сооружений юга Дальнего Востока и связаны преимущественно с этапом мезозойской активизации региона.

Скарновая формация является одной из наиболее ранних таксономических единиц золоторудных месторождений, выделяемых через ассоциации горных пород [1, 10]. Скарны и наложенные на них более поздние гидротермалиты (грейзены, березиты, сульфидолиты, джаспероиды и др.), как правило, составляют единые ассоциации, связанные общностью магматических очагов. Изученность золотого оруденения в скарнах на юге Дальнего Востока относительно невысока. Специально оно изучено на месторождении Восток-2 в Сихотэ-Алинской складчатой области. Месторождение представлено последовательно сменяющимися гидротермалитовыми минеральными ассоциациями: грейзеновыми, скарновыми, сульфидолитовыми, хлорит-серицит-кварцевыми, кварц-кальцитовыми. По данным Г. Н. Степанова с соавторами [8, 9], в кварц-сульфидных гидротермалитах этого месторождения 50 % золота находится в свободном состоянии, 23 — в виде тонкодисперсных частиц, 18 связано с пирротинном и 9 % — с халькопиритом. Кроме того, здесь развиты более поздние золотовисмутовые ассоциации, локализующиеся в кварц-кальцитовых прожилках.

Токуритовая формация (кварцевых и сульфидно-кварцевых гидротермалитов в песчаниково-сланцевых толщах) часто называется еще кварцево-жильной, черносланцевой, малосульфидной золото-кварцевой. Она характеризуется большими объемами жильных и штокверковых гидротермалитов и еще большими объемами зон сульфидно-кварцевой метасоматической минерализации. Основу формации составляют токуриты — углеродсодержащие кварцевые гидротермалиты [5]. Месторождения этой формации — ведущие в Монголо-Охотском поясе и Сихотэ-Алинской складчатой области.

Основу харгитовой формации (апозеленосланцево-черносланцевых гидротермалитов) составляют харгиты — кварцевые гидротермалиты с хлоритом, амфиболами, эпидотом. Название этих гидротермалитов дано по одному из месторождений золота Верхнеселемджинского района, где они широко проявлены. В составе формации также участвуют альбититы, эйситы, токуриты. Месторождения этой формации распространены в эвгеосинклинальных зонах Монголо-Охотского пояса и в метаморфических выступях Буреинского срединного массива.

Мало распространены в регионе золоторудные объекты формаций колчеданной и серпентинитовой.

В геотектонических сооружениях Амурской области, Хабаровского и Приморского краев, в КНДР устанавливаются определенные закономерные ряды золоторудных гидротермалитовых формаций.

В Амурской области золотое гидротермалитовое оруденение развито во всех трех основных геотектонических сооружениях: Становом плутонометаморфическом регионе (северная часть области), в Монголо-Охотском геосинклинальном терригенном поясе (центральная часть области) и на Буреинском массиве на юге области (рис. 1).

В Становом плутонометаморфическом регионе развиты преимущественно объекты диафоритовой (Золотая Гора, Успенское, Уган, Ямчуковский, Одолго, Монголи) и березитовой (Кировское, Березитовое, Чульбангро) формаций. Кроме того, здесь известны проявления и менее характерных для плутонометаморфического региона формаций: кварцито-пропилитовой (Иличи, Хакули), порфировой (Солнечное, Лунное), скарновой (Сфалеритовое, Гетканчик), токуритовой (Балдыглия, Беленькая).

В Монголо-Охотском терригенном геосинклинальном поясе, протягивающемся широтно в центральной части Амурской области, ведущими золоторудными формациями являются токуритовая (Токур, Маломыр, Ясное в Верхнеселемджинском районе). Менее распространены здесь объекты березитовой формации (Поисковое и Ингагли).

Для Буреинского массива, выступающего в южной половине Амурской области, характерны месторождения и проявления кварцито-пропилитовой (Желтунак, Прогнозное, Буринда), порфировой (Покровское, Боргуликан) и березитовой (Пионер, Инкан) формаций. Кроме того, здесь известны объекты колчеданной (Каменушка), джаспероидной (Чагоян), скарновой (Октябрьское) и харгитовой (Королевское) формаций.

В Хабаровском крае разнообразие геотектонических обстановок предопределило и большое количество видов золоторудных гидротермалитовых формаций (рис. 2).

В расположенных здесь частях Алданского щита, чехла Сибирской платформы и Юдомо-Майского перикратонного прогиба преобладают объекты джаспероидной формации (Сбросовое, Малютка, Томптокан, Улахан). В зонах развития молодого мезозойского магматизма к ним добавляются объекты скарновой формации (Чайдах в восточной части Кеткапского или Учурского золотоносного узла).

В восточной части Становой плутонометаморфической области наиболее известное рудопроявление Западное — типичный представитель доминирующей в этой структуре диафоритовой формации.

В Южно-Верхоянском синклинии развиты объекты токуритовой формации — Восход, Огонек и др. Вместе с расположенными в Якутии золоторудными объектами этой структуры (Нежданинское, Юр, Дуэт и др.) они образуют обширный Аллах-Юньский золотоносный район с преимущественным развитием токуритовых объектов.

Охотско-Чукотский вулканический пояс в пределах Хабаровского края имеет объекты кварцито-пропилитовой формации — Хаканджа, Юровское, Девочка (Кварцевое), Авлаякан, Тукчи и целый ряд более мелких.

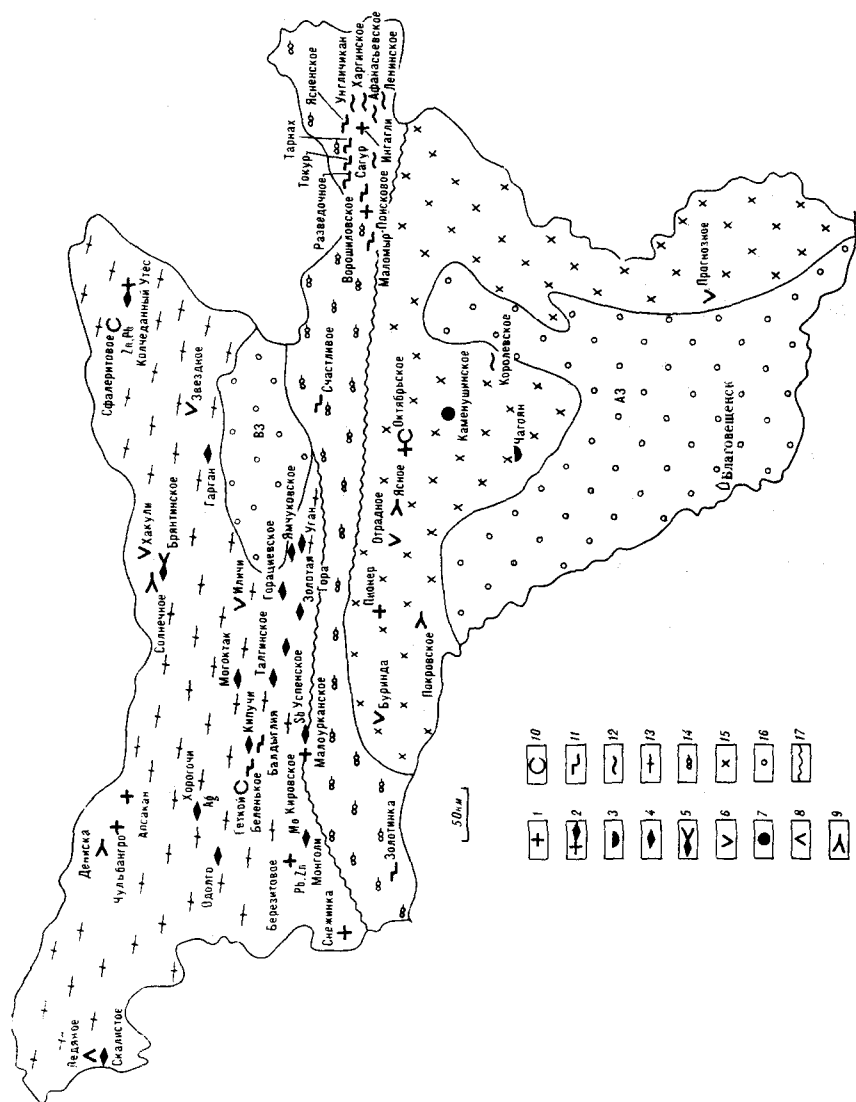
Монголо-Охотский пояс на рассматриваемой территории, как и в Амурской области, обладает объектами токуритовой формации (Медвежье Одеяло, Кербинское) и харгитовой (Токолан, Софийская группа — Буровое, Жильно-Лысогорское, Петровско-Еленинское).

В Буреинском мезозойском прогибе ранее известное проявление Ёрик и недавно обнаруженное рудопроявление Нони могут быть отнесены к порфировой формации.

В Сихотэ-Алинской геосинклинальной области преобладают объекты токуритовой формации (Албазино, Октябрьское, Покрово-Троицкое, Дидбиран, Агнее-Афанасьевское, Учама, Мартемьяновское, Оемку). Лишь несколько объектов относятся к березитовой формации (Дяппе, Холан). В Западно-Сихотэ-Алинском вулканогене этой области наиболее известное проявление Дурмин отнесено к кварцито-пропилитовой формации,

Рис. 1. Золоторудные формации Амурской области.

1—12 — золоторудные формации: 1 — березитовая, 2 — березит-диафторитовая, 3 — джасперовидная, 4 — диафторитовая, 5 — диафторит-порфирировая, 6 — кварцит-прожилковая, 7 — колчеданная, 8 — лиственитовая, 9 — порфирировая, 10 — старновал, 11 — токуритовая, 12 — харгитовая; 13 — Становая плутонометаморфическая область, 14 — Монголо-Охотский территориальный пояс, 15 — Бурейский массив, 16 — кайнозойские впадины (АЗ — Амуро-Зейская, ВЗ — Верхнезейская), 17 — региональные разломы.



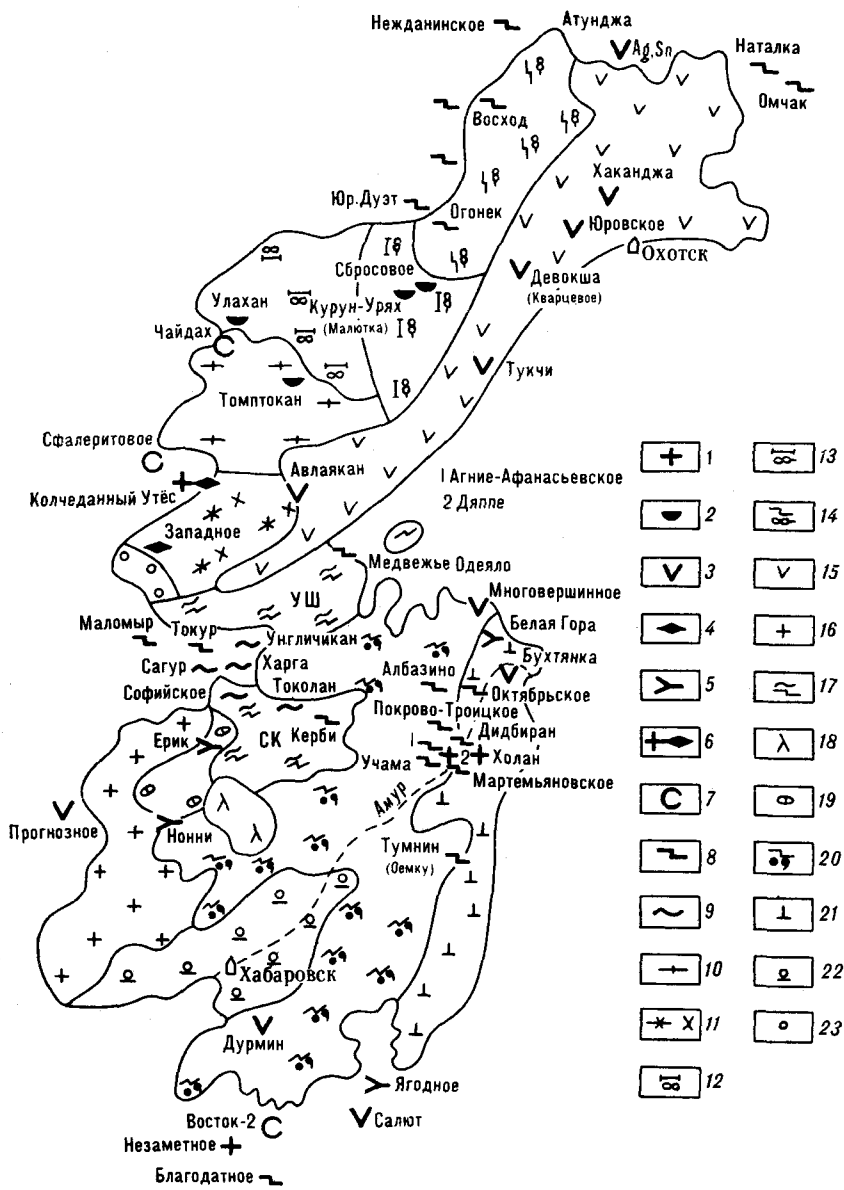


Рис. 2. Золоторудные формации Хабаровского края.

1—9 — золоторудные формации: 1 — березитовая, 2 — джаспероидная, 3 — кварцито-пропилитовая, 4 — диафоритовая, 5 — порфировая, 6 — березит-диафоритовая, 7 — скарновая, 8 — токуритовая, 9 — харгитовая, 10 — Алданский щит, 11 — Становая плутонометаморфическая область, 12 — чехол Сибирской платформы, 13 — Юдомо-Майский перикратонный прогиб, 14 — Южно-Верхоянский синклинорий, 15 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 16 — Бурейнский массив, 17 — Монголо-Охотский пояс (УШ — Удско-Шантарская ветвь, СК — Селемджино-Кербинская), 18 — Баджалский вулканоген, 19 — Бурейнский прогиб, 20 — Сихоте-Алинская геосинклинальная область, 21 — Восточно-Сихоте-Алинский вулканический пояс, 22 — Верхнезейская впадина, 23 — Среднеамурская впадина.

В северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса распространены типоморфные для этого тектонического сооружения формации: кварцито-пропилитовая (Многовершинное, Бухтынка) и порфировая (Белая Гора).

В Приморье выделяются следующие золотоносные формации: березитовая (Незаметное, Аскольд), лиственитовая (Прогресс, Малиновское), токуритовая (Благодатное), диафоритовая (Порожистое, Старикова), кварцито-пропилитовая (Союз, Салют, Глиняное), порфировая (Ягодное, Гордеевское), скарновая (Восток-2, Лермонтовское, Дальнегорское, Кур-

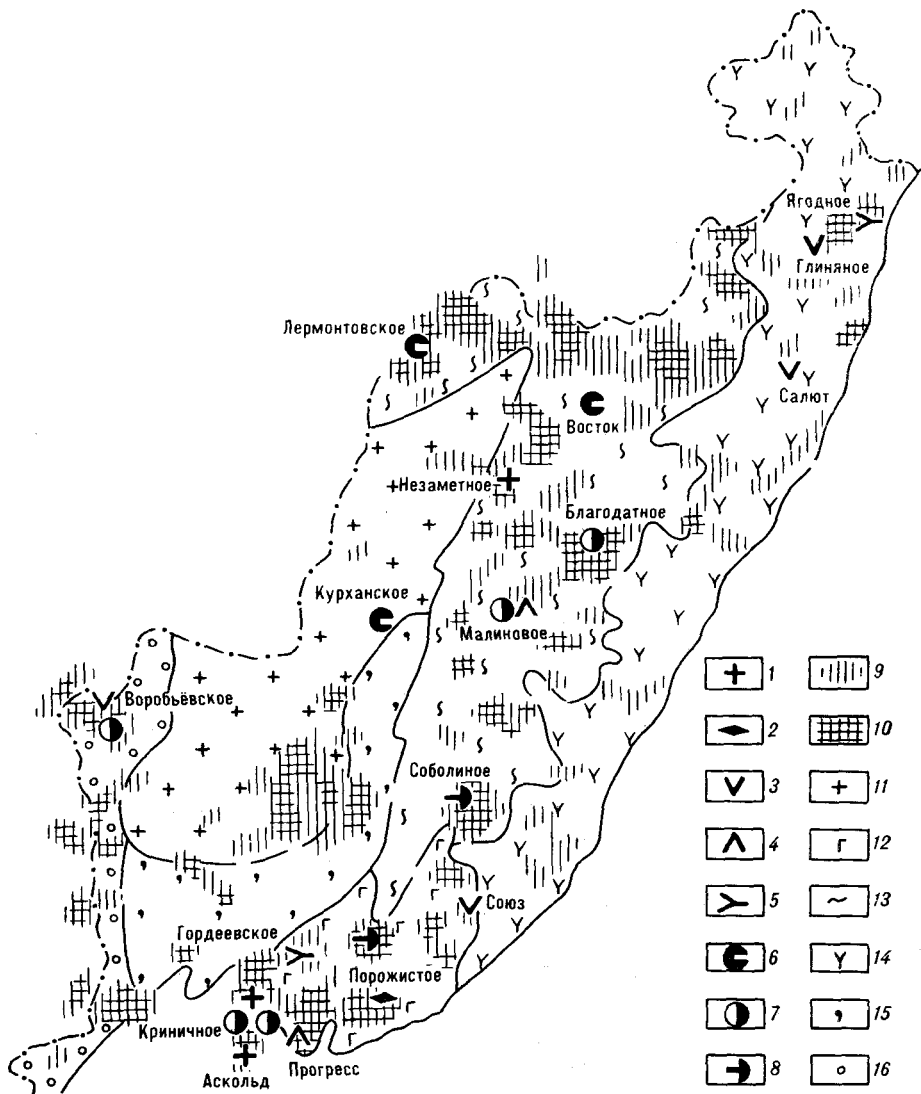


Рис. 3. Схема размещения формационных типов золоторудения в аномалиях золотоносности Приморья.

1—8 — золоторудные формации: 1 — березитовая, 2 — диафоритовая, 3 — кварцито-пропилитовая, 4 — листовитовая, 5 — порфирировая, 6 — скарновая, 7 — апочерносланцевых гидротермалитов (токуритовая), 8 — березит-токуритовая, 9, 10 — аномалии золотоносности соответственно слабой и высокой золотоносности, 11—16 — геотектонические сооружения: 11 — Ханкайский массив, 12 — Южноприморская зона, 13 — Сихотэ-Алиньская геосинклинальная область, 14 — Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, 15 — Арсеньевско-Барабашская зона, 16 — Западно-приморская зона.

ханское и др.). Кроме того, ряд объектов могут рассматриваться как сложнопородные формации: березит-черносланцевая (Соболиное в Антоновском узле, Криничное и Рудневское в Криничном узле), пропилит-черносланцевая (Воробьева Паадь в Комиссаровском узле) и другие (рис. 3).

Характерный для Приморья широкий спектр золоторудных формаций определяется разнообразием геотектонических обстановок региона: срединный массив, геосинклинальные зоны разного типа, вулканические пояса и отдельные вулканические зоны. Кроме выделенных выше золоторудных формаций предполагается нахождение объектов формационных типов, неизвестных в настоящее время на описываемой территории. Так, в карбонатных толщах Ханкайского массива могут быть выявлены объекты джаспероидной формации или карлинского типа [11]. При этом следует учитывать, что степень золотоносности объектов джаспероидной

формации находится в значительной мере в зависимости от общей золотонасыщенности территории, поэтому ее проявления следует искать внутри аномалий золотонности [3].

В КНДР главными типами золоторудных формаций являются диафторит-березитовый (Тэудон, Унсан, Наксан), харгито-джаспероидный (Сонхын и др.), скарновый (Холдон, Суан). К своеобразной группе альбит-турмалиновых гидротермалитов относятся золотомедно-полиметаллические с вольфрамом проявления Мандок, Комдок, Пудон и Саннон, рудные тела которых залегают в кварц-биотитовых (с силлиманитом) сланцах с прослоями турмалиновых и турмалин-альбитовых сланцев, рассматриваемых как метаморфизованные солеродные озерные отложения [2].

Таким образом, соотношение известных объектов разных золоторудных гидротермалитовых формаций большей части юга Дальнего Востока (Амурская область, Хабаровский и Приморский края, КНДР) на основе анализа 127 месторождений и крупных проявлений составило (в %): токуритовая — 21, диафторитовая — 17, кварцито-пропилитовая — 14, березитовая — 13, скарновая, порфировая, харгитовая и джаспероидная — по 8, листовенитовая — 2, колчеданная и серпентинитовая — по 1.

Большинство формационных групп гидротермалитовых месторождений золота обозначаются как монопородные. Это формация березитовая, диафторитовая, джаспероидная, листовенитовая, серпентинитовая, скарновая. Вместе с тем, анализ конкретных золоторудных месторождений показывает, что большинство объектов полипородно. Здесь обычны сочетания двух, трех и более связанных между собой гидротермалитов, образующих формации. Достаточно напомнить такие объекты, как Лебединое (диафторит-березит-скарново-джаспероидная), Брянтинское (диафторит-порфировая), Многовершинное (кварцит-пропилитовая со скарнами и токуритами), Дяппе (березит-токуритовая) и многие другие. Таким образом, наряду с относительно редкими монопородными формациями более распространены полипородные. Здесь, возможно, следует провести аналогию с другими иерархическими уровнями геологических тел: минеральным и горно-породным. На минеральном уровне лишь часть минеральных видов моноэлемента (ими являются минералы-самородные элементы). Большая же часть минеральных видов образована двумя и более химическими элементами, т. е. они полиэлементны. Мономинеральные горные породы также составляют лишь малую долю от значительно более распространенных и образующих большее число видов полиминеральных пород. Так и на формационном уровне преобладающая часть геологических тел полипородна, а монопородные формации — лишь их незначительная часть. Это относится к магматическим, осадочным, метаморфическим и, особенно, к гидротермалитовым формациям. Даже относительно простое гидротермалитовое тело — кварцевая жила почти повсеместно сопровождается метасоматическими оторочками, т. е. эта гидротермалитовая ассоциация уже как минимум двупородная. Учитывая же разнообразие гидротермалитов в большинстве известных золоторудных месторождений следует, очевидно, говорить о полипородности золоторудных формаций как о наиболее общем их структурном свойстве. Представляется, что на базе предложенной выше преимущественно монопородной классификации золоторудных формаций должна быть сформирована более полная и более точная формационная классификация на основе статистической обработки данных о распространенности гидротермалитов на большом числе золоторудных объектов. При этом в составе формаций следует выделять гидротермалиты: 1) доминирующие, которые составляют более 50 % объема формаций; 2) формациеобразующие, составляющие более 15 % объема формаций; 3) сопутствующие или второстепенные, которые составляют 1—15 % объема формаций; 4) акцессорные (примесные), составляющие менее 1 % объема формационных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буланников А. Я. Золоторудные формации и золоторудные провинции Алтае-Саянской горной системы. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1948.
2. Ким Чан Вон, Кан Хен Каб, Зо Ир Вон. Генетические особенности стратиформного вольфрамового оруденения // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. I/АмурКНИИ. — Благовещенск, 1988. — С. 74.
3. Мельников В. Д. Карты аномалии золотоносности // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений/ДВИМС. — Хабаровск, 1979. — С. 27—29.
4. Мельников В. Д. Золоторудные гидротермалитовые формации/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1984.
5. Мельников В. Д. Типы золотого оруденения в черносланцевых толщах Монголо-Охотского пояса (Верхнее Приамурье) // Проблемы стратиформных месторождений. Ч. 2/Политехнич. ин-т. — Чита, 1990. — С. 110—111.
6. Радкевич Е. А., Моисеев В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации на Дальнем Востоке. — М.: Наука, 1966. — С. 5—38.
7. Рудквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций // Основы научного прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых/ВСЕГЕИ. — Л., 1971. — С. 27—35.
8. Степанов Г. Н., Кузьминых В. М., Пресич Д. Т., Чудинов В. М. Золото в рудах скарново-сульфидно-шеелитовых месторождений Дальнего Востока // Минералогия золота/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1974.
9. Степанов Г. Н., Кузьминых В. М., Степанова М. В. и др. Золотовисмутевые минеральные ассоциации скарново-шеелит-сульфидного месторождения // Минералогия самородных элементов/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 81—87.
10. Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // Тр. ЦНИГРИ. — 1971. — Вып. 96, ч. 1. — С. 5—32.
11. Угрюмов А. Н. Опыт формационного анализа золоторудных джаспероидных месторождений при крупномасштабном прогнозе и поисках // Тр. ЦНИГРИ. — 1987. — № 216. — С. 70—77.
12. Хомич В. Г. Формационные типы проявлений золотосеребряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 3. — С. 70—83.
13. Шило Н. А. К проблеме систематики золоторудных месторождений // Проблемы геохимии эндогенных процессов. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. — С. 110—117.
14. Эйриш Л. В. Систематика золоторудных месторождений Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 5. — С. 95—99.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 552.322.2(571.61)

Г. П. Ковтолюк

**ГИДРОТЕРМАЛИТЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ
СОЛОВЬЕВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИАМУРЬЕ)**

Анализ региональных схем геологического районирования позволил автору выделить в Соловьевском рудном районе ряд геотектонических зон. В каждой из выделенных зон рассмотрены структурно-вещественные особенности гидротермалитов и гидротермально измененных пород. Многие из них описаны впервые. Обилие и экстенсивность этих проявлений, их петрографические особенности определяются литологическим составом, строением и геотектонической обстановкой самих зон, широким развитием процессов заимствования при образовании как полостных, так и метасоматических разновидностей гидротермалитов. Интенсивность проявлений гидротермалитов и гидротермально измененных пород повышается на площадях развития мезозойских плутонов, в их экзоконтактах, а также в зонах разломов. Делаются выводы о выявлении новых тел гидротермалитов в ряде геотектонических зон района (Стрелкинский и Первомайский прогибы).

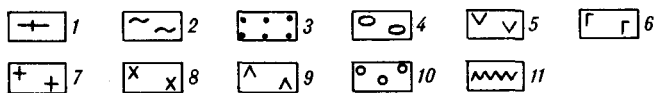
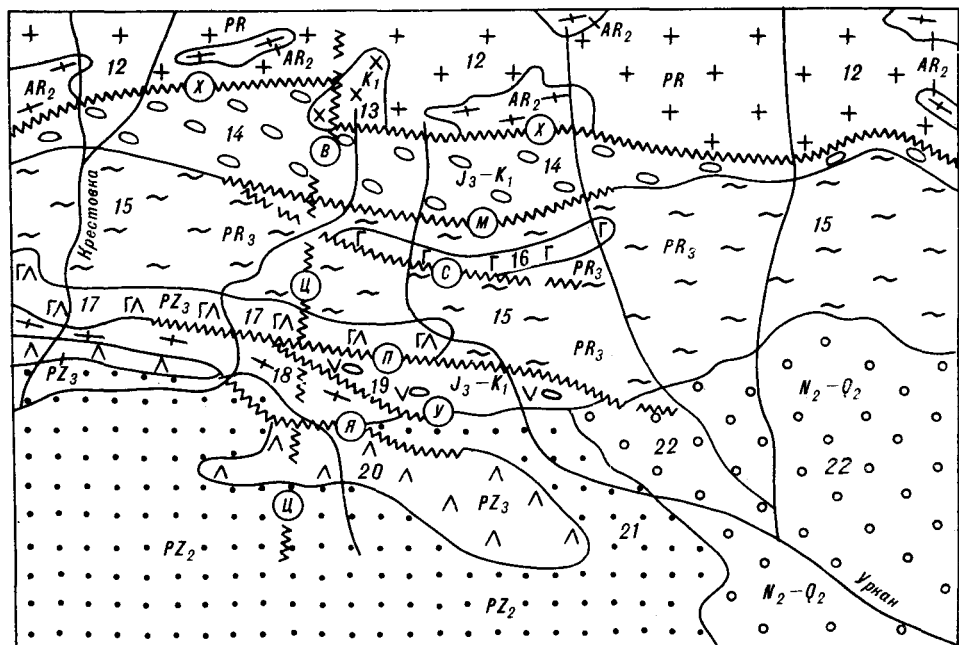
Соловьевский рудный район находится в Верхнем Приамурье и тяготеет к зоне сочленения Становой и Монголо-Охотской областей, граничащих по глубинному Монголо-Охотскому разлому.

Анализ региональных схем геологического районирования, предложенных в разное время М. С. Нагибиной, Н. Г. Судовиковым, Д. С. Коржинским, Л. И. Красным, Е. Б. Бельтеневым, а также детальные работы по геологическому картированию А. С. Вольского, В. Ф. Лысенко, В. Е. Проскурникова, А. И. Самусина позволяют выделить в районе следующие геотектонические сооружения (с севера на юг): Янканская метаморфоплутоническая зона, Стрелкинский молассоидный прогиб, Янканская эвгеосинклинальная зона, Путацкий метаморфический выступ, Путацко-Джалиндинский и Соловьевский интрузивные массивы, Первомайский орогенный прогиб, Ильтивус-Петровская миогеосинклинальная зона и Урканская кайнозойская платформенная впадина (см. рисунок).

Породы всех этих геотектонических зон в той или иной степени подвержены гидротермальным изменениям или включают тела гидротермалитов определенного литологического состава, геохимической и металлогенической специализации. В районе насчитывается более 700 объектов гидротермального генезиса, выявленных и изучавшихся многими исследователями [1, 3, 4 и др.]. Это точки минерализации, рудопроявления и месторождения, несущие висмутовую, сурьмяную, колчеданную, никелевую, ртутную и благороднометалльную минерализацию.

Распространенность гидротермалитовых образований в геотектонических зонах района различна. Наиболее широко они распространены в пределах Янканских зон. Не равнозначны и масштабы проявления этих пород. Они представлены как локальными, так и площадными телами, размером до нескольких квадратных километров. Разнообразна морфология выделенных тел. Здесь откартированы как полостные (жилы, линзы, занорыши), так и метасоматические и прожилково-метасоматические тела [8].

Янканская метаморфоплутоническая зона входит в состав Становой области. Лишь 15 % ее площади сложены стратифицированными отложениями, относимыми к архею. Основная же часть зоны представлена разновозрастными интрузивами: протерозойскими, палеозойскими и, главным образом, мезозойскими. Последние представлены широкой гаммой



Геотектонические зоны Соловьевского района.

1 — гнейсы, амфиболиты; 2 — сланцы, зеленокаменные толщи, песчаники, алевролиты, аргиллиты, карбонатные толщи; 3 — кварциты, песчаники; 4 — конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 — андезиты, андезитодациты; 6 — габбро; 7 — граниты; 8 — гранодиориты; 9 — диориты; 10 — пески, глины; 11 — тектонические нарушения.

Геотектонические зоны: 12 — Янканская метаморфоплутоническая зона Становой области с Джалиндинским массивом (13), 14—22 — зоны Монголо-Охотской области: 14 — Стрелкинский прогиб, 15 — Янканская эвг्रेसинклинальная зона с Какразовским габбро-диабазовым массивом (16), 17 — Соловьевский габбро-диоритовый массив, 18 — Путаковский выступ, 19 — Первомайский прогиб, 20 — Путако-Джалиндинский массив, 21 — Ильтывус-Петровская зона Верхне-Амурского синклинария, 22 — Урманская депрессия.

Разломы: X — Халано-Глебовский, M — Мурманский, C — Соловьевский, П — Первомайский, У — Уральский, Я — Янкано-Уральский, В — Верхне-Янканский, Ц — Центральный.

магматитов: юрских (граниты, гранодиориты), позднеюрских — ранне-меловых (диориты, кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты, граносиениты) и меловых (лампрофиры, диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры). В рассматриваемой зоне широко распространены разнотемпературные гидротермалиты. Преобладание пород кислого и умеренно-кислого состава предопределило развитие гидротермалитов существенно кислого, ультракислого состава (см. таблицу). Генетически и структурно большая их часть связана с мезозойскими плутонами. Широким разнообразием пород гидротермального генезиса выделяется один из таких плутонов — Джалиндинский, расположенный непосредственно в полосе сочленения Янканской метаморфоплутонической зоны со Стрелкинским прогибом.

В расположении гидротермалитов наблюдается определенная зональность, выраженная в смене более высокотемпературных пород на низкотемпературные по мере удаления от центров мезозойских плутонов [3, 9]. Вместе с этим, как показали исследования автора, по латерали зоны (с запада на восток) наблюдается волнообразное чередование разнотемпературных гидротермалитов: высокотемпературные кварц-турмалиновые и турмалиновые разновидности сменяются кварцевыми, кварц-сульфидными и березитами, далее на восток они сменяются на кварц-антимонитовые, которые, в свою очередь, уступают место высокотемпературным разновидностям — грейзенам и грейзенизированным гранитам.

«Пестрога» литологического состава пород Монголо-Охотской области, их широкий возрастной диапазон определили значительное разнообразие и обилие выделенных здесь гидротермалитов и их ассоциаций.

Гидротермальные образования Соловьевского рудного района

Геотектонические зоны	Гидротермальные образования	
	Главные	Второстепенные
Янканская метаморфо-плутоническая	Кварцевые, кварц-сульфидные, сульфидные, кварц-антимонитовые, антимонитовые, березиты, грейзены	Турмалиновые, кварц-турмалиновые, пропилиты, карбонатные, кварц-полевошпатовые
Стрелкинский прогиб	Карбонатные, кварц-карбонатные, пропилиты	Аргиллизиты, кварц-сульфидные, сульфидно-карбонатные, березиты
Янканская эвгеосинклиальная	Кварцевые, сульфидные, кварц-сульфидные, серпентиниты, листвениты, березиты	Кварц-карбонатные, скарны, пропилиты, эпидот-кварцевые, спилиты, кварц-полевошпатовые, кварц-антимонитовые
Соловьевский габбро-диоритовый массив	Березиты, листвениты, кварцевые	Альбитизация, серититизация, уралитизация
Путакский выступ	Окварцевание, хлоритизация, сульфидизация	
Первомайский прогиб	Аповулканические кварциты, пропилиты, кварц-турмалиновые, турмалиновые	Кварцевые, кварц-карбонатные
Путак-Джалиндиканский диоритовый массив	Серитизация, хлоритизация, эпидотизация, березиты и березитизация	
Ильтивус-Петровская зона	Кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные	Хлорит-карбонат-кварцевые, кварц-сульфидные, полевошпато-хлорит-кварцевые, эпидотовые, кварц-турмалиновые, хлорит-кварцевые

Янканская эвгеосинклиальная зона, полосой в 10—15 км, широтного простирания проходит через центральную часть района. Многими исследователями она рассматривается в качестве региональной зоны смятия [6]. Ее отложения общей мощностью около 4000 м (зеленокаменные эффузивы, филлитизированные алевролиты, филлиты, алевропесчаники, известковистые песчаники и кремнистые породы) смяты в зоны узких складок широтного и северо-восточного простирания с углами падения от 60 до 90°. Зона характеризуется широким набором магматических тел — включений. Среди них выделяются разновозрастные Какразовский габбродиабазовый и Живокинский гранитный массивы.

По обилию и разнообразию гидротермалитов Янканская эвгеосинклиальная зона занимает первое место в районе. В ней выделяются крупные самостоятельные тела гидротермалитов: метасоматических кварцитов, серпентинитов, кварц-сульфидных, сульфидных. В качестве многочисленных тел-включений в зоне развиты участки лиственитов, скарнов, а также березитов, сульфидно-карбонатных, эпидотовых и эпидот-кварцевых гидротермалитов.

Кварцевые гидротермалиты Янканской зоны разнообразны по облику и набору второстепенных и акцессорных минералов. Среди них преобладают метасоматические и полостные разновидности. Метасоматические разновидности сложены мелкозернистыми темно-серыми и серыми кварцевыми агрегатами с частыми реликтами вмещающих пород. Размер таких тел достигает 2—3 км при ширине 100—150 м. Обычно такие тела тяготеют к тектоническим зонам разломов, обрамляющих с севера и юга данную зону (Мурманский, Первомайский). При этом отмечена прямая зависимость масштабов проявления таких зон от масштабов тектонических нарушений.

Жилы и линзы выполнены крупнозернистыми массивными агрегатами кварца с частыми обломками вмещающих пород (алевролиты, сланцы, филлиты). Такие тела тяготеют к дизъюнктивным зонам северо-восточного

простираются, где они находятся в ассоциации с дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

В пределах зоны отчетливо проявлено заимствование материала из вмещающих толщ. Так, для гидротермалитов кварцевого состава отмечен определенный набор аксессуарных и второстепенных минералов из литологических толщ. В серицит-хлоритовых сланцах это хлорит, в известковистых сланцах — карбонаты, в углистых сланцах, алевролитах — сульфиды, органическое вещество. В гидротермалитах этого состава из эвгеосинклинальных толщ гармаканской свиты, сложенной на 90 % вулканогенными породами, свыше 60 % всех проб этих гидротермалитов характеризуются повышенными содержаниями серебра, тогда как в теплоключевской свите, в составе которой отсутствуют вулканиты, эта цифра достигает 12 %.

Другой отличительной особенностью эвгеосинклинальной зоны является наличие крупных тел серпентинитов. Выделено два крупных тела: Какразовское и Глебовское. Какразовское тяготеет к одноименному габбро-диабазовому массиву. Оно представлено набором чередующихся полос серпентинитов, серпентинизированных габбро с неизменными габбро. С серпентинитами постоянно ассоциируют тела лиственитов и карбонатных гидротермалитов. Листвениты представлены жилами, линзами и изометричными телами, расположенными в эндо- и экзоконтакте. Карбонатные образования распространены, главным образом, в эндоконтакте серпентинитового массива. По мере удаления от массива карбонатные гидротермалиты меняются на карбонат-кварцевые и далее на кварцевые разновидности. Для гидротермалитов карбонат-лиственит-серпентинитовой ассоциации характерны постоянно повышенные концентрации никеля, кобальта, хрома и ртути.

Кварц-сульфидные, сульфидные «апочерносланцевые» гидротермалиты тяготеют к определенным литологическим толщам зоны — черным сланцам и алевролитам и представлены набором тонких до нитевидных прожилков кварцевого, кварц-сульфидного и сульфидного состава. Суммарная концентрация прожилков достигает 50—80 % объема пород. Пирит, арсенопирит, халькопирит и сфалерит являются основными сульфидами этих пород [2, 7]. Пирит характеризуется несколькими генетическими разновидностями: осадочный и метаморфогенно-гидротермальный.

Березиты откартированы на площади Живоскитского массива, прорывающего эвгеосинклинальные отложения. Они характеризуются серицит-мусковит-карбонат-кварцевыми минеральными ассоциациями. Особенностью данных образований являются повышенные концентрации микроклина, что обусловлено его высокими содержаниями в гранитоидах массива. Из рудных минералов в этих метасоматитах развиты пирит, халькопирит, галенит и гематит.

Стрелкинский прогиб непосредственно примыкает к Янканской зоне Становой области. При ширине 5—15 км он вытянут широтно более чем на 60 км. Отложения прогиба разделяются на две толщи: нижнюю — гравелит-конгломератовую (юрско-меловую) и верхнюю — песчаниковую (меловую).

В пределах прогиба распространены гидротермалиты, основу которых составляют кварц и карбонаты. Карбонатный метасоматоз носит площадный характер. Карбонатные, кварц-карбонатные гидротермалиты, карбонатизированные песчаники слагают эллипсовидную зону, обрамляющую Джалиндинский массив. Резкое преобладание среди новообразованных минералов карбоната, кварца, ущемленная роль серицита, гидрослюды и сульфидов не позволяют рассматривать эти образования как кварц-серицитовые и сульфидно-серицит-кварц-карбонатные (березиты) метасоматиты и рассматриваются нами как кварц-карбонатные метасоматиты.

Небольшие штокообразные сателлиты Джалиндинского массива, прорывающие терригенные породы Стрелкинского прогиба, характеризуются постоянными ассоциациями полостных гидротермалитов (кварце-

вые, кварц-сульфидные, кварц-карбонатные) с метасоматическими структурными разновидностями (березиты). Аналогичная ассоциация отмечена и в пределах Джалиндинского штока.

Пропилиты представлены устойчивыми минеральными ассоциациями кварца, карбонатов, сульфидов, хлорита и эпидота. Метасоматиты этого типа развиты по дайкам средне-основного состава. Морфология тел гидротермалитов Стрелкинского прогиба различна, однако здесь отчетливо проявлена смена метасоматических площадных зон на полостные (жилы, прожилки) с запада на восток.

Соловьевский габбродиоритовый массив вытянут в широтном направлении на 35 км. Он непосредственно примыкает с юга к вышеописанной зоне. Массив сложен преимущественно габбро, габбродиоритами и габбро-анортозитами. Жильная фация представлена маломощными телами гранодиоритового состава.

Гидротермалиты в массиве развиты ограниченно. Здесь отмечаются участки относительно слабо проявленного окварцевания, альбитизации и серитизации. Как правило, гидротермалиты здесь самостоятельных тел не образуют, за исключением маломощных зон березитизации и лиственизации.

Путакский метаморфический выступ выделен В. Ф. Лысенко в 1976 г. Он в виде широкой полосы размером 30×50 км вклинивается между Соловьевским габбро-диоритовым массивом и Верхне-Амурским синклинорием. Слагают его биотитовые и двуслюдяные гнейсы архейского возраста с подчиненной ролью кордиерит-биотитовых, гранат-биотитовых и силлиманитовых разновидностей.

Изученность гидротермалитов выступа относительно слабая. Здесь отмечено несколько небольших по размерам и слабой интенсивности зон окварцевания, сульфидизации и хлоритизации. Возможно выявление на площади выступа диафоритов.

Первомайский прогиб представляет собой линзовидное в плане тело 4×25 км, простирающееся в широтном направлении между Верхне-Амурским синклинорием и Янканской эвгеосинклинальной зоной (см. рисунок). Прогиб представлен нижнеюрскими-верхнемеловыми континентальными вулканогенно-осадочными отложениями (конгломераты, гравелиты, песчаники, андезиты, андезитодациты и их туфы).

Вулканогенно-осадочные образования прогиба характеризуются аномальной вспышкой низкотемпературных гидротермалитов, что, видимо, обусловлено приуроченностью прогиба к одноименной зоне разлома, сопровождающейся интенсивным вулканизмом. Интенсивность гидротермальной деятельности нарастает с запада на восток, достигая максимума в восточной части прогиба. Здесь в междуречье ключей Нагима и Случайный, среди рыхлых отложений прогиба, откартированы аповулканические кварциты на площади $7,5 \text{ км}^2$. Кварциты — массивные, мелко-, тонкозернистые породы с сульфидами. Часть таких пород имеет брекчиевые текстуры. Наложенное окварцевание привело к образованию маломощных прожилков, трудно улавливаемых макроскопически. Породы подвержены интенсивному выщелачиванию, что привело к почти полному исчезновению сульфидов с образованием пустот и корок лимонита. Иногда в таких породах встречаются маломощные прожилки кварц-турмалинового и турмалинового состава, а также обломки алевролитов. Для кварцитов характерен большой набор элементов — примесей с повышенными содержаниями — свинец (0,015 %), вольфрам (0,007 %), мышьяк (0,3 %), олово (0,01 %), сурьма (0,015 %), висмут (0,005 %) [5].

К площади развития аповулканических кварцитов тяготеют турмалиновые, кварц-турмалиновые метасоматиты. Это массивные и прожилково-массивные породы, состоящие из турмалина (шерл) и кварца. Для пород характерно многостадийное образование этих парагенезисов.

Пропилиты и пропицитизированные породы прогиба непосредственно примыкают к площади распространения аповулканических кварцитов. Они развиты как по андезитам, так и по палеозойским диоритовым што-

кам (Правонагиминский, Джалинда-Нагиминский), являющимся сателлитами Путака-Джалиндикианского массива. Пропилиты представлены широким набором минеральных разновидностей: кварц-карбонатные, кварц-хлорит-эпидотовые, эпидот-кварцевые, эпидотовые и др.

Путака-Джалиндикианский диоритовый массив расположен в южной части района, в пределах Верхне-Амурского синклинория (см. рисунок). В плане это удлинённое в субширотном направлении тело, размеры которого составляют 10×25 км. В северной части оно примыкает к Путаковскому метаморфическому выступу. Массив сложен преимущественно крупнозернистыми роговообманковыми и кварцевыми диоритами. Лишь незначительная его часть представлена габбро и гранодиоритами.

Образования гидротермального генезиса Путака-Джалиндикианского массива (кроме его сателлитов) изучены слабо. Здесь отмечены площади развития серитизации, хлоритизации, эпидотизации и сосюритизации. В северной части массива выявлено несколько зон березитов.

Ильтивус-Петровская зона образует широтно простирающуюся полосу, охватывающую всю южную часть Соловьевского района. Она является составной частью Верхне-Амурского синклинория и сложена породами силурийского и девонского возраста. Первые представлены кварцевыми песчаниками, кварцитами, реже гравелитами и конгломератами. Для отложений девона характерен известковый состав (известковистые песчаники, алевролиты и аргиллиты).

Гидротермалиты и гидротермально измененные породы данной площади характеризуются существенно карбонатным и кварцевым составом. Это преимущественно кварцевые и кальцитовые жилы, карбонат-кварцевые метасоматиты. Реже встречаются хлорит-карбонат-кварцевые, сульфидно-хлорит-карбонатные, сульфидно-кварцевые, полевошпат-хлорит-кварцевые, эпидотовые и эпидот-кварцевые разновидности.

Урканская депрессия расположена в юго-восточной части района. Она выполнена мел-палеогеновыми (каоилинизированными разнозернистыми песками с прослоями и линзами гравия и глины) и четвертичными (галечники, пески, глины, суглинки) отложениями. Рыхлые породы впадины концентрируют в себе пролювиальные отложения аповулканических кварцитов и ассоциирующих с ними кварц-турмалиновых, турмалиновых гидротермалитов. На площади распространения данных пород откартированы зоны своеобразных железистых гидротермалитов четвертичного возраста. Они представлены обломками рыхлых пород, сцементированных гидроокислами железа, концентрация которых достигает 70—80 % объема пород.

Итак, каждая из выделенных геотектонических зон Соловьевского района характеризуется своим, вполне определенным набором гидротермалитов. Обилие и экстенсивность этих проявлений определяются литологическим составом пород, слагающих зоны, их строением, геотектонической обстановкой, в которой они находятся, а также отношением к мезозойской тектонической активизации, с которой связывается основная гидротермальная деятельность в районе. Интенсивный метасоматоз, приведший к образованию широкого набора гидротермалитов, сопровождался интенсивным заимствованием вещества из вмещающих толщ, что выразилось в зависимости состава второстепенных и аксессуарных минералов от вмещающих пород и геохимической специализации гидротермалитов.

Выявлены значительные различия концентрации малых элементов в измененных породах различных геотектонических зон. Гидротермалиты Янканской метаморфоплутонической зоны характеризуются повышенными содержаниями таких элементов как мышьяк, сурьма, серебро, висмут, цинк, медь. Для Стрелкинского прогиба такими элементами являются мышьяк, сурьма, серебро и висмут. Янканская эвгеосинклинальная зона представлена несколько иным набором — кобальт, никель, хром, цинк, ртуть. Для гидротермалитов Первомайского прогиба характерны повышенные концентрации серебра и мышьяка.

В районе отчетливо проявлена пространственная связь гидротермалитов с зонами разломов, причем масштабы таких проявлений находятся в прямой зависимости от размеров этих зон. Аномальные же площади развития гидротермалитов тяготеют к местам пересечения широтных линейментов с меридиональными разломами.

В пределах Янканской метаморфоплутонической зоны Становой области большая часть гидротермалитов генетически связана с мезозойской активизацией, что выразилось в приуроченности гидротермалитов к площадям и зональному их распределению относительно мезозойских плутонов. По латерали этой зоны наблюдается волнообразное распределение гидротермалитов, выразившееся в закономерной смене высокотемпературных низкотемпературными образованиями. По мере удаления от Монголо-Охотского разлома на север резко увеличивается количество высокотемпературных гидротермалитов.

В пределах геотектонических зон Монголо-Охотской области не наблюдается столь отчетливого распределения данных образований, что, видимо, обусловлено сближенностью разломов (Мурманского, Соловьевского, Первомайского, Уральского и др.).

Наличие интенсивного площадного карбонатного метасоматоза в пределах Стрелкинского прогиба, распространение гидротермалитовых ассоциаций в пределах мезозойских плутонов и их останцах, прорывающих осадочные толщи прогиба, свидетельствуют о возможном наличии новых тел гидротермалитов, не вскрытых эрозией.

Аномальная вспышка низкотемпературных гидротермалитов на площади Первомайского прогиба несомненно должна привлечь внимание исследователей как один из вероятных источников ряда рудных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волярович Г. П.* Типы эндогенных месторождений золота Дальнего Востока.— М., 1963.— С. 199—218.
2. *Дергачев А. П.* Осадочно-вулканогенное и полигенное колчеданное и медное оруденение Янканской зоны (Верхнее Приамурье) // Магматизм и металлогения Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР,— Владивосток, 1982.— С. 77—78.
3. *Гуров Л. П.* Минеральные ассоциации Кировского месторождения // Золоторудные формации Дальнего Востока.— М.: Наука, 1969.— С. 74—92.
4. *Ковтонюк Г. П.* Аномалии гидротермалитовых образований Янканской зоны (Верхнее Приамурье) // Геология, магматизм и оруденение Приамурья/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 30—39.
5. *Ковтонюк Г. П.* Геохимия гидротермалитов Соловьевского рудного района // Рудность Приамурья/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 86—96.
6. *Красный Л. И.* Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Л., 1960.
7. *Логвинцев П. И., Игнатьев А. В.* Колчеданное оруденение и сульфидная минерализация черных сланцев Янканского рудного поля // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 4.— С. 45—51.
8. *Мельников В. Д., Ковтонюк Г. П.* Гидротермалитовые формации зоны сочленения хребтов Янка и Тукурингра // Рудные формации Приамурья/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 46—53.
9. *Неронский Г. И., Добрая В. Т.* Пробность золота и характер ее изменения в некоторых золотоносных районах Приамурья // Генетические типы и закономерность размещения месторождений Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.— С. 45—58.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 553.411(571.62)

Г. С. Мирзаханов

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
СТРАТИФОРМНОГО ЗОЛОТОКВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ
(Хабаровский край)**

Рассмотрены литолого-фациальные, петрогеохимические, минералогические особенности рудовмещающих углеродисто-терригенных толщ, условия их преобразования. Показано наличие последовательного ряда преобразований сингенетичной сульфидной минерализации, существенного перераспределения петрогенных и рудогенных компонентов в разрезе УТТ. Установлено место золотокварцевого стратиформного оруденения и предложена модель его формирования.

Золотое оруденение углеродисто-терригенных толщ (УТТ) миогеосинклиналей привлекает пристальное внимание исследователей масштабом проявления и отсутствием каких-либо установленных связей с проявлениями магматизма. Его природа интерпретируется с различных, порой диаметрально противоположных, позиций. Одни исследователи относят его к плутоногенно-гидротермальным [3, 15], другие — к метаморфогенно-гидротермальным [1, 6, 13], третьи — к осадочно-гидротермальным метаморфизованным [5, 12].

Автором на рудных полях Южного Верхоянья в пределах Хабаровского края получены новые данные по литолого-фациальным, петрогеохимическим особенностям УТТ, условиям их накопления и постдиагенетическим преобразованиям, что в целом позволило обосновать модель формирования золотокварцевого стратиформного оруденения углеродисто-терригенных толщ.

I. Геолого-структурные и литолого-фациальные обстановки локализации оруденения. Золоторудные поля рассматриваемой миогеосинклинали локализируются в узких зонах интенсивных дислокаций и соответствуют сложно построенным пликативным структурам III порядка, протяженностью 10—15 км и шириной 3—5 км. Особенности внутреннего строения определяются сочетанием разнопорядковых асимметричных, изоклиналиных, нередко опрокинутых складок и соскладчатых разрывов, кливажа осевой плоскости, т. е. элементов, характерных для шовной (ламинарного течения) складчатости, по Е. И. Паталахе [7], и сопутствующего динамотермального метаморфизма.

Верхнепалеозойские УТТ, общей мощностью около 2 км, вмещают слабозолотоносную сульфидную минерализацию и пространственно ассоциирующее с ней золотокварцевое оруденение. Слабозолотоносная сингенетичная сульфидная минерализация, представленная слоистыми телами, конкрециями, послонной вкрапленностью, развита в монотонных алевропелитах, преимущественно тяготея к маломощным (0,1—5 мм) прослоям тонкозернистых песчаников или туфодиамиктитов.

К горизонтам грубозернистых пород или к наиболее гетерогенным интервалам приурочены стратифицированные золотокварцевые жилы, выполняя различные системы соскладчатых дизъюнктивов (внутри- и межслоевые отслоения и срывы, системы трещин отрыва и скола). Сочетание последних, в свою очередь, определяет морфологию кварцево-жильных тел — пластовые, седловидные, лестничные жилы и зоны сетчатого

прожилкования, сопровождающиеся нередко околожилковыми зонами сульфидизации. Хорошо выраженное ритмичное строение рудовмещающей части разреза УТТ (мощная (300—500 м) алевропелитовая составляющая, сменяющаяся относительно маломощным (10—100 м) горизонтом грубозернистых пород) позволяет отчетливо отличать ее от подстилающих и перекрывающих толщ. В пределах рудных полей закартировано до четырех подобных ритмов, составляющие которых характеризуются направленной изменчивостью фаций, типов слоистости и мощностей. Центральные части выделяются наибольшими мощностями, однородностью строения (соотношение прослоев алевропелитов и тонкозернистых песчаников 100 : 1, реже 50 : 1), горизонтальной градационной слоистостью алевропелитов. К флангам возрастает доля песчаных прослоев (до 10 : 1), появляются текстуры мутьевых потоков, оползней. Горизонты грубозернистых пород претерпевают аналогичную смену типов слоистости, однако, в отличие от алевропелитов, центральные части характеризуются наибольшей гетерогенностью и грубозернистостью (конгломераты, конглобрекчии, разнозернистые песчаники, линзы алевролитов, туфодиамиктиты), сменяясь к краевым частям мощными пачками однородных мелко-среднезернистых песчаников.

Симметричная зональность фациального строения УТТ рудных полей, наряду с широким развитием в составе пород конседиментационных брекчий, олистостромовидных образований, и другие особенности, типичные по представлениям ряда исследователей [8, 10, 12] для турбидитов, позволяют считать, что сложно построенные терригенные толщи накапливались в локальных глубоководных палеовпадинах. Границами относительно приподнятых и глубоководных участков морского дна, вероятно, служили конседиментационные разломы, формирующие естественные уступы-склоны значительной крутизны, положение которых фиксируется развитием диамиктитов и олистостромовых пород.

II. Петрогеохимические особенности пород. Петрогеохимические особенности рассмотрены в целом по рудным полям с использованием диаграмм, построенных по петрохимическим модулям Я. Э. Юдовича [16], и диаграммы $AF - A$. А. Предовского [9], позволяющих корректно провести сравнительный анализ разнозернистых пород различной степени постдиагенетических преобразований.

На диаграмме $AF - A$. А. Предовского алевролиты обособляются в поле гидрослюдистых глин и основных граувакк, песчаники — граувакк. В обоих случаях составы пород выделяются по отношению к средним составам песчаников и глинистых сланцев рядом особенностей.

В первую очередь, это нормальная и повышенная щелочность (рис. 1), высокие значения фемического, натриевого модулей, повышенные содержания окиси титана, глинозема и преимущественное преобладание закисного железа над окисным. Наряду с этим следует отметить, что алевропелитовые * составляющие характеризуются повышенными содержаниями золота, хрома, углерода и высокой их дисперсией. Коэффициенты концентрации золота в частных выборках колеблются от 1 до 15. Содержания органического углерода в породах колеблются от 0,1 до 3,25 %. Максимальные его значения фиксируются в алевропелитах (0,4—3,25 %), минимальные — в грубозернистых породах — до 0,8 %.

Типоморфным для пород разреза является и широкое развитие сульфидов железа. В целом же изменчивость этих параметров по составляющим ритмопачек не существенная, однако, отмечается дифференциация рудных и петрогенных компонентов, типоморфных свойств сульфидов железа в зависимости от степени постдиагенетических преобразований.

Выявленные особенности состава характеризуют углеродисто-терригенные породы как крайне незрелые, которые накапливались в условиях

* Геохимическая характеристика грубозернистых пород не приводится в связи с приуроченностью к ним кварцево-жилковых тел.

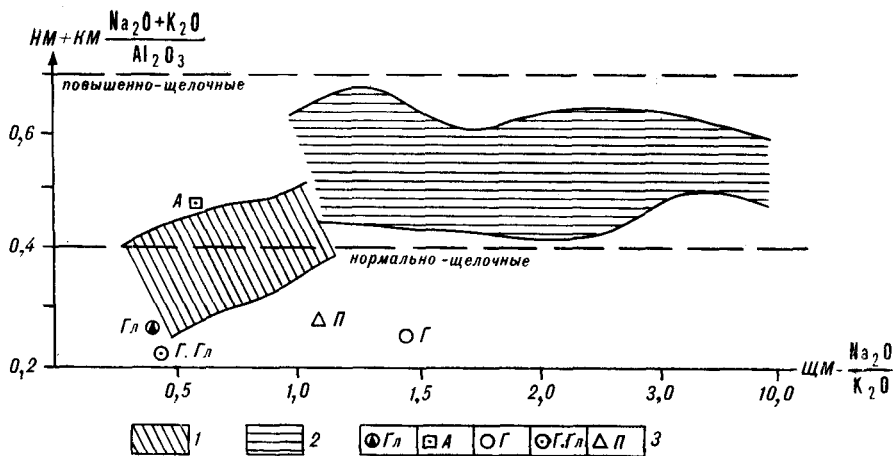


Рис. 1. Диаграмма щелочности пород.

Контурь полей алевролитов (1) и песчаников (2), фигуративные точки составов пород (3): золотосодержащих сланцев (Гл), по В. А. Буряку (1982), аркоз (А) и граувакк (Г), по Ф. Дж. Петтиджону (1981), глин и глинистых сланцев (Гл. Г.), песчаников (П), по А. Б. Ронову, А. А. Ярошевскому (1967) [14].

со специфичной восстановительной обстановкой. Высокие содержания золота, мышьяка, хрома, повышенная общая щелочность, фемичность и наличие сингенетической сульфидной минерализации, магнезиально-железистых карбонатов, вероятно, можно объяснить участием в процессе осадконакопления синхронных подводных газогидротерм удаленного вулканизма. Подобные газовые эманации и гидротермы, по данным О. Г. Борисова [2], наиболее обогащены натрием, мышьяком и другими рудогенными элементами.

III. Постдиагенетические преобразования углеродисто-терригенных толщ. В целом по региону преобразования не превышают условий серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [14]. Детальными исследованиями в пределах рудных полей оказалось возможным выделить более дробных зон преобразований: серицитовой, хлоритовой, альбит-мусковитовой. Каждая из зон подчеркивается текстурно-структурными особенностями углеродисто-терригенных пород; типоморфными свойствами пирита — основного минерала слабозолотоносной сульфидной минерализации; морфологией и продуктивностью кварцево-жильных тел, а также дифференциацией петрогенных и рудогенных компонентов.

Серицитовая зона преобразований охватывает углеродисто-терригенные образования различных уровней, не претерпевших заметных текстурно-структурных изменений. К минеральным новообразованиям, характеризующим эту зону, относятся серицит (2—10 %), карбонат (5—10 %), очень редко хлорит (до 20 %). Серицитизации, хлоритизации подвержен, в основном, глинистый базис пород. Рассеянное органическое вещество подчеркивает слоистость и не претерпевает перераспределения. Алевропелитовые составляющие этой зоны характеризуются развитием прослоев, линз, конкреций, сложенных пиритом аллотриоморфно-зернистой структуры (I тип). В ядерных частях зерен под микроскопом нередко устанавливаются реликты марказита. Контурь сульфидных тел в целом конформны литологическим, нередко совместно с вмещающими породами подвержены донному взмучиванию. Пириты этого типа, выявляющие признаки седиментогенного и раннедиагенетического происхождения, выделяются: высокими средними содержаниями золота (1 г/т), меди (985 г/т), свинца (417 г/т), цинка (319 г/т), серебра (12,5 г/т), кобальта (233 г/т), никеля (152 г/т), мышьяка (300 г/т); наименьшими величинами микротвердости ($H_{ср} = 915$ кгс/мм²) и термоЭДС; электронным типом проводимости; Со/Ni-отношением, превышающим 1 (табл. 1).

Кварцево-жильные тела, представленные преимущественно редкими жилами лестничного типа и зонами сетчатого прожилкования, слабо или

Геохимическая характеристика пиритов различных морфологических типов рудных полей (содержание элементов приведены в г/т)

Элементы	I тип *			II тип			III тип			IV тип		
	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
Ni	152,2	51,69	47	109,2	0,23	34	75,5	0,11	54	235,7	173,3	56
Co	233,3	143,8	51	118,3	17,61	36	119,5	20,89	38	75,4	28,1	70
Cu	985,6	9079	97	106,7	0,30	100	85,5	0,19	74	651	0,39	121
Pb	416,7	650	40	178,8	308,7	98	155,5	50,58	46	273,6	0,69	196
Ag	12,44	204,8	115	1,29	2,03	110	1,87	2,54	85	7,369	0,59	110
Zn	318,9	537,1	47	194,2	104	165,5		172,1	79	6,76	0,27	93
Au	0,78	413	260	0,4	0,92	240	0,07	0,004	100	3,67	111,1	206
Co/Ni	1,5	—	—	1,1	—	—	1,6	—	—	0,3	—	—
As	900	—	—	1400	—	—	5200	—	—	3500	—	—

Примечание. Здесь и далее в таблицах подчеркнуты содержания элементов с логнормальным распределением \bar{X} — средние содержания, S — среднее квадратическое отклонение, V — коэффициент вариации, %. Количество определений в выборке составляет более 15. As — количественный спектральный анализ, ДВГИ АН СССР; Au — атомно-абсорбционный анализ, чувствительность $n \cdot 10^{-5}$ %, остальные элементы — спектральный полуколичественный анализ. Лаборатория ДВМСа.

вовсе не золотоносны. Главные минералы: кварц, альбит, карбонат, пирит. Температура декрепитации кварца 230–210 °С, пирита — 220–200 °С.

Хлоритовая зона метаморфизма отличается увеличением в составе пород доли хлорита (до 10 %), серицита (до 20 %) и появлением в составе грубозернистых пород альбита. Породам специфичны бластоалевролитовые, бластопсаммитовые, гранолещидобластовые структуры и сланцеватые текстуры. Преобразованиям подвержен как базис пород, так и обломочный материал. Зерна кварца интенсивно корродированы, почти не сохранили свои первичные очертания, в теневых участках зерен появляются специфические «бороды» регенерированного кварца, обусловленные, по представлениям многих исследователей [1, 4], динамотермальным метаморфизмом. Рассеянное органическое вещество хорошо подчеркивает систему квиважных трещин.

Сульфидная минерализация, развитая в этой зоне, представлена идиоморфно-бластическим пиритом (II тип). Кристаллы небольших размеров 1–5 мм, реже до 10 мм, близкие по форме несколько удлиненным по L_4 гексаэдрам, имеют чистые, без осложняющей штриховки, грани. Внешние контуры сульфидных образований и отдельные кристаллы пересекают границы слоев различного литологического состава. Заметно понижаются в пиритах II типа содержания элементов-примесей, за исключением мышьяка (см. табл. 1), повышаются значения микротвердости (1097 кгс/мм²), тип проводимости становится электронно-дырочным. Кварцево-жилы этого уровня имеют незначимую золотоносность. Главные минералы жил: кварц, альбит, карбонат, галенит, пирит, халькопирит, очень редко — арсенопирит, золото. Температура декрепитации (°С): кварца 260–200, пирита — 230–210, галенита — 220–200, арсенопирита — 140–120.

Альбит-мусковитовая зона выделяется более интенсивными преобразованиями пород. Помимо серицита, хлорита в составе алевропелитов существенная роль принадлежит новообразованиям мусковита (2–3 %), песчаников — альбита (5–7 %). Структуры пород бластические, текстуры сланцеватые. Рассеянное органическое вещество растащено по квиважным трещинам, образуя тонкоразветвленные, прихотливой формы образования. Широко развит процесс переотложения вещества в теневых участках.

Сульфидные образования сложены крупными (до 3 см) идиоморфными кристаллами пирита с оторочкой шестоватого кварца с идеально

чистыми, без штриховки, гранями (III тип). Кристаллы пирита имеют форму ромбогексаэдров, призм, удлинённых по оси L_4 или L_2 и ориентированных, как и шестоватые агрегаты кварца в оторочках, по кливажу. Пирит этого типа выделяется минимальными содержаниями элементов-примесей, кроме мышьяка (см. табл. 1). Повышается значение микротвёрдости (до 1158 кгс/мм²), термоЭДС, тип проводимости существенно дырочный. Co/Ni-отношение больше единицы.

Благоприятные для локализации золотокварцевого оруденения горизонты характеризуются наибольшей насыщенностью жильными образованиями и их значимой продуктивностью. Основные минералы: кварц, альбит, карбонат, золото, галенит, арсенопирит, пирит, сфалерит, блеклые руды, халькопирит (?). Температуры декрепитации (°C): кварца 460—430, 300—260, арсенопирита — 300—260, галенита — 270—250, 230—200, пирита — 220—200, золота — 230—210, сфалерита — 200. Здесь же следует охарактеризовать типоморфные свойства пирита жильных тел, выделенного нами как IV морфологический тип и представленного кристаллами кубической формы, с ясно выраженной штриховкой на гранях. Пириты IV достаточно хорошо обособляются от пиритов I—III более высокими содержаниями золота, цинка, никеля, мышьяка и пониженными — серебра, меди, кобальта. Соответственно, наименьшим единицы оказалось в них отношение Co/Ni — 0,3 (0,003—0,5). Тип проводимости электронно-дырочный, значения термоЭДС и микротвёрдости наибольшие [6].

Постдиagenетические преобразования сопровождаются также и значительным перераспределением петрогенных компонентов в разрезе УТТ рудных полей, что наиболее отчетливо выделяется на примере щелочей. При переходе от серицитовой к альбит-мусковитовой зоне в песчаниках увеличивается содержание Na_2O , в алевропелитовых составляющих ритмопачек — K_2O . Соответственно в этих же породах происходит уменьшение содержания K_2O и Na_2O . То есть, увеличение одного из компонентов в породе сопровождается уменьшением другого, как бы происходит дифференциация щелочей в системе песчаники-алевропелиты. Интенсивность этого процесса, почти незаметная в породах серицитовой зоны, с увеличением степени метаморфизма заметно возрастает. Еще более контрастно процесс дифференциации щелочей проявляется в локальных зонах околожильного метасоматоза. В то же время сумма щелочей в каждой конкретной литологической разновидности в пределах метаморфической колонки остается величиной постоянной. Достаточно хорошо эти особенности и направленность дифференциации щелочей устанавливается при использовании петрохимических модулей КМ, НМ, НМ + КМ и ЦМ (рис. 2).

Заметно перераспределяются в породах окисное и закисное железо. В алевропелитах или песчаниках с возрастанием степени метаморфических преобразований, независимо от состава пород, содержания Fe_2O_3 увеличиваются, FeO уменьшаются, соответственно понижается и отношение FeO/ Fe_2O_3 (закисный модуль) до 0,52. Интересно отметить, что в алевропелитах такая дифференциация происходит при постоянных средних содержаниях суммарного железа, в песчаниках эта величина несколько изменчива.

Устанавливаемый характер дифференциации Fe_2O_3 —FeO при метаморфизме нарушается в зонах локального метасоматоза, сопровождающего кварцево-жильные зоны. В частности, песчаники альбит-мусковитовой зоны содержат более высокие, по отношению к таковым серицитовой и хлоритовой зон, количества FeO.

Золото и другие малые элементы проявляют в процессе метаморфических преобразований различную подвижность. Однозначно интерпретируется поведение золота, серебра, марганца, кобальта. Содержания золота и серебра в алевропелитах с увеличением степени преобразований четко понижаются, а остальные — направленно возрастают (табл. 2).

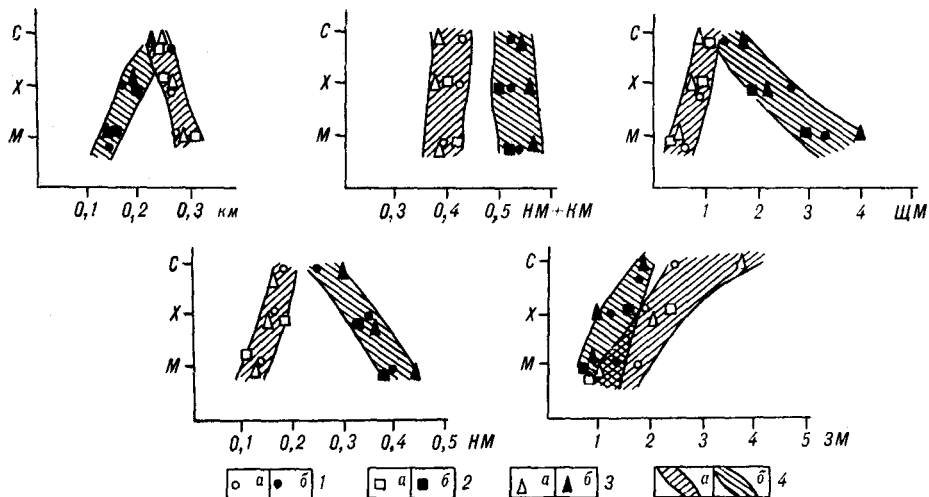


Рис. 2. Графики изменения петрохимических модулей в различных зонах метаморфизма.

1—3 — фигуративные точки алевролитов (а) и песчаников (б) трех рудных полей; 4 — контуры полей значений модулей алевролитов (а) и песчаников (б). М, X, С — зоны метаморфизма (М — мусковитовая, X — хлоритовая, С — серицитовая). Модули: ШМ = $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, КМ = $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, НМ = $\text{N}_2\text{O}/\text{A}_2\text{O}_3$; НМ + КМ = $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$; ЗМ = $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$.

В сравниваемых выборках алевропелитов ближайших метаморфических зон различия средних содержаний золота, серебра, проверенных по *F*-критерию Стьюдента, всегда оказываются значимыми. Средние содержания золота в алевропелитах серицитовой зоны от 3 до 7 раз превышают его кларк в глинах. В альбит-мусковитовой зоне коэффициент концентрации золота равен или меньше 1 (см. табл. 2).

Таким образом, концентрация золота в алевропелитах при переходе от серицитовой к альбит-мусковитовой зоне понижается почти на порядок, серебра — до 6 раз. В то же время песчаники, вмещающие золотосные жилы, характеризуются накоплением почти всего спектра рассматриваемых элементов. Наибольшие значения коэффициента концентрации при этом выявляются для золота (до 44), серебра (до 27), кобальта (до 16), марганца (до 69). Причем повышенные содержания золота устанавливаются не только вблизи контактов золотосных жил, но и во всей пачке песчаников. В алевропелитовых породах, контролирующих жилонмещающие песчаники, напротив, содержания золота ниже порога чувствительности химического анализа ($8 \times 10^{-8} \%$). Песчаники серицитовой зоны метаморфизма заметно обеднены золотом, серебром, содержания которых близки к кларковым (табл. 3). Вероятно, дополнительного привноса элементов при рудообразовании в этом случае почти не происходит. Косвенным доказательством является и стерильность кварцевожильных зон этих уровней по отношению к золоту и отсутствие в них минералов продуктивных ассоциаций.

Подобный характер распределения с некоторыми исключениями является также для ванадия, хрома, меди, стронция. Средние содержания других элементов в целом по разрезу более или менее близки.

Органический углерод заметно выносится из пород, претерпевших наибольшие преобразования, причем интенсивность этого процесса достаточно высокая. Несколько противоречивым оказывается его поведение в околожильных зонах локального метасоматоза, выявляя весьма сложный характер распределения. Здесь, наряду с дисперсным и детритным органическим веществом, широко распространены перемещенные формы, выполняющие трещины кливажа, межслоевые отслоения.

В большинстве случаев породы непосредственно на контакте с кварцевыми жилами обеднены $\text{C}_{\text{орг}}$, на удалении — несколько обогащены, с формированием кварц-шунгитовых обособлений. Подобные кварц-шунгитовые обособления, нередко конформные микроскладчатым структурам

Геохимическая характеристика алевропелитов по метаморфическим зонам

Элементы	Кларк в глинах по К. Таряну, К. Велеполю (1961), $n \cdot 10^{-4}$ %	Серицитовая зона			Хлоритовая зона			Альбит-мусковитовая зона		
		\bar{X}	V	КК	\bar{X}	V	КК	\bar{X}	V	КК
Au	1	7,4	52	7,4	2,4	80	2,4	1,1	30	1,1
Ag	0,07	0,14	48	2	0,11	30	1,6	0,05	42	0,71
Mn	850	1320	32	1,6	1579	31	1,86	1362	36	1,6
Ni	68	9,6	47	0,14	13,7	62	0,2	12	32	0,18
Co	19	8	55	0,43	8,3	26	0,44	9,7	31	0,51
Ti	4600	2666	20	0,58	3062	25	0,67	2954	33	0,64
V	130	99,6	36	0,77	100	43	0,77	100	36	0,77
Zr	160	108	33	0,67	89	21	0,56	134	39	0,84
Cu	45	16,2	47	0,36	14	44	0,31	16,5	45	0,37
Pb	20	19,1	46	0,96	27	40	1,35	32	45	1,6
Zn	95	123	65	1,3	116	52	1,22	120	2	1,26
Ba	580	362,5	31	0,63	426	0,33	0,73	346	34	0,6
Sr	30	127	25	4,2	108	32	3,60	104	27	3,5
P	700	1070	40	1,57	1064	45	1,52	1141	32	1,63
Cr	90	55	22	0,61	47	24	0,52	47	16	0,52

Примечание. \bar{X} — среднее содержание; V — коэффициент вариации, %. КК — коэффициент концентрации; содержания золота приведены в мг/г (местный фон золота алевропелитов рудных полей по 250 анализам составляет 2,2 мг/г; Au — спектрохимический анализ, чувствительность $n \cdot 10^{-7}$ %, ЦЛ ПГО Дальгеология, другие элементы — спектральный полуколичественный анализ по двойной методике. Лаборатория ДВМСа.

Таблица 3

Геохимическая характеристика песчаников по метаморфическим зонам

Элементы	Кларк в песчаниках по К. Таряну, К. Велеполю, (1961) в $n \cdot 10^{-4}$ %	Серицитовая зона		Альбит-мусковитовая зона		
		\bar{X}	КК	\bar{X}	V	КК
Au	1	1,9	1,9	43,9	89	43,9
Ag	0,01	0,008	0,8	0,27	34	27
Co	0,3	4,0	13	4,7	36	16
Ni	2	7,4	3,7	7,9	23	3,9
Cu	1—10	12,4	1,2	20,4	45	2,4
Zn	16	24,4	1,5	39,4	32	2,46
Pb	7	10,4	1,5	26,8	23	3,69
V	20	69	3,45	56,3	29	2,82
Cr	35	121	3,5	239	60	6,83
Sc	1	5,6	5,6	5,2	10	5,2
Li	15	50	3,3	15,2	14	1,01
Mn	1—10	880	88	689	26	68,9
P	170	420	2,5	684	50	4,02
Ba	1—100	360	3,6	205	44	2

Примечание. Содержания золота приведены в мг/г.

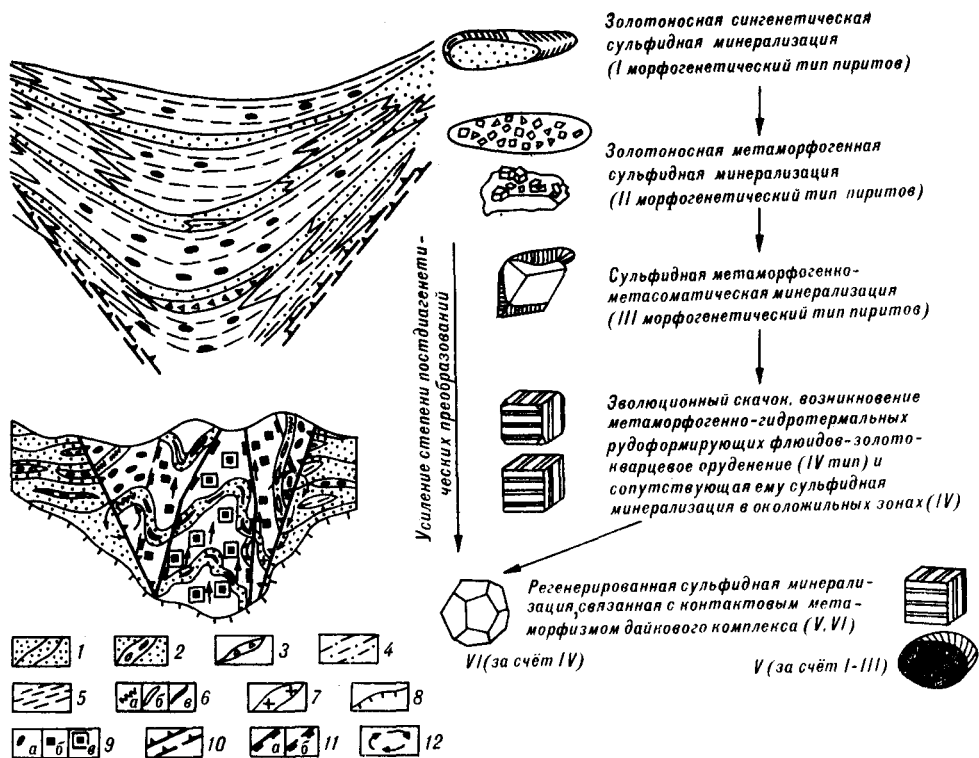


Рис. 3. Модель формирования золотокварцевого оруденения.

1 — существенно песчаниковая толща; 2 — горизонты грубозернистых пород; 3 — линзы конгломератов, конглобрекчий; 4 — алевропесчаники; 5 — алевропелиты; 6 — кварцевые тела (а — незолотоносные, б — слабозолотоносные, в — имеющие практический интерес); 7 — дайки лампрофиров; 8 — стратиграфический уровень рудовещающей толщи; 9 — тины пиритов (а — конкреции, линзы мелкозернистого пирита, б — кристаллический пирит, в — крупнокристаллический с оторочкой кварца); 10 — разрывные нарушения, конседиментационные, ограничивающие палеовпадины; 11 — границы зон метаморфизма (а — альбит-мусковит-хлоритовая, б — серицит-хлоритовая); 12 — пути миграции рудовещающих флюидов.

и окаймляющие жильные зоны, известны только в породах хлоритовой или альбит-мусковитовой зоны метаморфизма.

IV. Модель формирования оруденения. Строение флюидных УТТ, изменчивость их текстурных особенностей, мощностей, реконструкция состава пород, степень дислоцированности, положение кварцево-жильных тел, характер эволюции типоморфных свойств пирита и дифференциации петрогенных и рудогенных компонентов в системе песчаники—алевропелиты позволяют понять условия формирования стратиформного золотокварцевого оруденения.

На седиментационном этапе в локальных палеовпадинах узких линейных трогов (тектонических блоков) накапливается мощная ритмично построенная углеродисто-терригенная толща турбидитовой природы. В наиболее глубоководных частях палеовпадин с благоприятной восстановительной обстановкой и концентрацией продуктов подводных газогидротерм удаленного вулканизма происходит обогащение осадков натрием, золотом, медью, мышьяком и накопление сингенетичных слабозолотоносных сульфидов, что определяет в этот период границы потенциальных рудных полей.

На инверсионном этапе интенсивные дислокации в пределах линейных троговых зон и сопутствующий динамотермальный метаморфизм, с одной стороны, способствуют мобилизации, переносу активизированными поровыми растворами рудного вещества и его локализации, с другой — формированию в горизонтах грубозернистых пород и наиболее гетерогенных частях разреза складчатых разрывов (трещины отрыва, скола, срыва, межслоевого отслоения, кливажа), выступающих впоследствии как структурно-литологические ловушки. Такое представление под-

черкивается поведением петрогенных и рудогенных элементов, появлением эволюционного ряда пиритов с возрастанием степени динамотермального метаморфизма (рис. 3). Причем, если на ранних этапах преобразования с появлением пиритов II—III типов преобладают метаморфогенно-метасоматические процессы, то золотокварцевые жилы и пириты IV типа формируются в типичной гидротермальной системе. Заимствование рудного вещества происходит за счет продуктивных алевропелитовых составляющих и сингенетичной сульфидной минерализации. Этому не противоречат идентичность состава газов, спектра микроэлементов в пиритах I—IV типов и сродство жилотформирующего метаморфогенного флюида, имеющего, по данным водных вытяжек, бикарбонатно-хлоридно-щелочной состав, с геохимическими особенностями алевропелитов. Причем проведенные подсчеты показывают, что при преобразованиях условий альбит-мусковитовой зоны динамотермального метаморфизма только из сульфидов УТТ высвобождается достаточное для формирования среднего месторождения количество вещества [6].

Предложенная модель позволила авторам успешно продолжить исследования стратиформных месторождений УТТ миогеосинклиналей Востока СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В. А. *Метаморфизм и рудообразование*. — М.: Недра, 1982.
2. Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. *Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях*. — М.: Наука, 1978.
3. Гринберг Г. А., Базарев А. Г., Гамянин Г. Н. и др. *Гранитоиды Южного Верхоянья*. — М.: Наука, 1970.
4. Жабин А. Г. *Онтогенез минералов. Агрегаты*. — М.: Наука, 1979.
5. Константинов М. М., Косовец Т. Н., Орлова Г. Ю. и др. *Факторы локализации стратиформного золотокварцевого оруденения // Геология руд. месторождений*. — 1988. — Т. XXV, № 5. — С. 59—69.
6. Мирзаханов Г. С. *Морфогенетические особенности пиритов в метаморфизованных углеродисто-терригенных толщах (на примере Южно-Верхоянского синклинория) // Рудоносность Приамурья/АмурКНИИ. ДВО АН СССР*. — Владивосток, 1987. — С. 39—44.
7. Паталаха Е. Н. *Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение)*. — М.: Недра, 1985.
8. Петтиджон Ф. *Осадочные породы/Под ред. И. М. Симановича, П. П. Тимофеева*. — М.: Недра, 1981.
9. Предковский А. А. *Реконструкции условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия*. — Л.: Наука, 1980.
10. Романовский С. И. *Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез*. — Л.: Недра, 1985.
11. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. *Химическое строение земной коры // Геохимия*. — 1967. — № 11. — С. 1285—1310.
12. Ручкина Ю. Р. *Литофация золотоносных черносланцевых толщ — индикаторы среды рудообразования // Сов. геология*. — 1990. — № 3. — С. 32—41.
13. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. *Время и условия образования согласных золотокварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеан. геология*. — 1985. — № 4. — С. 52—58.
14. Симанович И. М. *Кварц песчаных пород*. — М.: Наука, 1978.
15. Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцеллев В. В. *Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР*. — М.: Наука, 1988.
16. Юдович Я. Э. *Региональная геохимия осадочных толщ*. — Л.: Наука, 1981.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 549.74 : 553.044 + 553.411(571.56)

Ю. Р. Ручкина, И. С. Неменман

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТОПОМИНЕРАЛОГИИ КАРБОНАТОВ ЮГА АЛЛАХ-ЮНЬСКОЙ ЗОНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Показано широкое развитие в терригенных породах и гидротермалитах карбонатов железомagneзиального и, в подчиненном количестве, кальциевого рядов. Установлена последовательность выделения карбонатов с изменением состава от раннего сидерита через анкерит и доломит к манганокальциту и позднему сидериту. На площадях, соответствующих месторождениям, выявлена локализация процесса карбонатообразования от ранних стадий к поздним. Доказывается обусловленность последовательности процесса карбонатообразования кислотно-основной эволюцией гидротермальных растворов с отложением карбонатов в ходе первой и второй щелочных волн по Д. С. Коржинскому. Предлагается использовать установленную закономерность локализации процесса карбонатообразования при планировании поисков руд золотокварцевой малосульфидной формации.

Карбонаты, будучи минералами переменного состава, могут формироваться при разнообразных геологических процессах с широким диапазоном физико-химических условий. Эта особенность карбонатов в совокупности с их площадным распространением в пределах золотоносных территорий, приуроченных к углеродисто-терригенным толщам, дает возможность использовать минеральные формы карбонатов в качестве индикаторов среды рудообразования.

Исследование карбонатов было проведено в пределах Юрско-Бриндакитского рудного узла (ЮБРУ), расположенного на юге Аллах-Юньской структурно-металлогенической зоны, приуроченной к западной пресеттедабанской части Южно-Верхоянского синклиория (рис. 1). Углеродисто-терригенные толщи ЮБРУ вмещают месторождения Юр, Дуэт, Фин и Некур, представленные стратиформными жилами золотокварцевой малосульфидной формации.

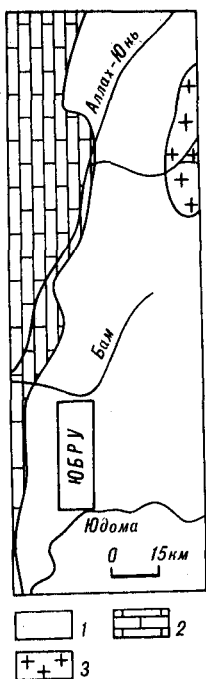
Геология и золотоносность ЮБРУ рассматривались в работах П. А. Строны, В. А. Слезко, М. К. Силичева, М. М. Константинова и других исследователей. Литологически углеродисто-терригенные флишеидные отложения верхнекаменноугольно-нижнепермского возраста представлены преимущественно алеволитами при подчиненной роли песчаников. Пласты смяты в крутые линейные складки субмеридионального простирания и прорваны единичными дайками мезозойских лампрофиров среднего состава.

Характер ассоциаций кластогенной составляющей терригенных пород и новообразованных минералов, широкое развитие секущего слоя кливажа свидетельствуют о слабом региональном метаморфизме пород в условиях начальных стадий метазенеза (по схеме [5]), усиливающегося к северу ЮБРУ.

Характерно также наличие в породах новообразованного биотита, мелкие чешуйки и агрегаты которого располагаются дискордантно по отношению к метазенетической сланцеватости. Его сонахождение с гидрослюдой свидетельствует о повторном кратковременном метаморфизме пород под воздействием нескрытых интрузий, предполагаемых по геофизическим данным и результатам термобарогеохимических исследований [2].

Рис. 1. Геологическая позиция объекта исследования.

1 — верхнепалеозойские терригенные отложения Южно-Верхоянской структурно-формационной зоны; 2 — нижне-среднепалеозойские карбонатные отложения Сетте-Дабанской структурно-формационной зоны; 3 — мезозойские гранитоиды.



В процессе исследований было установлено широкое развитие на территории ЮБРУ карбонатов, встречающихся как в породах терригенного комплекса, так и в залегающих среди них кварцевых жилах. Основное внимание было уделено исследованию форм выделения карбонатов, их состава, ассоциаций и последовательности образования.

Карбонаты в терригенных породах образуют примесь в цементе, вкрапленность отдельных достаточно крупных зерен, микропрослой (линзы), в которых их содержание повышается до 50—60 % объема.

Основными методами исследования состава карбонатов были оптический (измерение показателей преломления) и химический (прокрашивание открытых шпифов по методу [6]).

В результате проведенного исследования карбонатов было установлено, что они представлены преимущественно магнизиально-железистым рядом (сидерит, анкерит, доломит) и лишь незначительную часть их составляют карбонаты кальциевого ряда (манганокальцит, железистый кальцит). Ниже дается описание всех разновидностей карбонатов в порядке, близком к последовательности их образования.

Сидерит-I (ранний) установлен по всей площади ЮБРУ в виде рассеянной вкрапленности в цементе песчаников и алевролитов в количестве от единичных зерен до 1—2 % (рис. 2, а—г, к). Иногда наблюдаются отдельные прослой, в которых его содержание увеличивается до 10 %. Зерна сидерита-I изометричные, ромбовидные, субкристаллической формы.

Анкерит распространен так же широко, как и сидерит. Он характеризуется неравномерным распределением в виде редких рассеянных в цементе песчаников зерен, в форме прослоев, линз с четко выраженными границами, которые согласны со слоистостью и послойным кливажем (см. рис. 2, а—ж). Анкерит в таких линзах развивается часто в ассоциации с новообразованиями альбита и кварца в количестве до 40—60 %. При этом в виде примесей отмечаются доломит и ранний сидерит. Образование альбит-кварц-карбонатных линз, по-видимому, связано с перекристаллизацией и переотложением карбонатов по послойно-кливажному трещинам. На это указывает также развитие уплотненных вытянутых зерен анкерита, ориентированных вдоль кливажных трещин в алевросланцах.

В цементе песчаников анкерит обычно образует пойкилобластовые, часто полисинтетически сдвойникованные зерна, захватывающие и корродирующие обломочный кварц, полевой шпат, мусковит.

Анкерит имеет сложные взаимоотношения с сидеритом-I. Изометричные и ромбовидные зерна сидерита часто заключены в анкеритовую оболочку. При этом анкерит иногда проникает по трещинам спайности внутрь сидерита, образует полные псевдоморфозы по нему. В анкерите встречаются псевдокристаллы сидерита с пилообразными ограничениями (см. рис. 2, в, г). На контакте двух минералов анкерит, содержащий включения сидерита, сам приобретает метакристаллическую форму (см. рис. 2, а). Наблюдаются мелкие выделения анкерита изометричных очертаний, приуроченные к пересечению микротрещин.

Все изложенное свидетельствует о более позднем образовании анкерита относительно сидерита-I.

Доломит распространен гораздо меньше по сравнению с сидеритом-I и анкеритом. Он образует в основном изометричные, призматические и ромбоэдрические зерна совместно с анкеритом (см. рис. 2, з). Выделяются

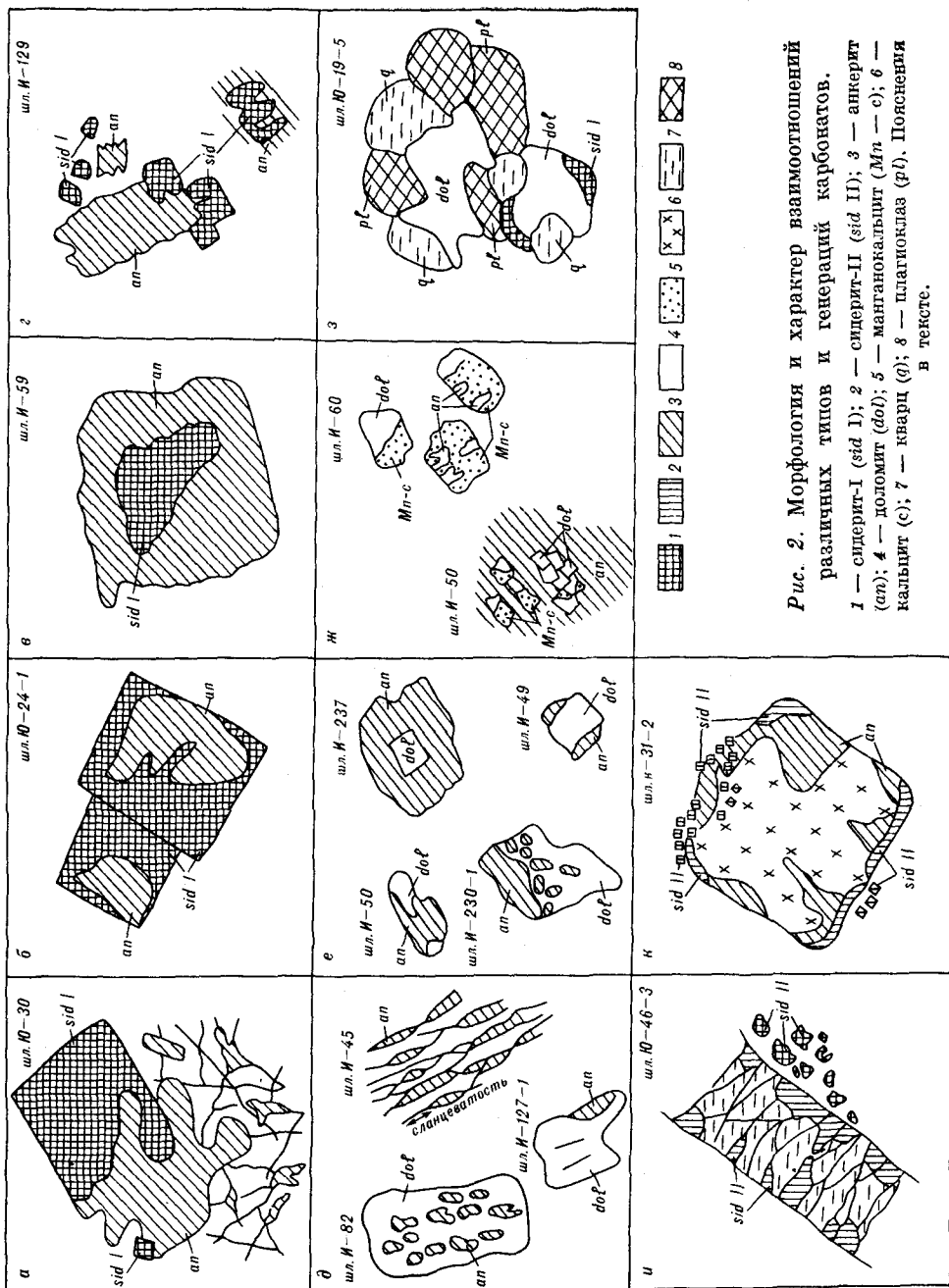


Рис. 2. Морфология и характер взаимоотношений различных типов и генераций карбонатов. 1 — сидерит-I (sid I); 2 — сидерит-II (sid II); 3 — анкерит (an); 4 — доломит (dof); 5 — манганокальцит (Mn-c); 6 — кальцит (c); 7 — кварц (q); 8 — плагиоклаз (pl). Пояснения в тексте.

отдельные прослои и линзочки, в которых карбонат, представленный почти одним доломитом, составляет до 60 % объема породы.

Часто наблюдается обрастание реликтов сидерита-I доломитом с хорошо выраженными кристаллографическими формами, что свидетельствует о более позднем образовании доломита.

Взаимоотношения доломита с анкеритом сложные, часто однозначно не интерпретируемые. Наблюдались случаи их соприкосновения без признаков замещения, взаимопроникающие сростания (см. рис. 2, е), замещение анкерита доломитом по периферии с образованием в поле анкерита мелких ромбоэдров доломита (см. рис. 2, д, е). Изредка наблюдалось зональное изменение состава зерен карбоната от анкерита к доломиту через переходные типы карбонатов смешанного состава. Анкерит в крупных зернах доломита присутствует в реликтовой форме в виде мелких, разрозненных изометричных и каплевидных выделений, субсогласных направлению спайности (см. рис. 2, д).

Приведенные наблюдения свидетельствуют как о близкоодновременном образовании анкерита и доломита, так и, в основном, о более позднем образовании последнего.

Манганокальцит встречается значительно реже, как правило, совместно с анкеритом, образуя при этом внутри отдельных зерен анкерита мелкие (0,01—0,03 мм) изометричные или ограниченные выделения. Наблюдается внедрение манганокальцита в анкерит по трещинам спайности. В крупных (более 0,1 мм) кристаллах манганокальцита установлены реликты анкерита в виде островков, форма которых подчиняется направлению трещин спайности манганокальцита (см. рис. 2, ж), что свидетельствует о более позднем образовании манганокальцита.

Сидерит-II (поздний) имеет локальное распространение и наблюдается, как правило, в кварцевых жилах и их зальбандах. Если во вмещающих породах мелкие, частично окисленные ромбоэдры сидерита-II рассеяны равномерно, то в кварцевой жиле он тяготеет к зальбандам, где образует крупные кристаллические выделения (см. рис. 2, и) и прожилки. Зерна сидерита имеют изометричную, неправильную, реже — ромбовидную субкристаллическую форму. Наблюдалось развитие мелких субкристаллических и неправильных выделений сидерита-II по анкериту (см. рис. 2, к). Непосредственные взаимоотношения сидерита-II с другими карбонатами не установлены.

Кальцит выполняет нитевидные прожилки и просечки совместно с кварцем, образует вблизи таких прожилков псевдоморфозы по ранним карбонатам (см. рис. 2, к). Все это характеризует кальцит как самое позднее образование из рассмотренных карбонатов. Железистый кальцит встречается спорадически в тех же ассоциациях и образует те же формы, что и кальцит.

Исходя из установленных взаимоотношений карбонатов предполагается следующая общая последовательность их образования в пределах ЮБРУ:

сидерит-I → анкерит → доломит → манганокальцит → сидерит-II → кальцит (железистый кальцит).

Сонахождение разных карбонатов в породах позволило выделить ассоциации их площадного развития:

анкеритовая,
анкерит-доломитовая,
сидерит-I-анкерит-доломитовая,
сидерит-I-доломитовая,
сидерит-I-анкеритовая.

К этим ассоциациям, по-видимому, в зависимости от локальных условий развития процесса, вместе или порознь могут добавляться манганокальцит, сидерит-II и кальцит.

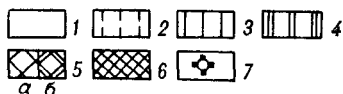
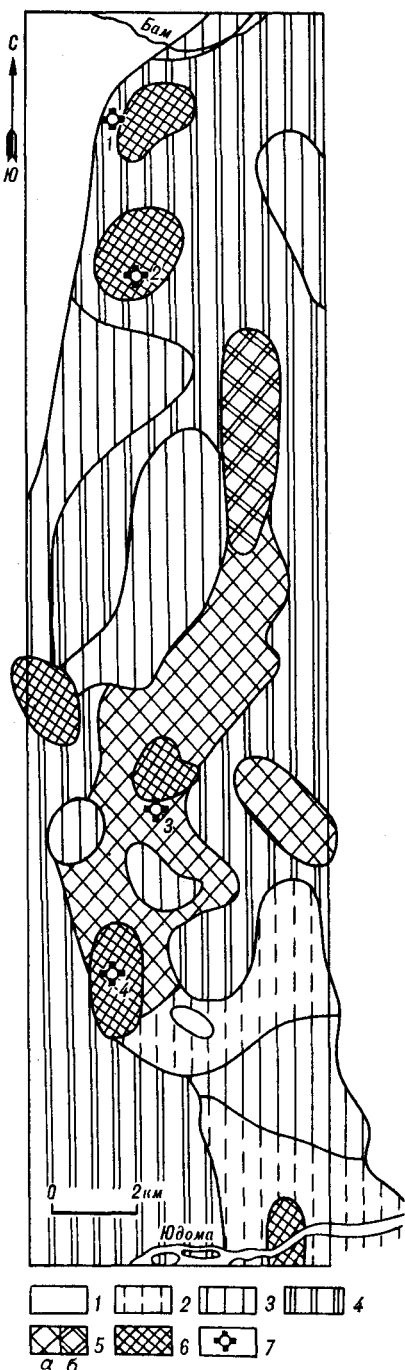
На карту были вынесены перечисленные ассоциации и околтурены площади их преимущественного развития (рис. 3). На этом рисунке видно, что поля развития определенных ассоциаций карбонатов образуют пест-

Рис. 3. Схема распространения ассоциаций карбонатов Юрско-Бриндакитского рудного узла. Заштрихованы поля ассоциаций: 1 — анкеритовая; 2 — доломит-анкеритовая; 3 — сидерит-I-доломитовая; 4 — сидерит-I-анкеритовая; 5 — сидерит-I-доломит-анкеритовая (а), то же с манганокальцитом (б); 6 — поле совместного развития всех вышеперечисленных ассоциаций, включающих, кроме того, манганокальцит, сидерит-II и кальцит (железистый кальцит); 7 — месторождения (1 — Некур, 2 — Фин, 3 — Юр, 4 — Дуэт).

рую картину распределения. Отдельные ее элементы вытянуты в меридиональном направлении согласно с общим планом складчатых и разрывных структур. Стратиграфические контакты не контролируют границы полей развития ассоциаций карбонатов. Более того, они часто имеют секущие взаимоотношения. Не намечается также выдержанной последовательности в чередовании ассоциаций карбонатов в пространстве, что, по-видимому, указывает на крайнюю неустойчивость факторов, контролирующих их образование во времени в целом. Характерно уменьшение полей развития карбонатов от сидерита-I к железистому кальциту, что свидетельствует о локализации процесса к завершению цикла карбонатообразования. При этом локализация идет в направлении к шести выявленным по характеру ассоциаций карбонатов участкам, четыре из которых тяготеют к известным месторождениям (Дуэт, Юр, Фин и Некур).

В локальном плане зональность в изменении состава карбонатов наблюдается по отношению к золотокварцевым жилам. По мере удаления от жилы во вмещающие породы железистость карбонатов убывает. Так, на месторождении Фин в висячем и лежащем боку золотоносных жил в 10—15 см от зальбандов в песчаниках и алевролитах преобладает доломит. С приближением к жиле в доломитовых кристаллах появляются мелкие включения анкерита. В 1,5—2 м от зальбандов уже преобладает анкерит, на фоне которого в экзоконтакте зоны интенсивного кварцевого прожилкования наблюдаются мелкие разрозненные ромбоэдри сидерита-II с лимонит-гематитовыми оторочками. В зальбандовой части жилы сидерит-II образует прожилковые выделения. На основании выше изложенного и по аналогии с другими районами [1] можно предполагать, что сидерит-II образовался в результате перетложения осадочно-диагенетических и метаморфических железомagneзильных карбонатов (сидерита-I и анкерита) в связи с околожилным метасоматозом.

Таким образом, в карбонатообразовании ЮБРУ условно выделяется три основных этапа. Сидерит-I, судя по его реликтовым формам, интенсивному замещению его более поздними минералами и практически повсеместному распространению, является, по-видимому, наиболее ранним, дометаморфическим и связанным с осадочно-диагенетическим процессом. Образование анкерита, доломита и манганокальцита скорее всего обус-



ловлено его перекристаллизацией и переотложением карбонатов в метаморфический этап. Жильные и околожильные карбонаты, представленные сидеритом-II, железистым кальцитом и, частично, анкеритом, связаны с метасоматической проработкой в околожильных зонах.

Процесс карбонатообразования, будучи региональным на ранних этапах (диагенез, метаморфизм), к своему завершению локализовался на ограниченных площадях, где развиты поздние ассоциации карбонатов, пространственно сопряженные с золотоносными жилами.

Для понимания места карбонатообразования в общем процессе преобразования пород уместно вспомнить факт широкого развития карбонатов по всему разрезу зонально метаморфизованного верхоянского комплекса Аллах-Юньской зоны, в том числе ниже изограды биотита (И. В. Кунаев и др., 1976 г.). При этом в названном исследовании приводятся данные, свидетельствующие о том, что к северу от ЮБРУ в ставролитсодержащих породах бассейна рек Тарбаганах и Кулаха карбонаты образуются в последовательности кальцит—железистый доломит — анкерит. То есть, общая тенденция отложения карбонатов в высокометаморфизованных породах в принципе иная по сравнению с породами ЮБРУ, измененными на уровне метатенеза.

Причина такого расхождения, очевидно, кроется в направленности изменения РТХ-условий преобразования пород в период карбонатообразования. Для оценки этих условий, исходя из имеющихся данных, представляют интерес некоторые опубликованные результаты изучения петрологии карбонатсодержащих пород [4, 7, 8]. Так, температуры стабильности карбонатов в значительной мере зависят от их типа, состава вмещающих пород и фуггитивности CO_2 . Сидерит является стабильным до 350—400 °С, а при более высоких температурах поле его стабильности резко сужается в связи с повышением летучести кислорода. К примеру, в районе золоторудного месторождения Хоумстейк (Канада) установлено повышение кальциевости карбонатов с усилением метаморфизма. Важным критерием стабильности карбонатов при определенных температурных условиях является отношение Fe : Mg : Ca. При этом их стабильности благоприятствует низкое содержание железа. Данное отношение в породах ЮБРУ составляет 1 : 0,3 : 0,6 и близко к таковому в анкерите — одном из наиболее распространенных карбонатов.

Кроме того, как показано В. А. Жариковым [3], не менее важным фактором стабильности минералов, в том числе карбонатов, в гидротермальном процессе является кислотность—основность гидротермальных растворов. Согласно рассчитанным им кислотно-основным характеристикам минералов, условный потенциал ионизации в ряду сидерит—анкерит—доломит—кальцит уменьшается в последовательности 221;0—199,5—195,0—187,0 ккал/моль. Такое изменение потенциала ионизации, отнесенное к последовательности выделения карбонатов в Аллах-Юньской зоне и, в частности, в ЮБРУ, отвечает эволюции гидротермальной системы в направлении увеличения основности гидротермальных растворов в породах стадии метатенеза и повышения кислотности в породах ставролитовой ступени. При этом устойчивость сидерита-I отвечает, для данного уровня эрозионного среза, началу второй щелочной стадии эволюции гидротермальной системы (по Д. С. Коржинскому). Отложение сидерита-II в кварцевых жилах вполне объяснимо с точки зрения кислотно-основной характеристики кварца (227,5 ккал/моль), близкой к таковой у сидерита (221,0 ккал/моль).

Таким образом, можно заключить, что карбонатообразование в ЮБРУ происходило в три условно выделяемых этапа: диагенетический, метаморфический и гидротермальный. Диагенетическому этапу, по-видимому, отвечает образование раннего сидерита-I. Метаморфический этап, включая эпигенез и ороговикование, сопровождался, судя по устойчивости ассоциаций с сидеритом, повышением температуры (до 400 °С) и основности гидротермальных растворов, что привело к отложению анкерита, доломита и манганокальцита. Собственно гидротермальный этап

начался с инверсии температуры в связи с началом регрессивной стадии и повторного повышения на ее фоне основности гидротермальных растворов. Он сопровождался совместным отложением на ранних стадиях кварца и сидерита, а в дальнейшем, с увеличением кислотности растворов, и рудных компонентов.

Карбонатообразование в ставролитсодержащих метаморфических породах бассейна рек Тарбаганах и Кулаха происходило при более высоких, по сравнению с ЮБРУ, температурах при возрастании кислотности растворов, что отвечает первой щелочной стадии эволюции гидротермальной системы.

Кальцит и его разновидность железистый кальцит, судя по наиболее распространенным секущим взаимоотношениям с ранними карбонатами и преимущественно прожилковой форме выделения, по-видимому, относится к самостоятельному гидротермальному этапу, связанному со становлением мезозойских даек. В связи с этим прямого генетического смысла его происхождение в ряду карбонатообразования ЮБРУ не имеет.

Участки ЮБРУ, по площади отвечающие месторождениям стратиформных жил золотокварцевой малосульфидной формации, в отличие от безрудных площадей, характеризуются наличием полнопроявленного цикла карбонатообразования, включающего этапы диагенеза, метаморфизма и рудообразования. Выявление и оконтуривание таких участков при поисковых работах будет способствовать более эффективному опосредованному перспективных территорий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В. А., Кащеева Т. В., Хмелевская Н. М. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения (Патомское нагорье) // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 169, № 3.— С. 405—408.
2. Буряк В. А., Неменман И. С., Бердников Н. В. и др. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов месторождений золотокварцевой формации Аллах-Юньской зоны // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 3.— С. 62—69.
3. Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений.— 1967.— Т. IX, № 5.— С. 75—89.
4. Уолф М. Х., Истон А. Дж., Уорн С. Методы исследования карбонатных скелетов, минералов и горных пород // Карбонатные породы. Т. 2.— М.: Мир, 1971.— С. 189—261.
5. Шванов В. Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ (Южный Тянь-Шань).— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 1983.
6. Штеренберг Л. Е., Гречин В. А., Соловьев А. А. и др. К методике прокрашивания карбонатных пород // Литология и полезн. ископаемые.— 1972.— № 5.— С. 146—148.
7. Эссен Э. Дж. Карбонатные твердые растворы и взаимная растворимость их конечных членов (применительно к геологической термобарометрии) // Карбонаты. Минералогия и химия.— М.: Мир. 1987.— С. 103—127.
8. Phillips G. N. Interpretation of Big-bell/Hemlo-type gold deposits: precursors, metamorphism, melting and genetic constraints // Transactions of Geologic. Soc. of South Africa.— 1985.— N 88.— P. 159—173.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 553.491.8 : 551.26(571.6)

А. А. Майборода

ПЛАТИНОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Предлагается классификация платиноносных мафит-ультрамафитовых формаций на примере юга Дальнего Востока. Наряду с общегеологическими мафитовыми формациями выделяются конкретные породные ассоциации, с которыми сопоставляются платиноидные рудные формации. Учитываются окисно-силикатный и сульфидный типы минерализации и поэлементная специализация выделяемых формаций. Рассматриваются конкретные структурные элементы юга Дальнего Востока, условия и формы распространения в их пределах платиноносных мафитовых и ультрамафитовых формаций.

Повышенный интерес к платинометалльной проблеме в 70-х гг. отразился не только на поисках и разработке месторождений металлов платиновой группы (МПГ), но и подтолкнул научно-исследовательские силы к теоретическим работам в области платинометалльного рудно-формационного анализа. На территории Дальнего Востока установлены все генетические типы платинометалльной минерализации. Многообразие геологических обстановок, исключительно интересное геотектоническое положение региона, обилие магматических комплексов мафит-ультрамафитового состава позволяют считать Дальний Восток одной из важных и перспективных платинометалльных провинций мира.

К платиноносным и потенциально платиноносным геологическим формациям относятся магматические формации основного и ультраосновного составов, с которыми МПГ связаны не только парагенетически, но и генетически. Сейчас можно более уверенно считать, что МПГ зарождаются в мантийных слоях совместно с тем материалом мантии, который выводится на поверхность в виде мафит-ультрамафитовых ассоциаций в различных геодинамических условиях. В связи с этим главная задача формационного анализа для целей прогнозирования платиноидных месторождений состоит в закономерном группировании мафитовых пород, совокупность которых позволяет выделять серии платиноносных магматических формаций. Предлагаемая классификация включает шесть абстрактных формаций мафит-ультрамафитовых комплексов, характеризующих четыре типа геодинамических обстановок:

Тип I. Офиолитовые формации складчато-покровных областей:

- 1) формации альпинотипных гипербазитов — дунит-перидотитовая, дунит-пироксенитовая, дунит-гарцбургитовая, меймечит-пикритовая и др.;
- 2) гипербазит-габбровая формация — дунит-пироксенит-габбровая, габбро-перидотитовая, габбро-пироксенит-дунитовая и др.;
- 3) формации древних зеленокаменных поясов — метадунит-перидотитовая, метадунит-пироксенит-габбровая, коматитовая и др.

Тип II. Формации интракратонных стратиформных интрузий:

- 4) гипербазит-габбро-анортозитовая, гипербазит-троктолит-габбровая, габбро-норит-анортозитовая, габбро-анортозитовая и др.

Тип III. Формации интрузий устойчивых областей:

- 5) центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами — щелочная пироксенит-перидотит-дунитовая, кимберлитовая, лампроитовая, нефелиновых сиенитов и др.

Тип IV. Формации этапов активизации:

- 6) габбро-долеритовая, габбро-диорит-плагиогранитовая и др.

Каждая из абстрактных формаций может включать целый ряд частных формаций, выделяемых по признаку природных вещественных ас-

социаций пород в любых соотношениях. Общегеологическим или абстрактным формациям присущи свои особенности петрохимических и морфолого-фациальных признаков, позволяющие объединять и предполагающие сочетание крайних и промежуточных членов мафитового или ультрамафитового ряда пород, сформированных в процессе одного геодинамического цикла [1, 2, 4].

На идентичность разреза современной океанической коры и древних офиолитовых разрезов континентов указывают многие исследователи. Главной составляющей офиолитовых поясов являются мафит-ультрамафитовые формации. Более или менее четко эти формации классифицируются как аллохтонные составляющие меланжированных покровно-складчатых сооружений, относимые ранее к эвгеосинклинальным структурам. К офиолитовым типам формаций близки по вещественным и структурным признакам формации межкратонных (в том числе рифтогенных) стратиформных расслоенных интрузий. Эти интрузии на разных континентах приурочены к зонам сочленения крупных консолидированных блоков — кратонных и квазикратонных областей, разделенных трансрегиональными глубинными разломами [2]. Возраст их датируется, как правило, археем и протерозоем. Допускается, что сочетание расслоенных стратиформных интрузий с зеленокаменными поясами докембрия проявляет сходство с фанерозойскими офиолитовыми поясами. Можно также предположить, что такие интрузии формировались в осевых зонах древних срединно-океанических хребтов, представляли собой производные архейской верхней мантии и были обязаны своим происхождением более быстрому, чем в фанерозое, и более активному архейскому спредингу.

Т и п I. Среди офиолитовых формаций складчато-покровных областей гипербазит-габбровая формация и формация альпинотипных гипербазитов широко распространены и тесно перемежаются между собой. Слагающие их магматические образования представляют собой тектонические пластины, покровы, пакеты пластин, глыбы, обломки в зонах меланжа, участвуют в крупных шарьяжных структурах. Интрузивные контакты этих пород с вмещающими чрезвычайно редки. Рассматриваемые формации в Амуро-Охотской зоне представлены сериями удлиненных параллельных геологических блоков-пластин, тектонических линз и клиньев, сложно взаимодействующих между собой. Они обычно разного возраста, с четкими ограничениями, по которым, видимо, происходили высокоамплитудные перемещения в вертикальной и, особенно, в горизонтальной плоскостях. Тектонические пластины, примыкающие к Буреинскому массиву, содержат протяженные линзы-интрузии гипербазит-габбровой формации, которые объединены в пиканский комплекс. Комплекс состоит из габбро, габбро-амфиболитов, габбро-диоритов. В виде мелких линз с неясными ограничениями или с резкими границами устанавливаются горнблендиты, пироксениты, реже перидотиты и дуниты. В результате дислокационного метаморфизма габброиды порой превращены в амфиболиты, особенно в районе Зейской плотины. Гипербазит-габбровая формация этой зоны, несмотря на значительный объем магматического материала, обладает низким платиноносным потенциалом. Слабая изученность Амуро-Охотской зоны не позволяет объективно оценить возможности этой структуры.

Сихотэ-Алиинская зона характеризуется широким развитием рассматриваемых формаций. Несмотря на то, что платиноносные объекты в этой зоне пока отсутствуют или не обнаружены, будет преждевременным считать ее стерильной в отношении МПГ. Пермо-карбоновые, триасово-юрские и меловые образования Центральной и Западно-Сихотэ-Алиинской зон в отдельных блоках антиклинального и синклинального строения насыщены вулканогенно-кремнисто-туфогенными породами, причем, вулканогенная часть разреза представлена основными эффузивами, их туфами и брекчиями. Возраст этих образований не всегда убедительно доказывается и остается дискуссионным. В зоне Центрально-Сихотэ-Алиинского разлома заметна приуроченность к вулканогенно-осадочным фор-

мациям мафит-ультрамафитовых интрузий, контакты которых с вмещающими породами, как правило, сорваны. Центральный шов Сихотэ-Алиня не представляет единую линию, разделяющую Западную и Центральную зоны. Это сложная структура глубинного заложения, по которой неоднократно выводились на поверхность протрузии, аллохтонные пластины, блоки, глыбы породы мафит-ультрамафитового состава в интрузивной, субвулканической, реже эффузивной форме. В литературе по Сихотэ-Алиню мало описаний условий залегания мафит-ультрамафитовых образований рассматриваемых формаций. Некоторые исследователи априори, по сложившимся у геологов традициям, считают их интрузивными, не приводя достаточных данных и наблюдений, подтверждающих эту точку зрения. Приуроченные к Центральному шву двенадцать массивов и групп массивов гипербазит-габбровой формации и формации альпинотипных гипербазитов совместно с другими членами офиолитовой триады представляют единый офиолитовый пояс Сихотэ-Алиня. Время формирования пояса, видимо, вторая половина мезозоя, несмотря на то, что они пространственно приурочены как к палеозойским кремнисто-вулканогенным формациям, так и к триасово-юрским.

К метаофиолитовому ряду относятся формации древних зеленокаменных поясов. Метаморфические архейские и протерозойские комплексы Дальнего Востока в различных частях разреза насыщены метамафит-ультрамафитовыми вулканогенными и интрузивными образованиями, несущими платинометалльную минерализацию. Устанавливаются довольно многочисленные участки, например, в пределах Алданского щита, где распространены эти комплексы, а размывающие их водотоки выносят в обломках минералы группы платины. Породы комплексов метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, сохраняют реликты мафитовых структур и имеют вид, главным образом, межпластовых тел, бескорневых массивов линзовидной формы. Размеры наиболее крупных массивов не превышают по площади нескольких десятков квадратных километров. Они залегают согласно с вмещающими породами и вовлечены вместе с ними в складчатость. Вследствие глубокого метаморфизма и ультраметаморфизма диагностика пород нередко затруднена. Они превращены в основные и ультраосновные ортосланцы, природа которых интерпретируется по наличию реликтов габбро, перидотитов, дунитов, гарпбургитов. В южной части Алданского щита образования метадуни-перидотитовой формации распространены в иенгрском, тимптоно-желтулинском и субганском структурно-вещественных комплексах. В Становой зоне метадуни-перидотитовая формация распространена также достаточно широко. Формация составляет низы разреза зверевского и чогарского структурно-вещественных комплексов нижнего архея. С этими образованиями связаны метаморфизованные основные и ультраосновные породы майско-джанинского комплекса. Основные и ультраосновные кристаллосланцы включают согласные пластовые и линзообразные тела метагабброидов, с которыми порой образуют постепенные переходы, указывая на наличие мощных серий глубоко метаморфизованных ортопород эффузивного, субвулканического и интрузивного происхождения [3].

Т и п II. Формации интракратонных стратиформных интрузий объединяют гипербазит-троктолит-габбровую и габбро-норит-анортозитовую формации. Гипербазит-троктолит-габбровая формация включает многочисленные дифференцированные расслоенные интрузии сложного состава, распространенные в Алдано-Становой области и на Буреинском массиве. Их слагает широкая гамма пород от дунитов и гарпбургитов, через троктолиты и нориты, до габбро. Иногда верхние части разрезов интрузивных тел представлены плагиогранитами и гранофирами. Интрузии гипербазит-троктолит-габбровой формации локализуются в пограничных частях докембрийских блоков фундамента. Древние глубинные разломы, как наиболее активные структурные элементы того времени, способствовали формированию расслоенных интрузий. В современном эрозионном срезе на юге Алдано-Станового щита доступными наблюдениям являются

массивы Лукинда, г. Луча, Мульмугинская и Брянтинская группы массивов, Геткан, Хайкта и многие другие, причем со многими из них связано платинометалльное оруденение.

Габбро-норит-анортозитовая формация широко распространена на юге Алдано-Станового щита. Она включает целый ряд различных по размерам массивов, залегающих среди глубоко метаморфизованных образований докембрия и приуроченных к сериям глубинных разломов широтного или субширотного направления, по которым сопрягаются крупнейшие структуры континента — Сибирская и Китайская платформы. Несмотря на то, что в некоторых массивах анортозиты слагают большую часть их видимого объекта (Джугджурский массив), состав массивов значительно сложнее, а структура близка расслоенным интрузиям. Они располагаются среди кристаллосланцев и гнейсов, метаморфизованных в условиях высоких температур и давлений. Контакты массивов с кристаллосланцами большей частью тектонические, иногда постепенные. Нередко строение массивов концентрически-зональное, а краевые фации характеризуются ритмически-зональной полосчатостью. Последняя выражается в чередовании меланогаббро, пироксенитов, перидотитов, габбро-анортозитов и может интерпретироваться как расслоенность.

Тип III. В группу формаций устойчивых областей входят формации центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. Они объединяют интрузии, приуроченные к жестким консолидированным континентальным областям со зрелой корой. В их число входят изометричные, трубообразные, концентрически-зональные массивы иногда сложного, иногда простого вещественного состава. Размер их непостоянен и меняется от первых километров до десятков километров. Вещественная характеристика формации центральных интрузий выдерживается устойчиво, но вариации составов пород достаточно широкие — от дунитов и гарцбургитов до габбро-диоритов, щелочных и кислых пород. Иногда массивы сопровождаются сложным комплексом радиальных и концентрических даек (Кондер, Ингли). Разнообразие составов интрузий позволило Е. А. Панских выделить три субформации: ультрамафитовую (Инагли, Кондер), камафоритовую (Арбарастах) и карбонатитовую (Горноозерский). Возраст интрузий варьирует от венда до мезозоя. Данные о возрасте самые противоречивые, а в отдельных массивах возможно пространственное совмещение разновозрастных магматических образований. К формации центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами на Сибирской платформе относятся массивы Ингли, Инагли, Арбарастах, Сихах, Дарья, Чад, Кондер. В зоне Сеттэ-Дабана установлены массивы Горноозерный, Гек, Воин, Поворотный. На Буреинском массиве давно известен Деспский массив, а в Амуру-Охотской структуре к этой формации относится дунитовый массив о. Феклистова.

Тип IV. Мафит-ультрамафитовые комплексы этапов активизации включают формации габбро-плагиогранитового ряда. В виде конкретных формаций здесь можно выделить габбро-диорит-плагиогранитную, габбро-долеритовую, габбро-диабазовую и др. Первая из них на юге Дальнего Востока распространена широко, но как платиноносная имеет ограниченное значение. Можно отметить, что, например, раннепротерозойские образования этой формации развиты в пределах Гонжинского, Мамынского, Верхнеселемджинского блоков докембрийского фундамента. Они представлены синформными штоками диоритов, габбро, габбро-диоритов, плагиогранитов. Иногда это пластовые залежи небольшой мощности во вмещающих метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложениях. Фанерозойские интрузии этой формации устанавливаются в связи со становлением вулканогенных поясов Сихотэ-Алиня, Буреинского массива. Габбро-долеритовая формация с известными установленными платиноносными объектами распространена на Гонжинском выступе и в Сеттэ-Дабанской зоне.

Кратко охарактеризованные платиноносные и потенциально платиноносные геологические формации тесно связаны и устойчиво коррели-

рукуются с определенными платиноносными рудными формациями, которые подразделяются на эндогенные и экзогенные. Эндогенные рудные формации выделяются в зависимости от халькофильных и сидерофильных свойств платиноидов, в связи с чем каждой рудной формации отвечает свой тип минерализации — окисно-силикатный или сульфидный. Учитывая минеральный и металлический состав руд, особенности рудовмещающей геологической среды, предполагаемое экономическое значение, выделяются медно-никелевая, платиновая, платинохромитовая, апатит-титаномagneзитовая, титанованадиево-железная рудная формации. Существует определенная зависимость геологических и рудных формаций от совокупности геологических факторов и генетических условий развития рудного процесса. Металлы группы платины объединяют шесть элементов, соотношение которых в рудных процессах может быть самым разнообразным, вследствие чего возникает необходимость в определении специализации рудных формаций. Современная изученность платинометалльного оруденения на юге Дальнего Востока и существующая информация о распространении платиноидов позволяют выделять платинопалладиевую специализацию рудных объектов, осмий-иридиевую и смешанного типа.

Платиноиды представляют интересную группу металлов, трудно мигрирующих в природных средах и генетически связанных с узкой группой магматических пород, занимающих особое место в магматической истории планеты. По всей вероятности, платина, палладий, рутений, осмий, иридий и родий, их минеральные соединения являются петрогенными элементами и минералами пород мафит-ультрамафитового ряда и входят в их состав на тех же основаниях, что и оливин, ортопироксен, хромшпинелиды. Эпохами их рудогенеза являются те эпохи в истории Земли, которые отмечались формированием в тех или иных геодинамических условиях мафит-ультрамафитовых и офиолитовых комплексов. Время формирования платинометалльного оруденения определяется временем становления магматических комплексов, несущих это оруденение.

При анализе соотношений геологических и рудных формаций в конкретных рудно-формационных зонах юга Дальнего Востока становятся наиболее заметными эпохи и уровни платинометалльного рудогенного процесса. Известные в настоящее время на этой территории рудопроявления и точки минерализации, служащие источниками платиноидов, в подавляющем большинстве относятся к двум временным уровням — докембрийскому и меловому. На докембрийском уровне формирование оруденения происходило, главным образом, в южной части Алдано-Станового щита. Меловая эпоха характеризуется активным рудогенезом в Сихотэ-Алинской зоне, а также на Сахалине и Камчатке, хотя интересные рудные объекты известны и на других временных уровнях. Устанавливается также, что из всех рудных формаций медно-никелевая на указанных уровнях повторяется чаще, чем другие. Следовательно, платиноиды на этой территории распространены чаще в связи с сульфидными рудами, чем с другими видами минерализации.

Выделение медно-никелевой формации связано с существованием целого ряда магматогенных сульфидных, главным образом, медно-никелевых проявлений с платиноидами в различных зонах востока СССР. В южной части Алдано-Станового щита, в массивах габброидов и ультрамафитов различной формационной принадлежности медно-никелевая формация проявлена в докембрийскую эпоху. Минерализация платиноидов в метадунит-перидотитовой формации установлена в истоках р. Туксани, на Колчеданном Утесе. Гипербазит-троктолит-габбровая формация включает главный ряд массивов с медно-никелевым оруденением — Лучинский, Лукинда, Геткан, истоки рек Нюкжа, Джелтула, Хайкта и др. Габбронорит-анортозитовая формация представлена проявлениями Гаюм и Мал. Танграк.

Платиновая формация характеризуется ограниченным минеральным парагенезом, когда платиноиды ассоциируют, главным образом, с оливином и ортопироксенами. Рудные образования этого формационного типа

выявлены во многих структурных зонах в связи с метадуни-перидотитовой и гипербазит-габбровой формациями, с формацией центральных интрузий и с гипербазит-троктолит-габбровой формацией.

Платинохромитовая формация включает значительное число известных рудопроявлений. Она выделяется по вещественному признаку и характерным парагенетическим минеральным ассоциациям. По этим характеристикам она близка к платиновой формации, отличаясь большим разнообразием минеральных компонентов и обязательным парагенезисом с хромшпинелидами. Выявляются прямые коррелятивные связи с геологическими формациями альпинотипных гипербазитов, гипербазит-габбровой, метадуни-перидотитовой и центральных интрузий. Связь платинохромитового оруденения с офиолитовыми формациями намечается преимущественно в покровно-складчатых сооружениях Камчатки и Сахалина. Рудные объекты центрального типа располагаются, главным образом, в платформенной области на юге Алдано-Станового щита.

Платиноносная апатит-титаномагнетитовая формация широко распространена в южной части Алдано-Станового щита и на Центральном Алдане. Характерные минеральные ассоциации, в которые входят в различных количественных соотношениях железистые, титанистые и фосфатные компоненты, и стабильная связь с габбро-норит-анортозитовыми расслоенными интрузиями, главным образом, докембрийских щитов, а также довольно устойчивое сочетание с платинометалльной минерализацией дают основание для выделения этой формации. Она надежно коррелируется с геологическими гипербазит-троктолит-габбровой, габбро-норит-анортозитовой и гипербазит-габбровой формациями.

Платиноносная титан-ванадий-железная формация в Дальневосточном регионе распространена ограниченно. На юге Алдано-Станового щита известны месторождения этой формации, связанные с магнетитовыми залежами (Сиваглинское) и магнетитовыми скарноидами (Пионерское). Платиноиды рассеяны в железистых рудах, где их содержание не превышает сотых долей грамма на тонну.

Рассматривая территорию юга Дальнего Востока с позиций геолого-формационного и рудно-формационного анализа в применении к МПГ, можно установить наиболее перспективные магматогенные объекты, сохраняющие высокие потенциальные возможности для открытия месторождений этих металлов. Металльная специализация магматических мафит-ультрамафитовых комплексов может широко изменяться в пределах одного массива и полностью зависит от условий дифференциации магмы, петрохимических особенностей пород, особенно хромистости, железистости, щелочности и других химических параметров в расслоенных и стратиформных интрузиях. Один и тот же массив может, видимо, служить источником промышленных концентраций как осмий-иридиевых, так и платинопалладиевых руд, что полностью зависит от условий его формирования и петрохимического состава рудовмещающей среды. Рудная специализация интрузий во многом зависит от $P-T$ -условий формирования продуктивных магм. Известно, что не только все шесть элементов группы платины отличаются друг от друга по физико-химическим свойствам, но и изотопы каждого из них характеризуются небольшими качественными отличиями. Физиками давно установлено, что определенные изотопы платины (6 изотопов) могут преобразовываться в изотопы осмия (7 изотопов). Видимо, изотопы иридия, родия, рутения, палладия обладают аналогичными свойствами и при определенных физико-химических условиях, например, при нейтронном воздействии ядерных источников, могут изменять электронную структуру и переходить друг в друга. В связи с этим теряют смысл вопросы платинометалльной специализации ультраосновных и основных магм и выделение рудных провинций. Видимо, поэтому в месторождениях и проявлениях платиноидов не бывает мономинерального оруденения, оно всегда комплексно. Все шесть элементов группы платины, а также золото легко соединяются друг с другом, образуя широкую гамму твердых растворов и интерметаллических соедине-

ний, которая и выявляется по мере углубленного изучения структуры и строения металлов в каждом конкретном месторождении платиноидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Велинский В. В., Пинус Г. В.* Проблема ультраосновных формаций складчатых областей // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей.— Новосибирск, 1973.— С. 187—195.
2. *Гурская Л. И.* Платинометалльное оруденение стиллуотерского типа и критерии его прогнозирования.— Л., 1984.
3. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций // Геология и геофизика.— 1969.— № 3.— С. 3—16.
4. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 553.491.6 : 622.7.017(571.6)

Р. Я. Склярое

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛУНИТОВЫХ РУД ВОСТОКА СССР И ИХ ТЕХНОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА

В строении рудных полей алунитовых месторождений Востока СССР выделяются «пропилитовый» субстрат с Au—Ag, Cu—Pb—Zn и Sn—W—Mo минерализацией и перекрывающие его серицитовые, каолинитовые, диаспоровые, гематитовые, алунитовые и серные кварциты и монокварциты. Диаспоровые и алунитовые руды являются потенциально рентабельным сырьем для получения глинозема, серной кислоты, калийных удобрений и попутного извлечения благородных металлов, рутиловые кварциты — для получения титана и все их разновидности — для производства керамики и стройматериалов.

На востоке СССР поиски и разведка алунитовых руд были прекращены в середине 60-х гг. в связи с некоторыми технологическими проблемами получения из них глинозема и представлявшимися в то время значительными перспективами территории СССР на бокситы.

Однако, в последние годы на Гянджинском глиноземном комбинате производство глинозема из алунитовых руд стало более рентабельным сравнительно с перерабатываемыми на том же комбинате импортными гвинейскими бокситами. Это достижение имеет принципиальное значение, так как позволяет отказаться от импорта бокситов и начать освоение алунитового сырья, прогнозные ресурсы которого в 105 зарегистрированных к настоящему времени проявлениях алунитов (рис. 1) на востоке СССР представляются уникальными. Только в шести месторождениях Нижнего Приамурья запасы алунитовых руд по категории $C_1 + C_2$ были определены работами Дальневосточного геологоуправления (ныне ПГО Дальгеология) в 1359 млрд т.

Кроме того, для шести проявлений были определены прогнозные ресурсы, соответствующие категории P_2 (в млн т): Вертикальное — 350, Буриндинское — 190, Саласинское — 552, Угонжинское — 1256, Дульнейское — 142, Мамыньское — 267; всего 1,626 млрд т при содержании алунита от 25 до 40 %.

Все эти колоссальные ресурсы свидетельствуют об обших значительных перспективах алунитоносности вулканогенных формаций Дальнего Востока.

Автором были проанализированы имеющиеся о дальневосточных алунитопоявлениях сведения и проведены дополнительные исследования, позволяющие представить следующую обобщенную схему их строения.

Непосредственно в районах алунитопоявлений, показанных на схеме (см. рис. 1), гидротермальным изменениям с образованием массивов глиноземистых кварцитов, включающих алунитовую минерализацию, подвергались дациты, андезитодациты, липаритодациты, андезиты, андезитовые порфиры, андезитобазальты, базальты, липариты, фельзиты, фельзит-порфиры, толщи игнимбритов, туфов и лавобрекчий, включая интрузии и субвулканические тела кварцевых порфиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров, фельзит-порфиров, гранитов, гранодиорит-порфиров, граносиенитов, диоритов, диоритовых порфиров, габбро, габбро-диоритов, долеритов, дацитов, андезитодацитов, андезитобазальтов и базальтов.

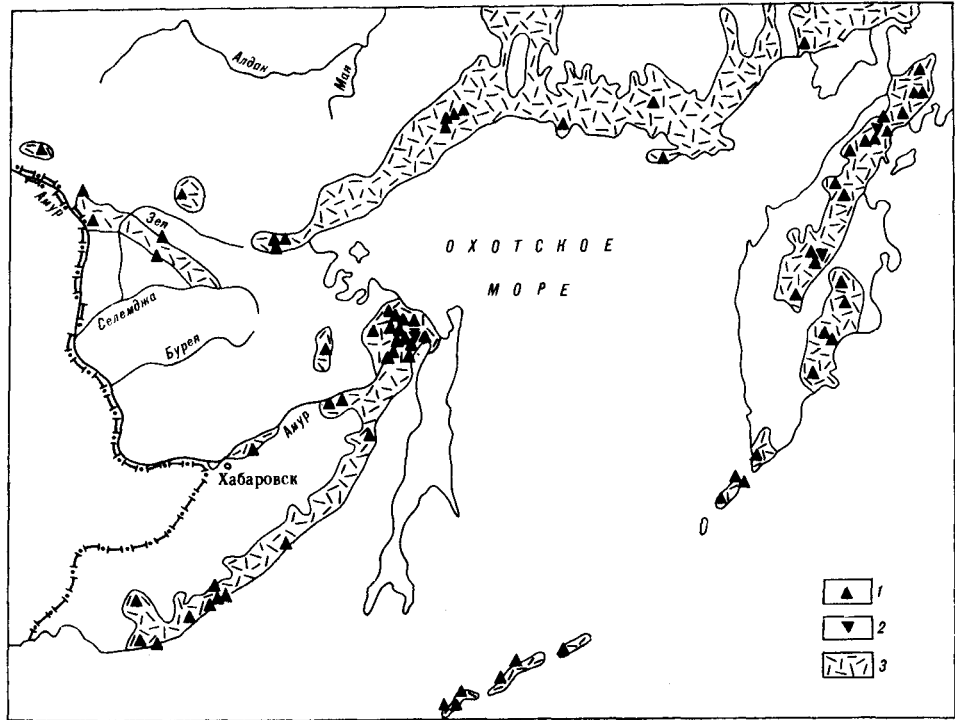


Рис. 1. Схема расположения алунитопроявлений на востоке СССР.

1 — алунитопроявления; 2 — проявления диаспоритов; 3 — вулканические пояса, зоны и поля.

В нижней части разреза гидротермальных метасоматитов, непосредственно подстилающих массивы глиноземистых кварцитов, вышеперечисленные породы преобразованы в карбонат-хлоритовые, карбонат-альбит-хлоритовые, карбонат-гидрослюдистые, карбонат-цеолитовые, цеолитовые, хлорит-монтмориллонит-карбонатные, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, гидрослюдистые, хлоритовые, эпидот-хлоритовые, адуляровые, альбитовые и баритовые метасоматиты.

Количественные соотношения между вышеперечисленными минералами изменяются в широких пределах, но намечается отчетливая тенденция преобладания турмалина и джумортьерита вблизи массивов магматических пород кислого состава и гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовых и цеолитовых разновидностей вдали от них.

С этим комплексом, занимающим промежуточное положение между неизменными первичными породами и массивами глиноземистых кварцитов, почти повсеместно, но в существенно разных количественных масштабах ассоциируют проявления металлов в форме простых сернистых соединений, сульфатов, сульфосоелей и карбонатов: железа (пирит, марказит, сидерит), свинца (галенит, англезит, бедантит, церуссит), меди (ковелин, борнит, блеклые руды, теннантит), цинка (сфалерит), мышьяка (реальгар, аурипигмент, арсенопирит), молибдена (вульфенит, молибденит), вольфрама (вольфрамит), олова (касситерит, кальцита, барита, гипса, цеолитов (шабазит, клиноптилолит, стильбит, ломонтит, томсонит), фосфатных (фтор- и хлорапатит, сферит) и алюмофосфатных (лазулит) минералов, а также самородного серебра и золота. Несколько повышенные содержания олова, вольфрама, молибдена и мышьяка тяготеют к турмалиновым разновидностям метасоматитов, а меди, свинца, цинка и благородных металлов — ко всем остальным их разновидностям. Их наличие может рассматриваться в качестве предпосылки для поисков соответствующих месторождений.

Все вышеперечисленные минералы обнаруживаются в ничтожных количествах и в глиноземистых кварцитах, за исключением благородных

металлов, содержания которых в ряде проявлений оказываются достаточными для их попутного и даже автономного извлечения.

Общее количество минералов, установленных во всех известных месторождениях и проявлениях глиноземистых кварцитов, достигает 140 видов, в связи с чем в опубликованной литературе существует множество наименований их минеральных разновидностей. Однако, поставленным целям оценки перспектив глиноземной рудоносности удовлетворяет выделение минеральных разновидностей кварцитов на основе распространения в их составе основных промышленных глиноземистых и сопутствующих минералов. Такими минералами являются алунит, как источник Al, K и S для производства глинозема, калийных удобрений (сульфата калия) и серной кислоты; серицит, как источник Al и K; диаспор, гиббсит, каолинит как источник алюминия; а из сопутствующих — железо (гематит), титан (рутил), благородные металлы и породная основа руд — кварц.

Ниже приводится сводный разрез минеральных зон дальневосточных проявлений глиноземистых кварцитов, принципом выделения которых является максимальная распространенность данного глиноземистого минерала относительно распространенности того же минерала в других минеральных зонах. В скобках, после наименования зоны, приведены все употреблявшиеся при описаниях дальневосточных проявлений наименования разновидностей кварцитов, включающих данный минерал. Последовательность описания соответствует последовательности размещения в разрезах данных минеральных зон между пропилитами и монокварцитами (рис. 2).

1. Серицитовая зона (серицитовые, серицит-гидрослюдистые, серицит-диккитовые и серицит-каолинитовые, серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-гидрослюдисто-карбонатные, серицит-турмалиновые, пирофиллит-серицитовые, алунит-каолинит-диаспор-серицитовые и карбонат-серицит-хлоритовые кварциты).

2. Каолинитовая (диккитовая) зона (каолинитовые и диккитовые, каолинит-диаспор-серицитовые, диаспор-каолинит-серицитовые, серицит-каолинитовые, опалово-каолинитовые, серно-каолинитовые, каолинит-галлуазитовые, диаспор-диккит-гематитовые, гиббсит-диаспор-диккитовые и диккит-пирофиллитовые кварциты).

3. Диаспоровая зона (диаспоровые, гиббсит-диаспоровые, гиббсит-диаспор-диккитовые, диаспор-пирофиллитовые, серно-диаспоровые, серицит-диаспоровые, гематит-диаспор-серицитовые и диаспор-серицитовые кварциты).

4. Алунитовая и серно-алунитовая зоны (алунитовые, алунит-каолинитовые, алунит-каолинит-диаспор-серицитовые, алунит-каолинит-диаспоровые, алунит-серицит-турмалиновые, алунит-диаспоровые, алунит-пирофиллитовые и алунит-гипсовые кварциты; серные, серно-алунитовые, серно-алунит-диккитовые (с рутилом), серно-каолинитовые и серно-диаспоровые кварциты).

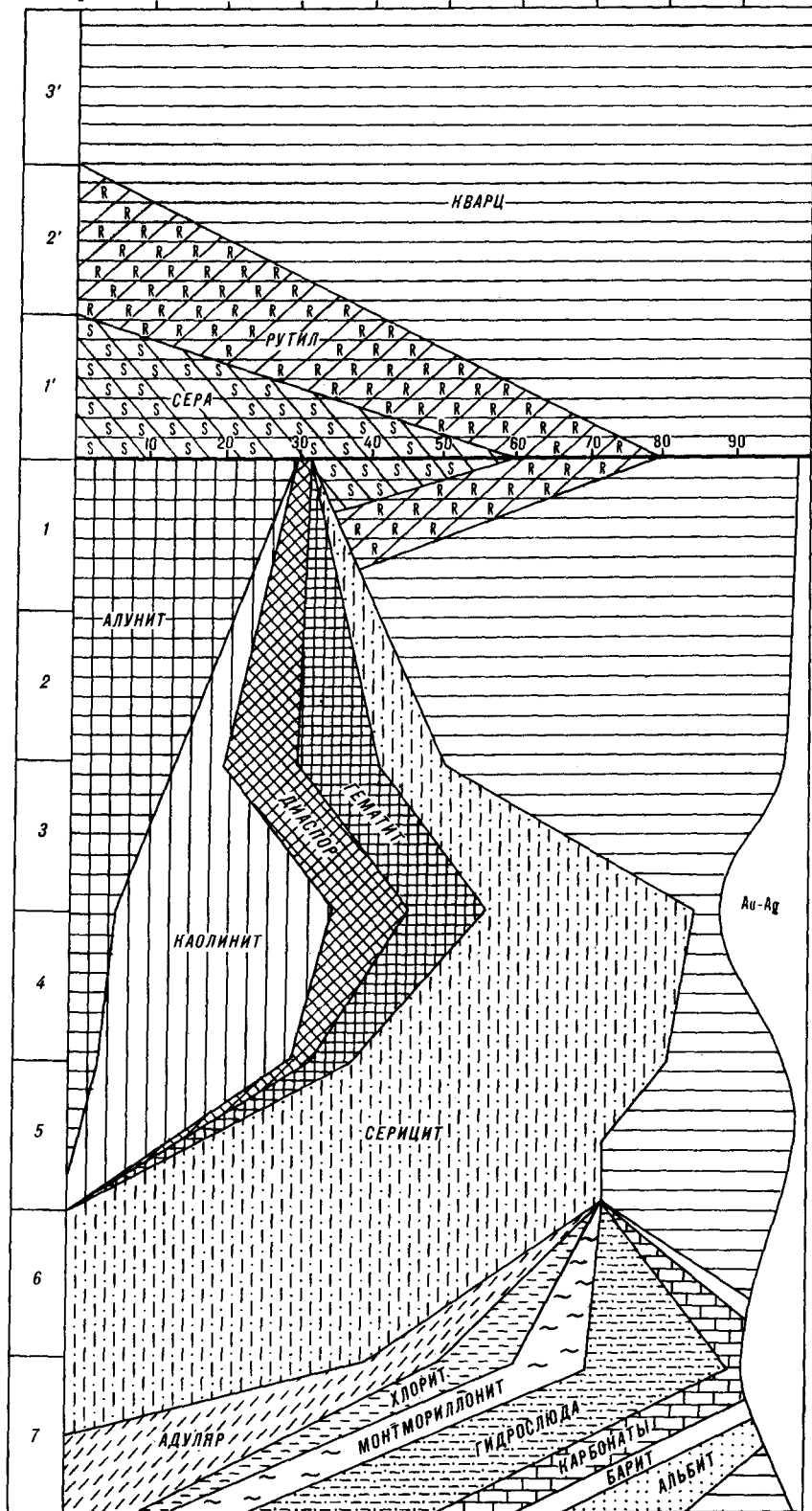
5. Рутиловая зона (рутиловые кварциты с незначительной примесью (до 0,5—1 %) серицита, каолинита, диаспора, алунита).

6. Монокварцитовая и опалитовая зона (монокварциты с незначительной примесью рутила, серицита, каолинита, алунита, опалиты).

На контактах с интрузиями диаспоровых, каолинитовых и алунитовых кварцитов, кроме того, распространен андалузит и корунд, как присутствующие в различных количественных сочетаниях с алунитом и диаспором и каолинитом, так и почти полностью их замещающими, в связи с чем в таких проявлениях выделяются зоны алунит-корунд-андалузит-каолинит-серицит-кварцевого состава с преобладанием тех или иных сочетаний вышеперечисленных минералов. Фактически описывались корундовые, корунд-алунит-серицитовые, корунд-серицитовые, корунд-андалузит-серицитовые, андалузитовые, андалузит-каолинитовые, андалузит-диаспор-серицитовые и андалузит-серицитовые кварциты.

Приведем некоторые примеры проявлений, на основании которых был составлен сводный разрез глиноземистых кварцитов, имея в виду

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100%



3'

2'

1'

1

2

3

4

5

6

7

ИВАРЦ

РУТИЛ

СЕРА

АЛУНИТ

НАОЛИНИТ

СЕРИЦИТ

АДУЛЯР

ХЛОРИТ

МОНТОРИЛЛОНИТ

ГИДРОСЛЮДА

КАРБОНАТЫ

БАРИТ

АЛЬБИТ

Au-Ag

при этом, что их минералогические описания были далеко не полными и в последующем возможна корректировка их минеральных типов.

1. Серно-алунитовые (Новое, Заозерное, Карпинского, Парамуширское, Эбеко, Владовецкое, Кихпынычское, Криштофовича, Б. Хмельницкого, Обручевское, Луэрваямское, Вироваямское, Эруваямское, Кавьявямское, Кеневейское, Малетоваямское, Роруйское, Алехинское).

2. Серно-алунит-диаспор-серицитовые (Шульгинское, Ильинское, Узоно-Гейзерное, Круглый Камень, Бринера).

3. Алунит-диаспор-серицитовые (Гряда Каменистая, Искинское, Шелеховское, Правобережное, Буриндинское, Ваюнское, Малмыжское, Дульнейское, Нюгалинское, Озерновское, Половинное, Самаргинское, Самаргино-Единское, Горьковское, Ухтомское, Лисицынское, Самаянское).

4. Алунит-каолинитовые (Арманьское, Березовское, Тернейское, Блесковское, Первенцевское).

5. Алунит-андалузит-корунд-диккитовые (Джаоринское, Майское, Альтаирское, Депское, Певцовское).

6. Алунитовые (Кольское, Лагерное, Белогорское, Таланское, Эльгинское, Промадейское, Алунитовое, Адамихинское, Молчанское, Дульнейское, Кенгуракское, Гимплазское, Вороваямское, Кони, Гаякитское, Давакитское, Каменистое, Вертикальное, Белое, Эвенское, Коль, Магинское, Пуирское, Правотатаркинское, Негирьское, Каргинское, Четвертая Речка, Зимина, Четловари).

Относительно последних следует заметить, что их отнесение к собственно алунитовым весьма условно, так как количественная роль присутствующих в их составе серицита, каолинита, диккита, диаспора не определена, как равно и во всех остальных не упоминаемых здесь дальневосточных проявлениях.

Как следует из пространственного размещения алунитопроявлений Дальнего Востока, элементарная сера на континенте обнаруживается только в самых крайних прибрежных частях окраинно-континентального вулканического пояса (серно-алунитовое месторождение Круглый Камень в верховьях р. Мы и Тетюхинское серно-диаспоровое проявление на мысе Бринера). Единичные зерна отмечены также в Шелеховском проявлении. Все остальные проявления серы в серно-алунитовых месторождениях (в опубликованной литературе выделяются в качестве собственно серных) распространены только на Курило-Камчатской гряде. Таким образом, намечается тенденция «появления» серы в направлении от внутренних частей континента к прибрежным его областям и островам. В том же направлении происходит и «омоложение» алунитопроявлений от раннемеловых во внутриконтинентальных вулканических поясах (Амурская область), позднемеловых-раннепалеогеновых и частично неогеновых на окраинах континента (Хабаровский и Приморский края) и неоген-четвертичных на Курило-Камчатской гряде.

В качестве примеров, иллюстрирующих вышеприведенный сводный разрез глиноземистых кварцитов, рассмотрим основные данные о строении месторождений.

В Искинском месторождении, расположенном в 25 км к северу от г. Николаевск-на-Амуре в верховьях р. Б. Иски, в субстрате глиноземистых кварцитов залегает толща сенон-датских дацитов, андезитодацитов и их туфов, липаритов, липаритодацитов (до 1060 м), интродуцированная раннепалеогеновыми гранодиоритами, диоритами, гранит-порфирами, преобразованная в субстрате массива глиноземистых кварцитов в карбонат-

Рис. 2. Схема зональности рудного поля Искинского месторождения.

Субстрат: туфы и экструзии кислых и средних по составу пород. 1—7 — минеральные зоны Искинского месторождения (представительные для всех проявлений и месторождений континентальных вулканических поясов и Курило-Камчатской островной дуги); 1, 2 — минеральные зоны, интенсивно развитые на Курило-Камчатской островной дуге (дополнительно к зонам 1—7). Горизонтальный масштаб — в 1 мм — 1% содержания минерала в породе. Вертикальный масштаб условный (мощности выделяемых зон от нескольких метров до 200 м).

хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые пропилиты. Выше залегают диаспор-каолинит-серицитовые (в том числе и разновидности с гематитом), каолинит-диаспор-серицитовые, алунит-каолинит-диаспор-серицитовые и собственно алунитовые кварциты. Алунитовые кварциты при среднем содержании алунита в 26,1 % и кварца в 68 % выделены в рудные тела, запасы которых составляют 336,5 млн т по категории С₂.

Рудные тела в основании месторождения образуют ряд расширяющихся вверх конусо- и чашеобразных тел с размерами в поперечнике 400—500 м на уровне +180 м. Выше они соприкасаются друг с другом и сливаются в единую плащеобразную залежь. Максимальная вертикальная мощность алунитовых руд 362,4 м является неполной, так как подошва залежи не перебурана.

В алунитовых рудах установлены рассеянные (доли процента) галлуазит, диаспор, каолинит, серицит, монтмориллонит, ильменит, ярозит, бёдантит, андалузит, сера, барит, апатит, зунит, циркон, рутил, сфалерит, гематит, борнит, церуссит, галенит, молибденит, теннантит, золото и серебро. Эти же минералы распространены и в других разновидностях глиноземистых кварцитов. В серицитовой зоне и пропилитах содержание свинца и цинка возрастает. В целом металлогеническая специализация глиноземистых кварцитов выражается следующим рядом химических элементов: Al—Fe—Ti—Si—S—K, а подстилающих пропилизированных пород — Cu—Pb—Zn—Mo—Au—Ag.

Рудные залежи Искинского месторождения несогласно перекрываются базальтами.

В месторождении Гряда Каменистая, расположенном в 35 км к югу от г. Николаевск-на-Амуре, в субстрате массива глиноземистых кварцитов распространены пропилизированные туфы дацитов, липаритодациты, превращённые в серицит-гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, карбонат-хлоритовые, хлорит-монтмориллонит-карбонатные метасоматиты. Выше залегают серицитовые, диаспор-серицитовые, гиббсит-диаспор-диккитовые, алунит-каолинит-диаспор-серицитовые и собственно алунитовые кварциты (57 млн т при среднем содержании алунита в 26,7 %), образующие две залежи конусообразной формы в массиве кварцитов, который имеет форму слабоогнутой чашеобразной залежи. Они последовательно обрамляются вышеупомянутыми разновидностями кварцитов, из которых практическое значение, по оценке автора, приобретают гиббсит (до 4,5 %)-диаспор (10—30 %)-каолинитовые (20—56 %) гематитизированные кварциты и диаспор (15—20 %)-серицитовые (15—60 %) кварциты, образующие плащеобразную залежь мощностью до 110 м с потенциальными ресурсами диаспорного глинозема в 20 млн т [2].

Все минералы, упомянутые при описании Искинского месторождения, установлены и в кварцитах месторождения Гряда Каменистая, но здесь в гидрослюдисто-монтмориллонитовых метасоматитах установлены более высокие содержания свинца и цинка, а в секущих их баритовых прожилках количество пирита, халькопирита, галенита, сфалерита достигает 30 %; в хлорит-монтмориллонит-эпидот-карбонатных метасоматитах отмечаются повышенные содержания меди и молибдена.

В Шелеховском месторождении (в 120 км ниже по Амuru от г. Комсомольск-на-Амуре) в верховьях р. Шелехова субстратом массивов кварцитов служат сенонские туфы и лавы дацитов, андезиты и липаритодациты (с экструзиями гранодиорит- и гранит-порфиоров).

В кварцитах выделяются серицитовые, серицит-каолинитовые, каолинитовые, диаспор-каолинит-серицитовые, алунит-каолинит-диаспоровые, алунит-серицитовые, алунит-каолинитовые, алунитовые и рутиловые разновидности кварцитов и монокварцитов с незначительным (до 0,5—1 %) содержанием глиноземистых минералов. Из них первоочередное практическое значение имеют алунитовые и диаспоровые кварциты, а из прочих — рутиловые кварциты и монокварциты. Здесь обнаружены наиболее высокие содержания алунита (40—55 %), однако количественная их роль еще не определена (с 1990 г. началось проведение поисковых ра-

бот). В алунитовых рудах отмечены повышенные содержания золота (0,6—0,8 г/т) и серебра (3—4 г/т).

В диаспоровых разновидностях кварцитов содержание диаспора 5—10 %.

Рутиловые (6—15 %) кварциты, образующие небольшую залежь, представляют интерес как титановое сырье.

Монокварциты (92—96 % SiO_2) удовлетворяют требованиям для производства стекла, керамических изделий и стройматериалов.

Металлогеническая специализация Шелеховского массива кварцитов определяется ассоциацией минералов алюминия, калия и серы (алунит, диаспор, каолинит, серицит), железа (гематит, гётит, пирит), титана (рутил, анатаз, ильменит), фосфора (апатит), свинца (галенит, англезит, перуссит), цинка (сфалерит), свинца и молибдена (вульфенит), меди (борнит, ковеллин, халькопирит), висмута (висмутит), вольфрама (вольфрамит, шеелит), золота, серебра, кремния.

В целом металлогеническая специализация алунит-каолинит-диаспор-серицитовых кварцитов Шелеховского месторождения определяется рядом элементов: $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Ti}-\text{K}-\text{Si}$, а их пропилитового субстрата — $\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Zn}-\text{Au}-\text{Ag}-\text{Mo}-\text{W}-\text{Bi}-\text{P}$.

Из них рудное значение имеют минералы Al , Fe , Ti , K , S , Au , Ag , при обогащении которых из руд были получены промышленные концентраты алунита, рутила и благородных металлов.

В отношении распространенности основных глиноземистых минералов — алунита, диаспора, каолинита, серицита — все известные проявления на востоке СССР подобны друг другу, но отличаются, как указывалось выше, распространением самородной серы.

В Шелеховском месторождении изредка встречаются единичные вкрапленные серы (до 0,1 мм).

В месторождении Круглый Камень, кроме алунитовых (8—50 %, в среднем 29 %, 209 млн т), алунит-диккитовых, алунит (10—15 %)-серицит (10—15 %)-турмалиновых (до 5 %) кварцитов с пирофиллитом ограничено распространены алунитово(5—18 %)-серные (20 %) кварциты.

В Тетюхинском проявлении на мысе Бринера, квалифицируемом как серно-диаспоровое, распространены алунит-пирофиллитовые, серные, серно-диаспоровые, пирофиллит-диккит-диаспоровые (с андалузитом), диаспорово-диккитовые, диаспорово-пирофиллитовые (с серой), диаспоровые, диккитовые, серицит-диккитовые, турмалин-дюмортьеритовые и турмалиновые разновидности кварцитов.

Во всех прочих континентальных проявлениях самородная сера неизвестна, но почти повсеместно в ассоциациях с алунитом она присутствует в серных месторождениях Курило-Камчатской гряды, где кроме кварца распространен также и опал [1].

Укажем некоторые из них. В проявлении о. Кунашир в кварцитах, образованных по вулканическим породам среднего и кислого составов, распространены серицитовые, серно(3 %)-диаспоровые, серно(10 %)-алунитовые (20—40 %) кварциты (кварца 50—60 %) и монокварциты.

На о. Парамушир в кальдере хр. Карпинского отмечаются каолинитовые кварциты с прожилками серы, серно-алунитовые и серные кварциты, а также кварцево-опаловые породы с серой. В Заозерном месторождении описаны серные кварциты и опалиты с серой и незначительной примесью алунита.

В серном месторождении Новом распространены опалиты, содержащие, как на Шелеховском месторождении, до 15 % оксидов титана, серные и алунитовые кварциты, опалогипсовые породы.

В некоторых проявлениях Камчатки (Озерновском, Березовском) отмечаются высокие содержания диаспора — до 90 % при подчиненном содержании алунита.

Обобщая данные о всех проявлениях глиноземистых кварцитов в отношении рассматриваемых минералов, можно выделить два их типа:

алунит-гиббсит-диаспор-каолинит-серицитовый и корунд-андалузит-алунит-серицитовый. Что же касается последовательностей пространственного размещения максимальных содержаний каждого из минералов, то в большинстве случаев они соответствуют вышеприведенным, т. е. в верхних частях разрезов размещаются моно- и рутиловые кварциты, ниже серно-алунитовые (в основном на Курило-Камчатской гряде), затем следуют (в континентальных проявлениях) алунитовые, гиббсит-диаспоровые (гиббсит установлен в единичных проявлениях), каолинитовые и серицитовые кварциты. Последние подстилаются пропилитами и затем первичными породами. Данные последовательности могут быть как вертикальными, так и наклоненными под различными углами к горизонту. Все разновидности кварцитов обладают псевдоморфной реликтовой структурой первичных пород и в определенной мере наследуют их форму. Преимущественно глиноземистые кварциты развиваются по пористым туфам, в которых циркуляция гидротермальных вод была наиболее активной. По этой причине в толщах пирокластических пород возникало множество участков развития вышеперечисленных последовательностей глиноземистых минералов, которые, сливаясь друг с другом, а на контактах с интрузиями дополнительно преобразовываясь в корунд и андалузит, образовывали документированную в настоящее время картину распределения глиноземистых минералов.

Предположительно можно высказать мнение, что образование основных глиноземистых минералов происходило одновременно, но в существенно различных количественных масштабах по мере продвижения фронта гидротермальных вод по различному свободному поровому и межобломочному пространству пирокластических пород.

Пересчеты абсолютных масс основных ингредиентов показывают, что во всех минеральных зонах кварцитов содержания глинозема (относительно его количества в первичных породах) сокращаются на 0,7—11,35%, кроме гиббсит-диаспоровой зоны, где его количество сравнительно с остальными зонами увеличивается в 2—3 раза. Из этого следует, что в алунитовых рудах не может быть существенно больше глинозема, чем в первичных породах, поскольку основная его масса остается на месте (1,62—1,64 грамма на 1 см³), частью рассеивается и лишь в исключительных случаях концентрируется до содержаний алунита в 50—60%.

Содержание алунита в 34%, согласно экономическим расчетам ВАМИ, является минимальным содержанием, при котором обеспечивается «нулевая» рентабельность при получении глинозема из алунитовых руд без их обогащения. В месторождениях Гряда Каменная и Искинское среднее содержание алунита в рудах 26%, т. е. они требуют обогащения. Согласно экономическим расчетам хозяйственного освоения руд Искинского месторождения в различных вариантах технико-экономической модели эксплуатации были получены различные результаты, от низкорентабельных (срок окупаемости 23 года по расчетам ВАМИ при производстве 0,5 млн т глинозема в год) до высокорентабельных (срок окупаемости 6,6 лет, по Э. Е. Дроздовскому) при производстве (в тыс. т) глинозема — 1000, сульфата калия — 870, серной кислоты — 590, коагулянта для природоохранных мероприятий — 700, шламов для производства стройматериалов — 3500, электроэнергии — 500 кВт/час, теплоэнергии на сумму 260 млн рублей.

Согласно рекомендации ВАМИ (Насыров Г. З. — устное сообщение), при разведке алунитовых месторождений на Дальнем Востоке следует ориентироваться на запасы в 100 млн т при 40%-м содержании алунита в рудах, что позволит перерабатывать их без обогащения, но с добавкой сыниритов.

Из руд Шелеховского месторождения с первоначальным содержанием алунита в 40% были получены концентраты с содержанием алунита 65—70% при извлечении 86,5—91%. Извлекаемость из них попутного золота и серебра составила 99% (при первоначальных содержаниях золота 0,8 г/т и серебра 3,6 г/т). Шелеховское месторождение расположено в 35 км от

ж. д. станции Шелехово и одноименной пристани на р. Амур, что обеспечивает более экономичный вариант его освоения сравнительно с Искинским месторождением, где нет железной дороги, а содержание алунита более низкое (26 %). На месторождении Круглый Камень прогнозируется возможность разведки 140 млн т руды с 40%-м содержанием. Оно находится в 30 км от пристани Новомихайловка на Амуре и в 50 км от побережья Татарского пролива, в связи с чем возможен вывоз сырья (или концентратов) речным и морским путем через порт Лазарев.

Очевидно, что в районах всех остальных известных на Дальнем Востоке СССР алунитопроявлений могут быть обнаружены промышленные месторождения. Однако группа проявлений Амурской области находится в экономической зоне двух железных дорог, Транссибирской и Байкало-Амурской, в связи с чем здесь, как и на вышеописанных месторождениях, целесообразна постановка поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Г. М., Петраченко Е. Д. Южнокурильский сероносный район // Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. — М.: Наука, 1971.
2. Скляр Р. Я. Гидротермальные аналоги экзогенных бокситов // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 269, № 3. — С. 690—693.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 553.641 : 631.81(571.6)

Г. В. Роганов, Е. Н. Яковлев

АПАТИТЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ВОЗМОЖНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Приведена краткая характеристика сырьевой базы апатитов юга Дальнего Востока и рассмотрены перспективные направления их использования. Обращено внимание на возможность применения апатитов в качестве удобрений в натуральной минеральной форме для создания в кислых слабо окультуренных почвах устойчивого фосфатного потенциала путем заправки последних большими дозами апатитовых концентратов (до 500 кг P_2O_5 на 1 га).

Ведущую роль в балансах запасов и прогнозных ресурсов фосфатного сырья юга Дальнего Востока играют апатиты. Открытые здесь месторождения и наиболее перспективные проявления апатитовых руд располагаются в пределах Алдано-Станового щита Сибирской платформы, где обособляются Алданская, Чаро-Олекминская и Джугджуро-Становая апатитоносные провинции [9].

Среди геологических формаций Алданской провинции, выделяемой в границах одноименного кристаллического массива — раннеархейского ядра щита, наиболее продуктивной на апатит является формация раннепротерозойских Fe—Ca—Mo—CO₂-метасоматитов [4], с которой связаны Селигдарское месторождение карбонатных апатитовых руд, крупнейшее в Сибири и на Дальнем Востоке, и ряд других перспективных месторождений и проявлений. На апатитоносных породах селигдарского типа местами развиты предвендские и мезозойские коры выветривания с апатит-франколитовыми рудами остаточного инфильтрационного типа [8]. Наиболее крупные запасы таких руд установлены на месторождении Бирикээн.

Одним из негативных факторов в проблеме освоения ресурсов апатитовых руд Алданской провинции является их трудная обогатимость. Проведенные Государственным институтом горно-химического сырья (ГИГХС) испытания укрупненной технологической пробы руды Селигдарского месторождения, представленной апатит-мартит-кварц-доломитовой, апатит-кальцитовой разновидностями и дезинтегрированными апатитоносными породами в соотношении, отвечающем их развитию на месторождении, показали возможность получения по схеме прямой флотации с применением реагентов таллактам и ИМ-50 апатитового концентрата, содержащего в среднем 36,8 % P_2O_5 при извлечении от 68 до 73 %. Эта схема не позволяет вовлечь в переработку апатит-силикат-карбонатные и апатит-сульфат-карбонатные руды, в связи с чем последние отнесены к забалансовым. Учеными ДВИМСа предложена более дешевая технология флотационного обогащения селигдарских руд с применением реагента флотол-7,9 в сочетании с аспаролом-Ф, позволяющая вовлечь в переработку руды указанных разновидностей. Однако показатели извлечения апатита в концентрат, достигнутые при использовании этой схемы, остаются низкими (68—71 %).

Опытными исследованиями, выполненными в ГИГХСе и Центральной лаборатории объединения ЗапСибгеология, установлена принципиальная возможность получения из селигдарских руд наряду с апатитовым

гематитового концентрата с содержанием $Fe_{\text{общ}} = 81 \%$, $P_2O_5 = 0,35-0,65 \%$ [15]. Однако затраты на извлечение гематита превышают его оптовую цену. По заключению специалистов ВНИИстром и НИИнеруд [15], хвосты обогащения селигдарских руд могут найти применение для производства вяжущих смесей, силикатного кирпича, ячеистого бетона и других строительных материалов.

Для апатит-франколитовых руд гидросиликатно-гидроокисного типа месторождения Бирикээн опробованы различные варианты технологических схем обогащения, предусматривающих прямую селективную или коллективную флотацию апатита и франколита. Содержание P_2O_5 в полученных концентратах составило 31—36 %, извлечение 60—80 %.

В Чаро-Олекминской провинции, выделяемой в пределах одноименной гранит-зеленокаменной складчато-глыбовой системы, в качестве апатитоносной выделяется метагаббро-перидотит-пироксенитовая формация позднеархейского трогового комплекса. В Ханинском районе к ней приурочены месторождение Укдуска и проявления Кабаханыр, Юс-Кюель и другие, представленные метаморфизованными силикатными рудами. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы P_2O_5 этих апатитоносных объектов достаточно велики — около 80 млн т [2], что позволяет рассматривать их как потенциальную сырьевую базу для развития местной туковой промышленности. Руды Ханинского района относятся к категории легкообогатимых [2]. По схеме прямой селективной флотации с последующей электромагнитной сепарацией из них извлекаются концентраты с содержанием P_2O_5 36—38 % при извлечении 87—95 %. Из некоторых разновидностей силикатных руд одновременно с апатитовым могут извлекаться пироксенитовый, биотитовый и калишпатовый концентраты, пригодные для использования в различных отраслях народного хозяйства (Ятлукова, 1985 г.).

В ряду апатитоносных формаций Джугджуро-Становой провинции, тектоническим эквивалентом которой является Становая складчато-глыбовая система, наиболее продуктивными являются магматические, метаморфизованные в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, — раннеархейская анортозитовая, позднеархейская и раннепротерозойская габбро-амфиболитовые. Естественными членами их породных ассоциаций являются габброиды, в различной степени насыщенные апатитом, титаномагнетитом и ильменитом, которые рассматриваются как комплексные фосфорно-железотитановые руды. По геолого-генетическим признакам различаются два типа оруденения: раннемагматический, представленный пластообразными залежами вкрапленных и сплошных руд в расслоенных габбро, габбро-норитах, пегматоидных габбро и габбро-анортозитах, конформными внутренней структуре расслоенных серий, и позднемагматический, для которого характерны секущие жилы и штокообразные тела сплошных, атакситовых, пятнистых и вкрапленных крупнозернистых руд, локализующихся среди анортозитов и габбро-анортозитов. Раннемагматические руды получили наиболее широкое распространение на месторождениях Богидэ, Маймакан, Джана — в Джугджурском анортозитовом плутоне, на месторождениях Урожайное и Давакит — в Баладекском анортозитовом плутоне, позднемагматические руды — на Гаюмском месторождении в Джугджурском плутоне. Суммарные ресурсы P_2O_5 этих месторождений составляют около 400 млн т.

Полученные в ДВИМСе (Ю. С. Кушпаренко, В. В. Остапенко) результаты технологических исследований позволяют рассматривать руды Джугджуро-Становой провинции как легкообогатимые. По схеме обогащения, включающей магнитную и электромагнитную сепарацию и флотацию, из них получают апатитовые концентраты с содержанием P_2O_5 37—40,8 % при извлечении 85—90 % и выше. Одновременно с апатитовым могут быть получены ильменитовый концентрат, титаномагнетитовый (или магнетитовый) продукт с повышенным содержанием ванадия и полевошпатовый продукт, пригодный для получения глинозема и использования

в стекольной промышленности. Руды месторождений гаюмского типа поддаются полной утилизации.

Особенности химического состава апатитов юга Дальнего Востока, определяющие возможные направления их использования в народном хозяйстве (табл. 1), свидетельствуют, что наиболее высоким содержанием P_2O_5 (39,72—41,45 %) характеризуются апатиты руд магматического происхождения, связанных с метагаббро-перидотит-пироксенитовой, анортозитовой и габбро-амфиболитовой формациями. Наиболее низкие содержания P_2O_5 зафиксированы во франколитах коры выветривания Чукурданского проявления (26,26 %) и апатитах формации Fe—Ca—Mg— CO_2 -метасоматитов (36,13—39,80 %), что обусловлено присутствием в них микровключений других минералов, от которых невозможно избавиться при выделении концентратов. Во франколитах они представлены гидрогетитом, глинистыми минералами и тонкими продуктами дезинтеграции пород субстрата, в апатитах — мартитом, слюдами, хлоритом и другими минералами. Апатиты метагаббро-перидотит-пироксенитовой формации и Fe—Ca—Mg— CO_2 -метасоматитов отличаются от других более высокими содержаниями редких земель лантан-цериевой группы (соответственно 0,63 и 0,86 %) и радиоактивных элементов, среди которых преобладают торий. Наиболее высокие концентрации SrO (0,87 %) свойственны апатитам метагаббро-перидотит-пироксенитовой формации, наиболее низкие — апатитам анортозитовой.

Промышленностью СССР и зарубежных стран апатитовые концентраты используются как сырье для химической переработки в фосфорную кислоту и концентрированные минеральные удобрения, а также для получения желтого фосфора, кормовых и технических фосфатов путем их термической и гидротермической переработки. Требования к качеству концентратов регламентируются техническими условиями и стандартами, разработанными для конкретных месторождений по результатам опытных работ.

Согласно общим требованиям к качеству сырья [5], при химической переработке концентратов (с использованием серной, азотной или соляной кислоты) допустимые минимальные пределы содержаний P_2O_5 определяются наличием вредных примесей — MgO, полуторных окислов (FeO, Fe_2O_3 , Al_2O_3) и карбонатов кальция — доломита и кальцита. При сернокислотной переработке апатитового концентрата количество Fe_2O_3 не должно превышать 8 % от общей массы P_2O_5 , при отношении Fe_2O_3/Al_2O_3 , равном 2 : 1. По аналогии с требованиями к качеству фосфоритов максимальное содержание MgO в апатитовом концентрате, предназначенном для получения экстракционной фосфорной кислоты, не должно превышать 7—8 % от общего количества P_2O_5 . В сырье для кислотной переработки содержание CO_2 , определяемое присутствием карбонатов, не должно превышать 6%.

При термической переработке апатитовых концентратов нижние пределы содержаний P_2O_5 определяются заданными показателями экономической эффективности процесса. Важное значение имеет отношение $SiO_2 : Al_2O_3/CaO : MgO$. Оптимальное значение последнего равняется 0,9 и достигается подшихтовкой в фосфатное сырье известняка и кремнезема. Для электровозгонки фосфора пригодны концентраты с низкими содержаниями окислов железа и карбонатов, для производства обесфторенных кормовых фосфатов методом гидротермической переработки — концентраты, содержащие не менее 36 % P_2O_5 .

Результаты аналитических исследований свидетельствуют, что наиболее высоким качеством характеризуются концентраты, полученные из руд Джугджуро-Становой и Чаро-Олекминской провинций. Они отличаются высоким содержанием P_2O_5 , низким содержанием элементов-примесей и пригодны для переработки на все перечисленные выше виды промышленной продукции. Согласно оценке НИУФ [15], апатитовые концентраты селигдарских руд могут быть использованы для получения экстракционной фосфорной кислоты (дигидратным методом), нитроаммо-

Химический состав апатитов Алдано-Станового щита

Компоненты	Содержание, мас. %																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	2,33	1,40	9,03	4,99	1,70	1,61	2,92	1,57	0,43	2,96	0,42	1,30	1,15	0,67	Н. о.	4,03	1,04
TiO ₂	Н. о.	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	Н. о.	0,10	0,13	0,01	0,28	0,04	»	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	0,19	0,13	0,26	0,53	0,40	0,93	0,26	0,92	0,28	0,21	0,71	0,21	0,44	0,31	»	0,10	0,40
Fe ₂ O ₃	1,62	0,23	0,90	0,22	0,51	5,97	1,28	4,73	Н. о.	Сл.	0,67	Н. о.	0,98	0,42	»	1,25	0,32
FeO	0,28	0,05	0,25	0,25	0,37	0,25	0,25	0,25	0,64	0,30	0,11	0,39	Н. о.	0,20	»	0,36	0,25
MnO	0,08	0,15	0,02	0,03	0,05	0,13	0,01	0,18	Н. о.	0,02	0,05	0,04	0,01	0,17	0,04	0,03	0,02
MgO	0,70	0,20	0,10	0,18	0,13	0,06	0,14	0,10	»	0,35	0,30	0,14	Н. о.	0,16	Н. о.	0,50	0,19
CaO	50,70	53,38	49,56	52,25	53,13	54,55	54,55	51,07	40,84	53,25	53,93	53,75	51,67	54,11	54,67	53,19	53,28
Na ₂ O	0,22	0,22	0,17	0,15	0,37	0,13	0,02	0,12	Н. о.	0,38	0,44	0,10	0,37	0,44	Н. о.	0,17	0,02
K ₂ O	0,14	0,01	0,02	0,01	0,24	0,03	0,02	0,02	»	0,31	0,19	0,01	0,27	0,14	»	0,05	0,02
P ₂ O ₅	37,85	39,80	36,13	38,27	39,77	37,29	36,52	37,71	26,26	39,72	40,93	41,45	40,17	41,39	41,35	40,30	41,18
SO ₃	0,58	Н. о.	0,88	0,78	0,35	0,28	0,21	0,10	0,03	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,14	0,92
CO ₂	Н. о.	0,98	0,11	0,13	0,24	0,64	0,29	0,84	Н. о.	»	»	»	»	»	»	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,35	0,66	0,14	0,19	0,25	0,66	0,21	0,59	»	»	0,40	0,22	1,44	0,51	»	0,11	0,42
F	2,60	2,82	3,11	2,63	2,75	2,38	3,19	2,63	2,21	1,95	2,30	2,65	2,32	1,14	2,68	1,01	2,50
Cl	0,21	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,20	Н. о.	Н. о.	0,10	Н. о.	Н. о.
H ₂ O ⁻	Н. о.	Н. о.	0,10	0,05	0,06	0,17	0,06	0,59	»	»	»	Н. о.	»	»	Н. о.	0,05	»
n	27—45	2	1	1	1	1	1	1	1	3	1	2	2	1	11	1	1

Примечание. Формация посткарбовых метасоматитов (Селигдарского типа): 1, 2 — апатиты Селигдарского (1) и Тигрового (2) месторождений; 3, 4 — Биринг-анского месторождения; 5, 6 — Горбальдьяского проявления; 7, 8 — Чукурданского проявления; 9 — франколит Чукурданского проявления; 10 — апатиты месторождения Удуческа. Аморфизовая формация: 11—14 — апатиты Бордесского (11), Маймаканинского (12), Гаюмского (13) и Джангского (14) месторождений; 15 — средний состав апатитов Герасковского района; 16 — апатиты Имангайтского проявления. Габбро-амфиболитовая формация: 17 — апатиты Усть-Нюкянского проявления. 1 — по [13]; 2 — по [3]; 3—9 — по материалам Л. П. Соболева, 1989 г.; 10 — по [12]; 11, 13, 15 — по [11]; 12, 14 — по материалам О. Е. Воробьева, 1983 г.; 16, 17 — по материалам Г. В. Роганова, 1989 г.

фоски и нитрофоски (по азотной и азотно-серноокислотной схемам) с сопутным извлечением редкоземельных элементов и фтора. Фосфатные концентраты из руд коры выветривания месторождения Бирикээн пригодны для получения экстракционной фосфорной кислоты.

Традиционные направления использования апатитового сырья для производства концентрированных удобрений требуют больших капитальных затрат на строительство ГОКов и химических предприятий. В структуре капиталовложений на промышленное освоение месторождения затраты на строительство химического завода превышают 40 %. В связи с этим авторами предпринята попытка изучения возможности использования апатитовых концентратов в качестве удобрений в натуральной минеральной форме, без химической переработки их в водорастворимые соединения.

По данным агрохимического обследования почв Дальнего Востока, большая часть земель, как освоенных, так и перспективных для освоения, характеризуется очень низкой обеспеченностью фосфором (менее 25 мг P_2O_5 на 1 кг почвы).

Генетические особенности почв Дальнего Востока определяют значительную емкость поглощения фосфора. Установлено, что каждые 100 кг P_2O_5 , внесенные на гектар пашни, повышают содержание подвижных фосфатов на 10 мг на 1 кг почвы. В зависимости от обеспеченности почв фосфором, т. е. создания фосфатного потенциала, находится рост урожайности сельскохозяйственных культур.

Эмпирически установлено, что поднять окультуренность дальневосточных почв в отношении обеспеченности их фосфором можно за счет фосфоритования. Авторами исследована возможность создания фосфатного потенциала в почвах за счет применения вместо фосфоритной муки апатитовых концентратов, для чего были проведены вегетационные опыты. Целью последних явилось сравнительное изучение процессов превращения в почве сырых и механически активированных апатитовых концентратов и их влияния на урожайность сельскохозяйственных культур.

Вегетационные опыты были поставлены по методике З. И. Журбицкого [7] и сопровождались анализами почв и апатитовых концентратов по ГОСТ-20857 и методике определения минеральных фосфатов по К. Е. Гинзбург и Л. С. Лебедевой [6]. Определение подвижных фосфатов в почве проводилось по методу Кирсанова [4].

Апатитовые концентраты наработаны из технологических проб, отобранных на Укдусском, Гаюмском и Селигдарском месторождениях, в отделе технологии минерального сырья и Новоникольской технологической партии ДВИМСа. Механоактивация их проведена в Красноярском политехническом институте на кафедре сопротивления материалов. Результаты анализа растворимых форм P_2O_5 в сырых и механически активированных пробах представлены в табл. 2.

Установлено, что цитратно-растворимые формы фосфата характеризуют степень разупорядочения структуры апатита. Лимонно-растворимость фосфата обусловлена как структурными, так и генетическими факторами, а также дисперсностью вещества [14].

В конкретном случае наибольшая разупорядоченность структуры наблюдается при механоактивации апатитового концентрата Селигдарского месторождения. Общая тенденция увеличения количества растворимых форм фосфата отмечается после механоактивации в апатитовых концентратах всех месторождений. Все виды механоактивированного сырья по категориям СО ВАСХНИЛ [10], установленным на основании обобщения обширного материала агрохимических исследований, по удобриельной ценности становятся близкими или эквивалентными суперфосфату.

Изучение распределения резерва фосфатов апатитовых концентратов различных месторождений позволяет отметить следующее. Непосредственный резерв представлен кислыми и разноосновными фосфатами кальция и магния, преимущественно вторично образованными. Ближайший резерв составляют $AlPO_4$ (типа варисцита, ваффеллита), $Fe_2(PO_4)_3$ и $FePO_4$

Содержание растворимых форм P_2O_5 в сырых и механоактивированных апатитовых концентратах

Месторождение, продукт	Номер пробы	P_2O_5 общ., мас. %	P_2O_5 растворимое в 2%-й лимонной кислоте		P_2O_5 питратно-растворимое	
			мас. %	относ. %	мас. %	относ. %
Укдуска, апатитовый концентрат	45	36,1	6,1	16,9	2,6	7,2
То же, активированный	45 — Та	35,9	20,1	56,0	8,6	24,0
Гаюмское, апатитовый концентрат	АА-1	36,9	7,7	20,9	3,2	8,7
То же, активированный	АА-1а	36,3	21,2	58,4	10,1	27,8
Селигдарское, апатитовый концентрат	33	37,9	5,7	15,0	2,5	6,6
То же, активированный	33а	36,0	20,9	58,0	21,1	58,6

Таблица 3

Распределение фосфатов апатитовых концентратов по резервам

Месторождение, продукт, номер пробы	P_2O_5 общ., %	Резерв P_2O_5 мг/100 г вещества			Сумма всех групп резерва P_2O_5 мг/100 г вещества	Относительное содержание P_2O_5 резерва
		непосредственный	ближайший	потенциальный		
Укдуска, апатитовый концентрат, 45	36,1	40,5 63,7	11,0 17,3	12,15 19,1	63,65	0,18
То же, активированный, 45Та	35,9	295,9 46,4	315,9 49,6	25,5 4,0	636,4	1,77
Гаюмское, апатитовый концентрат, АА-1	36,9	27,75 34,8	7,25 9,1	44,75 56,1	79,75	0,22
То же, активированный, АА-1а	36,3	270,25 46,1	277,5 47,3	38,5 6,6	586,25	1,62
Селигдарское, апатитовый концентрат, 33	37,9	52,5 52,1	3,5 3,5	44,75 44,4	100,75	0,27
То же, активированный, 33а	36,0	311,5 42,5	379,25 52,0	38,5 5,3	729,25	2,03

Примечание. Числитель — абсолютное количество резерва P_2O_5 , знаменатель — процент от суммы всех групп резерва.

(типа стренгита, дефренгита), а потенциальный резерв — это высокоосновные фосфаты кальция (типа франколита, апатита). В гаюмском и селигдарском апатитовых концентратах около половины и более фосфатов представлены потенциальным резервом, а в укдусском апатитовом концентрате его только 19 % (табл. 3). Механоактивация за счет разупорядочения структуры в 7,2—10 раз увеличивает сумму всех групп фосфатов. При этом происходит значительное перераспределение фосфатов по видам резерва. Так, минимальное количество фосфатов непосредственного резерва увеличивается в 5,9—9,7 раза. Особенно возрастает содержание фосфатов ближайшего резерва и резко снижается доля фосфатов потенциального резерва.

При внесении апатитовых концентратов в почву происходят качественные изменения в составе разных групп резерва фосфатов. Если при механоактивации высвобождается группа фосфатов, связанных с алюминием, то при взаимодействии с почвой большая часть фосфора связывается с железом.

Растения в первую очередь используют фосфаты непосредственного резерва, количество которого сокращается в процессе выращивания культуры. Такая же тенденция прослеживается в отношении фосфатов ближай-

Урожайность пшеницы «Дальневосточная 10» в вегетационном опыте по сравнительному изучению эффективности концентратов апатитовых руд

Варианты опыта	1 культура, действие			2 культура, последствие			3 культура, последствие			Средний по трем культурам		
	прибавка к ФМ 500		%	прибавка к ФМ 500		%	прибавка к ФМ 500		%	прибавка к ФМ 500		%
	г/сосуд	г/сосуд		г/сосуд	г/сосуд		г/сосуд	г/сосуд		г/сосуд	г/сосуд	
К — фон	19,9	0,9	5	6,9	3,1	82	4,0	—	—	10,3	—	—
Фон + Рдс60, ежегодно	22,6	3,6	19	8,4	4,6	121	5,2	—	—	12,1	1,0	9
Фон + фосмука 500, в запас	19,0	—	—	3,8	—	—	10,4	—	—	11,1	—	—
Фон + гаюмский апатитовый концентрат 500, в запас	10,9	0,9	5	6,4	2,6	68	7,5	—	—	11,3	0,2	2
Фон + активированный гаюмский апатитовый концентрат 500, в запас	20,0	1,0	5	7,3	3,5	92	8,0	—	—	11,8	0,7	6
Фон + укдуский апатитовый концентрат 500, в запас	21,4	2,4	13	7,3	3,5	92	7,9	—	—	12,2	1,1	10
Фон + активированный укдуский апатитовый концентрат 500, в запас	21,4	2,4	13	7,3	3,5	92	7,8	—	—	12,2	1,1	10

шего резерва. При этом следует отметить, что при внесении в почву апатитовых концентратов в запас большими дозами — 500 кг P_2O_5 на гектар, создается стабильная повышенная обеспеченность подвижным фосфором на уровне 60—90 мг P_2O_5 на 1 кг почвы, т. е. устанавливается ее сравнительно высокий фосфатный потенциал.

Наибольший стартовый эффект (начальное действие созданных фосфатных фонов) отмечается для апатитового концентрата укдусского типа (табл. 4). При этом по эффективности варианты опыта с апатитовыми концентратами уступают лишь варианту с применением двойного суперфосфата, но превосходят вариант с запасным внесением фосфоритной муки Нижне-Камского месторождения.

Результаты вегетационного опыта позволяют обосновать рабочую концепцию о возможности применения концентратов апатитовых руд дальневосточных месторождений без химической переработки их в водорастворимые формы удобрений. Эти концентраты могут служить основой для создания устойчивых фосфатных фонов дальневосточных почв.

Следующим этапом исследований следует считать наработку большой партии концентратов апатитовых руд и изучение их эффективности в полевых опытах с применением всего комплекса интенсивной технологии возделывания сельскохозяйственных культур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. — М.: МГУ, 1970.
2. Белоусов В. М., Кун А. В., Никитин Г. П. Апатитовосность Ханинского района // Месторождения агрохимического сырья на юге Дальнего Востока СССР (геология, критерии поисков и оценки)/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 29—40.
3. Боярко Г. Ю., Абакумова Л. Н. Тигровое месторождение апатита (Алданский щит) // Геол. рудных месторождений. — 1985. — Т. XXVII, № 3. — С. 40—55.
4. Боярко Г. Ю., Сучков В. Н. Перспективы апатитовосности Центрально-Алданского района // Месторождения агрохимического сырья на юге Дальнего Востока СССР (геология, критерии поисков и оценки)/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 7—23.

5. Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков/Под ред. А. С. Зверева и Р. М. Файзуллина.— М.: Недра, 1980.
6. Гинабург К. Е., Лебедева Л. С. Методика определения минеральных форм фосфатов почвы // *Агрохимия*.— 1971.— № 1.— С. 125—135.
7. Журбицкий З. И. Теория и практика вегетационного метода.— М.: Наука, 1968.
8. Краевский Б. Г., Нургалиев Г. Н., Суховерхова М. В., Светлицкий Н. И. Гипергенное фосфатонакопление в Мелемкенском районе Алданского щита // Месторождения агрохимического сырья на юге Дальнего Востока СССР (геология, критерии поисков и оценки)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 27—36.
9. Минералогическая карта СССР. Фосфатное сырье. Масштаб 1 : 2 500000/Гл. ред. А. С. Зверев/ВСЕГЕИ, 1984.
10. Нуменко И. В., Янцев Е. Д. Научно-техн. бюлл. СО ВАСХНИЛ.— 1982.— Вып. 6—7.— С. 31—37.
11. Панских Е. А., Гаврилов В. В. Апатиты Геранского анортозитового массива // Фосфатоносные формации Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 23—44.
12. Прошенкин Н. Е., Кузнецова И. К. Некоторые особенности породообразующих минералов Ханинского массива // *Геология и геофизика*.— 1988.— № 6.— С. 85—93.
13. Холодова Л. Д. Апатитовые руды Селигдара // *Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения*/ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1981.— С. 61—69.
14. Чайкина М. В. Перспективы механохимического метода безотходной переработки фосфатных руд с целью получения удобрений // *Геохимия техногенеза: I Всесоюзн. сов-е. Т. 1.*— Иркутск, 1985.
15. Энтин А. Р., Сучков В. Н., Тыллар А. Г. и др. Геолого-экономические проблемы освоения апатитовых руд Южной Якутии/ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1987.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК (553.411 + 553.7) : 550 : 845(571.61./62)

Б. И. Шестаков, В. Н. Шихов, В. П. Шестакова, И. В. Ершова

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД В ПРИАМУРЬЕ

Доказана высокая эффективность гидрогеохимических поисков золота на золоторудных месторождениях Приамурья, относящихся к различным формационным типам и располагающихся в различных климатических условиях. Актуальность этих работ связана с тем, что значительная часть площади региона перекрыта мощной толщей рыхлых отложений. Приведены элементы-индикаторы различных формационных типов золоторудных месторождений в водных потоках рассеяния. Описана методика и результаты поисков минеральных вод по данным водно-газового опробования. Открыто и передано в разлив месторождение столовых хлоридных вод.

Гидрогеохимические поиски месторождений золота в Приамурье давно актуальны в связи с тем, что значительная часть его территории перекрыта рыхлыми отложениями. Первое в мировой практике определение золота в природных водах произведено именно в Приамурье, на р. Сутар в Еврейской автономной области [2]. Однако дальнейшего распространения гидрогеохимические методы в то время не получили в связи с чрезвычайно высокой трудоемкостью работ.

Новый толчок к развитию гидрогеохимических поисков рудных месторождений, в том числе месторождений золота, дало внедрение в практику поисковых работ методов концентрирования микрокомпонентов из природных вод с помощью гидроокиси алюминия [4] и с сульфидом кадмия [1]. Гидрогеохимический метод был введен как обязательный при геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Такие исследования были проведены и в золотоносных районах Амурской области, их результаты содержатся в работах А. Г. Козлова, Г. В. Беляевой, Л. Н. Серебрякова, Л. В. Эйриша и др. К сожалению, в связи со слабой методической базой и низким уровнем аналитических работ гидрогеохимические исследования в процессе геологических съемок масштаба 1 : 50 000 положительных результатов не дали. Тем не менее А. Г. Козловым была сделана попытка прогнозирования россыпи по данным гидрогеохимических исследований. В ее основу положена идея о том, что россыпь золота, в отличие от рудного месторождения, дает водный поток рассеяния только золота и серебра, тогда как рудное месторождение за счет растворения сопутствующих сульфидов дает более разнообразный комплекс элементов-спутников. На положительные результаты гидрогеохимических исследований при поисках рудного золота указывает и Г. И. Неронский.

В 1963 г. А. Г. Козловым были проведены специальные опытно-методические гидрогеохимические исследования шахтных и поверхностных вод на одном из месторождений Приамурья. Работы дали положительные результаты, однако это не активизировало дальнейших исследований в этом направлении.

Следующий этап активизации гидрогеохимических поисков золота связан с внедрением в практику высокочувствительных методов анализа природных вод на золото (атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного и других). На основе этих методов с 1984 г. в регионе начала работать группа гидрогеохимиков Ленинградского горного института под руководством В. А. Кирюхина. Этой группой получены весьма важные дан-

ные о гидрогеохимических критериях поисков золота, особенно на месторождениях эпitherмального генезиса, связанных с раннемеловыми эффузивами.

Автором в составе одной из поисковых партий первая попытка гидрогеохимических поисков была проделана в 1969 г. Получены совершенно четкие гидрогеохимические критерии поисков золотого оруденения на месторождении золота, связанном с зеленосланцевой толщей [5]. С 1985 г. в Дальневосточном институте минерального сырья ведутся регулярно работы, результаты которых частично излагаются в настоящей статье.

Изученные в гидрогеохимическом отношении месторождения золота расположены на огромной территории, имеющей протяженность около 800 км с запада на восток и около 400 км с севера на юг. Климат района резко континентальный со среднегодовой температурой от -8°C на севере до 0°C на юге. Среднемесячная температура января от -32°C на севере до -26°C на юге. Среднегодовое количество осадков изменяется от 300 мм в центральной и южной частях области до 900—1000 мм на северо-востоке. Такое разнообразие климатических условий обусловило развитие в области четырех климатических подзон: средней тайги, южной тайги, хвойно-широколиственных лесов и безлесной. Основной водной артерией является Амур. Все изученные месторождения находятся в пределах верхней части его бассейна.

Регион включает в себя части трех геологических структур первого порядка: южную часть Сибирской платформы, северную часть Северо-Китайской (Сино-Корейской) платформы и разделяющую их Монголо-Охотскую складчатую систему. В частности, в первой структуре работы проводились в пределах Становой плутонит-метаморфитовой области, во второй — в пределах Буреинского массива, в третьей — в пределах Селемджинской складчатой зоны.

В процессе работ одной из задач ставилось выявление гидрогеохимических критериев поисков различных формационных типов золоторудных месторождений. Для того, чтобы максимально выявить влияние фактора формационной принадлежности на формирование водных потоков рассеяния рудных месторождений, последние были выбраны таким образом, чтобы климатические, ландшафтные и гидрогеологические факторы были максимально близки. Все выбранные месторождения расположены в пределах гидрогеологических массивов в климатической зоне южной тайги. Климатические характеристики месторождений близки: среднегодовая температура составляет $-5,9^{\circ} \div -2,6^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков — 484—798 мм. Относительные отметки месторождений также близки — от 250 до 400 м.

В качестве формационной основы для региона была принята классификация золоторудных гидротермалитовых формаций, разработанная В. Д. Мельниковым [3]. В геохимическом смысле эта классификация удобна тем, что учитывает не только минералогический состав руд, но и включает в число классификационных признаков вмещающие породы и развитые по ним гидротермалиты. Это позволяет изучить влияние на формирование водных потоков рассеяния всех основных факторов, связанных с формационной принадлежностью золоторудных месторождений. С практической точки зрения важен тот факт, что принятая классификация разрабатывалась на материале месторождений Приамурья и формационная принадлежность каждого из изученных нами месторождений определена автором классификации [3].

В процессе работ были изучены водные потоки месторождений, относящихся к четырем основным формациям золоторудных месторождений: березитовой, апозеленосланцевых — апочерносланцевых гидротермалитов, апочерносланцевых гидротермалитов и диафторитовой.

Березитовая золоторудная гидротермалитовая формация залегает среди гранитоидов, по которым развиты гидротермалиты березитового ряда. Рудные тела представлены полостными гидротермалитами, состоящими из кварца, сульфидов и сульфосолей.

Рудные минералы довольно разнообразны: висмутин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит, джемсонит. Количество их в рудных телах обычно не превышает 3 %. В некоторых рудных телах имеются рудные столбы, в которых содержится большая доля золота. Содержание сульфидов в рудных столбах достигает 40 %. В виде примесей в них содержится свинец, медь, сурьма, цинк, висмут, а также титан (до 0,3 %), ванадий (до 0,06 %), кобальт (до 0,1 %), никель (до 0,05 %), марганец (до 0,1 %), хром (до 0,005 %). Золото в сульфидах распределено следующим образом: в висмутине до 1994, в халькопирите до 19,2, в сфалерите до 4, в арсенопирите до 33,2, в антимоните 1 г/т. На обоих изученных месторождениях березитовой золоторудной формации установлена зона вторичного сульфидного обогащения. Основными минералами здесь являются халькозин, ковелин, борнит, базовисмутин, бисмит. Среди гипергенных минералов установлены малахит, азурит, стибнокальцит, самородный висмут. По результатам гидрогеохимических исследований установлены связи в цепи, рудные минералы — водные потоки рассеяния рудных тел. Если расположить элементы руд по уменьшению содержаний, то получится следующий ряд: висмут, мышьяк, сурьма, никель, молибден, цинк, медь. В природных водах элементы, расположенные по уменьшению контрастности содержаний (контрастность — отношение содержания элемента к величине его локального фона), образуют такой ряд: висмут, мышьяк, никель, сурьма, свинец, молибден. Как легко увидеть, ряды эти практически совпадают, ранговый коэффициент между номерами членов этого ряда равен 0,97. Такая тесная корреляция позволяет не только определить по водному потоку формационную принадлежность месторождения, но и с большей вероятностью предположить состав рудных тел по результатам гидрогеохимического опробования.

Для более надежного определения элементов-индикаторов золотого оруденения рассчитаны статистические параметры содержаний микрокомпонентов в природных водах — среднее логарифмическое и дисперсия логарифмов (предварительно установлено, что содержание микрокомпонентов в природных водах рудных полей подчиняется логнормальному закону распределения). Так как наличие высоких содержаний элементов в водах увеличивает их дисперсию, можно предполагать, что ряд по уменьшению дисперсий будет соответствовать ряду по уменьшению контрастности содержания элементов в водных потоках рассеяния. Дисперсионный ряд, усредненный для обоих изученных месторождений березитовой золоторудной гидротермалитовой формации, следующий: висмут, мышьяк, сурьма, цинк, никель, свинец, молибден. Коэффициент ранговой корреляции с номерами элементов по контрастности содержаний в водах составляет 0,910. Такая тесная связь позволяет на основе дисперсий устанавливать состав водных потоков рассеяния, а, следовательно, и реконструировать состав рудных минералов.

Несколько иная ситуация наблюдается на месторождениях апозеленосланцевых — апочерносланцевых золоторудных гидротермалитов. Вмещающими породами здесь (изучено три месторождения) являются глинистые, хлоритовые, хлорит-амфиболовые сланцы, нередко встречаются линзы и прослои известняков и известковистых пород. Основной минерал золотоносных тел — кварц, изредка встречаются адуляр и акцессорит. Среди рудных минералов резко преобладают пирит, арсенопирит, антимонит и шеелит, составляющие не более 1—2 % жильной массы. В единичных зернах встречаются галенит и сфалерит, очень редко кинноварь. Пирит и арсенопирит в виде примесей содержат свинец, медь, цинк, сурьму, а также титан (до 0,6 %) и марганец (до 0,01 %).

В целом элементы рудных минералов в порядке уменьшения их содержаний составляют следующий ряд: мышьяк, сурьма, кобальт, вольфрам, титан, медь, свинец, хром, цинк. Ряд по уменьшению контрастностей содержаний элементов в природных водах таков; мышьяк, кобальт, сурьма, марганец, медь, хром, цинк. Сопоставление этих двух рядов по

номерам дает довольно тесную корреляционную связь — ранговый коэффициент корреляции равен 0,756.

Из сопоставления этих рядов видно, что на месторождениях апозеленосланцевых — апочерносланцевых гидротермалитов связь между элементами рудных минералов и элементами водных потоков менее близкая, чем на месторождениях березитовой формации, что связано с разделением металлов в процессе миграции на окислительном и карбонатном барьере. Дисперсионный ряд для природных вод этой гидротермалитовой формации следующий: сурьма, кобальт, мышьяк, висмут, барий, ванадий, свинец, титан, марганец, хром, никель, медь. Коэффициент корреляции этого ряда с рядом по уменьшению контрастностей содержаний равен 0,686. Такое высокое соответствие дает возможность по дисперсионному ряду восстанавливать состав руд.

Близкая картина создается и для месторождений апочерносланцевых гидротермалитов. Коэффициент корреляции ряда минералов руд с рядом контрастности равен 0,612, а между последним и рядом дисперсионным равен 0,731. Связь достаточно тесная. Дисперсионный ряд для природных вод месторождений этой формации следующий: серебро, никель, свинец, марганец, титан, медь, барий, цинк, хром. Он верно отражает минеральный состав месторождений этого типа; в которых главным минералом является пирит (до 1% в руде); галенит, сфалерит и киноварь встречаются в виде отдельных редких зерен.

Диафоритовая золотоносная формация в пределах региона встречается только в пределах Становой области, в древних метаморфитах. Основным типом площадных гидротермалитов здесь являются диафориты, главным образом, хлорит-гидрослюдистого ряда. Рудные тела представлены кварц-полевошпатовыми полостными гидротермалитами и содержат пирит, пирротин, реже халькопирит, галенит, блеклые руды; суммарное их содержание менее 1%. Дисперсионный ряд этого типа следующий: кобальт, титан, барий, стронций, свинец, цинк, марганец, ванадий, хром, медь, никель. Здесь мы также видим хорошее отражение минерального состава жил в водных потоках рассеяния.

Таким образом, в результате гидрогеохимических исследований на золоторудных месторождениях получены статистические ряды, которые могут быть эталоном для определения формационного типа месторождений золота. В одном из районов были известны обломки кварцевых площадных гидротермалитов, кварцитов, которые содержали золото. Было предположено, что рудопроявление относится к кварц-пропилитовой золоторудной формации, так как в районе под толщей рыхлых отложений мощностью до 30 м широко распространены эффузивы мелового возраста.

Проведенные в небольшом количестве гидрогеохимические исследования показали высокую концентрацию висмута, мышьяка, сурьмы, меди, свинца, цинка, т. е. набор элементов березитовой формации. Дальнейший спектральный анализ кварцитов выявил в них наличие тех же элементов, а золото, извлеченное из протолок, имело высокую пробытность. В шлифах кварцитов найден также турмалин.

Проведенные на многих золотороссышных площадях гидрогеохимические исследования позволили определить формационный тип коренных источников, а, следовательно, и их относительную россыпеобразующую способность. Дальнейшие работы в этом направлении позволили разработать способ определения содержаний золота в россыпях по данным гидрогеохимического опробования. В районах старых разработок определяющиеся по гидрогеохимическим данным содержания оказываются в 1,4—1,8 раз выше, чем по данным современной разведки, т. е. учитывается и ранее добытое золото.

Гидрогеохимические исследования применялись также для поисков месторождений минеральных вод. Учитывая специфику данного вида полезного ископаемого, для расширения круга поисковых признаков, наряду с определением микрокомпонентного состава вод определялась их

газовая составляющая, т. е. проводились исследования водорастворенного и сорбированного газов.

Для подтверждения гипотезы об информативности газов-мигрантов нами был выбран эталонный объект в южной части Зее-Буреинской впадины. В пределах объекта скв. 731 в интервале 150—151 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,5 г/л. Тем не менее ряд скважин, пробуренных вблизи скв. 731, не вскрыл воды аналогичного состава, что свидетельствует об узко локальном характере месторождения хлоридных вод, связанного, по-видимому, с зоной дробления пород нижнемелового возраста. Для более рационального ведения разведочных работ решено было применить комплекс газогидрогеохимических методов, включающих площадное опробование вод первого от поверхности водоносного горизонта и анализ газа, сорбированного приповерхностными отложениями.

Полученные материалы позволили с помощью дисперсионного и корреляционного анализа выявить ряд газов-индикаторов минеральных вод в верхней зоне зондирования. Такими показателями в первую очередь являются аномально высокие содержания гелия, метана и его гомологов. Характер их распределения соответствует логнормальному закону, что свидетельствует о двойной природе образования геохимического поля на объекте. Подтверждением этому являются высокие корреляционные связи гелия, метана и его высших гомологов — газов, формирование которых происходит лишь на глубоких горизонтах. Значение коэффициента корреляции между гелием — прямым признаком глубинности и метаном, пентаном, гексаном и суммой предельных углеводородов колеблется от 0,3 до 0,68 при уровне значимости связей 0,195.

Анализ пространственной изменчивости геохимического поля позволил выделить четкую зону с аномально высокими концентрациями элементов-индикаторов минеральных вод. В ее пределах нами было предложено бурение разведочной скважины с целью вскрытия минеральных вод. В процессе бурения в интервале 170—204 м был получен приток хлоридных натриевых вод с минерализацией 1,7 г/л. Среди микроэлементов в воде обнаружены висмут, сурьма, кадмий, медь и цинк. По своим бальнеологическим свойствам эти воды признаны лечебно-столовыми и рекомендованы для внутреннего употребления при заболеваниях желудочно-кишечного тракта. Дебит скважины составил 4 м³/ч.

Повышение содержания сурьмы, цинка, свинца, серебра отмечено и в водах первого водоносного горизонта над месторождением.

Таким образом, полученный материал позволяет говорить о вертикальной миграции газов, присущих минеральным водам, через толщу водупоров по трещинам, образующимся в результате неотектонических движений земной коры. Наиболее достоверными элементами-индикаторами наличия месторождений минеральных вод хлоридного состава являются гелий, метан и его высшие гомологи. В верхней геохимической зоне достаточно уверенно фиксируются повышенные содержания хлор-иона и вышеперечисленные тяжелые металлы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродский А. А. Гидрогеохимический метод поисков меди.— М.: Гостеолтехиздат, 1956.
2. Кропачев Г. К. Распределение золота в природе // Сов. золотопромышленность.— 1935.— № 8.— С. 46—47.
3. Мельников В. Д. Золоторудные гидротермалитовые формации.— Владивосток, 1984.
4. Удодов П. А., Онуфриенко И. П., Париков Ю. Г. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири.— М.: Высш. школа, 1962.
5. Шестаков Б. И. Результаты опытных гидрогеохимических исследований на Харгинском золоторудном месторождении // Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния.— Чита, 1973.— С. 105—106.

УДК 551.72/73(571.62)

В. Г. Пятилетов

ПРОБЛЕМЫ БИОСТРАТИГРАФИИ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ ХРЕБТА МАЛЫЙ ХИНГАН

Приведены новые данные о находке органических остатков (спикул губок, камазиид, хиолительминтов, брахиопод) в хинганской серии Малого Хингана. На основании анализа всего палеонтологического материала делается вывод о том, что в хинганской серии необходимо обособлять два, совершенно различных по стратиграфическому положению, уровня известняков. Возраст всей серии определен в интервале верхней части среднего рифея — нижний кембрий (атдабанский ярус включительно). Граница нижнего кембрия должна проводиться в основании мурандавской свиты.

Несмотря на длительный период геологического изучения Кимканского прогиба, расположенного на юге Хабаровского края в отрогах хребта Малый Хинган (рис. 1, а), целый ряд стратиграфических проблем, особенно касающихся хинганской серии, остаются дискуссионными до настоящего времени. Их однозначное решение играет существенную роль в понимании геологического строения не только Кимканского прогиба, но и всего Буреинского массива.

Хинганская серия, которая понимается автором в составе игинчинской, мурандавской (см. таблицу), рудоносной, лондоковской свит и кимканской толщи [8], представлена терригенно-карбонатными отложениями и достаточно широко распространена в пределах Кимканского прогиба (см. рис. 1, б). В процессе проведения различных геологических работ на некоторых стратиграфических уровнях этой серии были обнаружены многочисленные и самые разнообразные органические остатки.

Первые палеонтологические находки, которые определялись как кораллы рода *Chaetetes*, были сделаны в лондоковской свите, в результате чего возраст последней и нижележащей рудоносной стал считаться девонским. В 1934 г. С. А. Музылевым в северной части района в мурандавской свите обнаружены водоросли, которые В. П. Масловым [4] были определены как *Collenia*, *Newlandia* и отнесены к нижнекембрийским синезеленым водорослям *Chlorellopsis*. В своей работе В. П. Маслов неоднократно подчеркивал, что, начиная с мурандавского уровня, существенную роль приобретают водоросли, которые часто становятся породообразующими. В то же время известковые водоросли мурандавской свиты на Ново-Дитурском месторождении, по данным А. Г. Володина [2], идентичны докембрийским водорослям Горной Шории. На Кимканском железорудном месторождении в рудоносной свите встречены неопределимые остатки спикул губок и один экземпляр скелетной фауны, определенный как пелеципода *Modioloides priscus*, после чего окончательно утвердился нижнекембрийский возраст рудоносной и вышележащей лондоковской свит [3].

В процессе проведения крупно-среднемасштабных геолого-съёмочных, поисково-разведочных работ и многочисленных тематических исследований, количество палеонтологических находок в хинганской серии значительно увеличилось. Здесь были обнаружены строматолиты, микрофитолиты, разнообразные известковые водоросли, невландиево-камазиевая проблематика, спикулы губок, отпечатки и ядра бескульптурных раковин и др. [1, 2, 6, 7, 8]. Кроме этого, имеются многочисленные свиде-

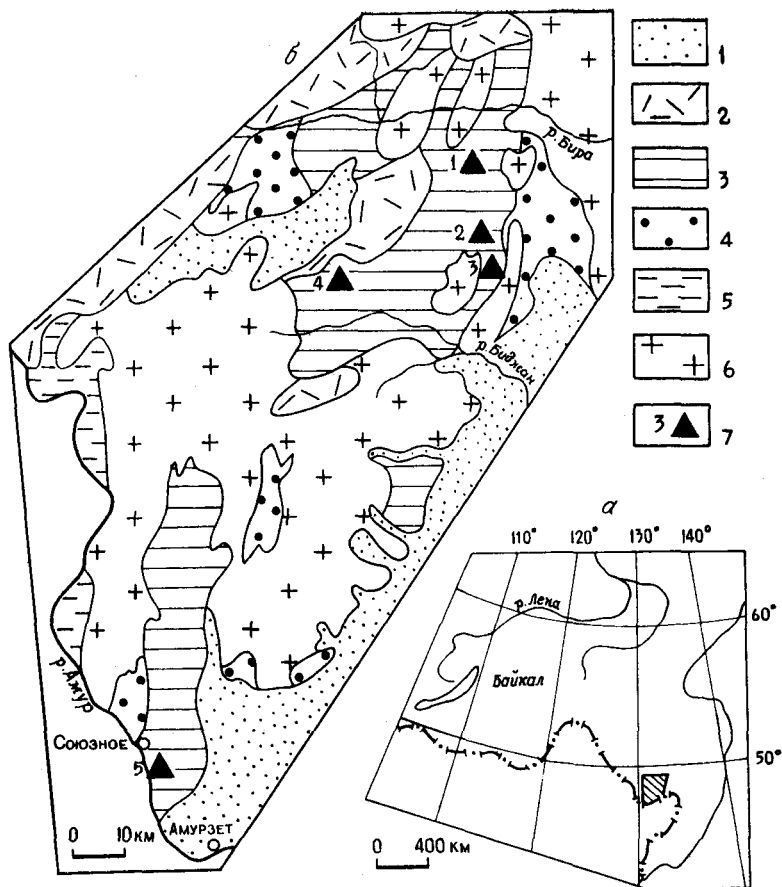


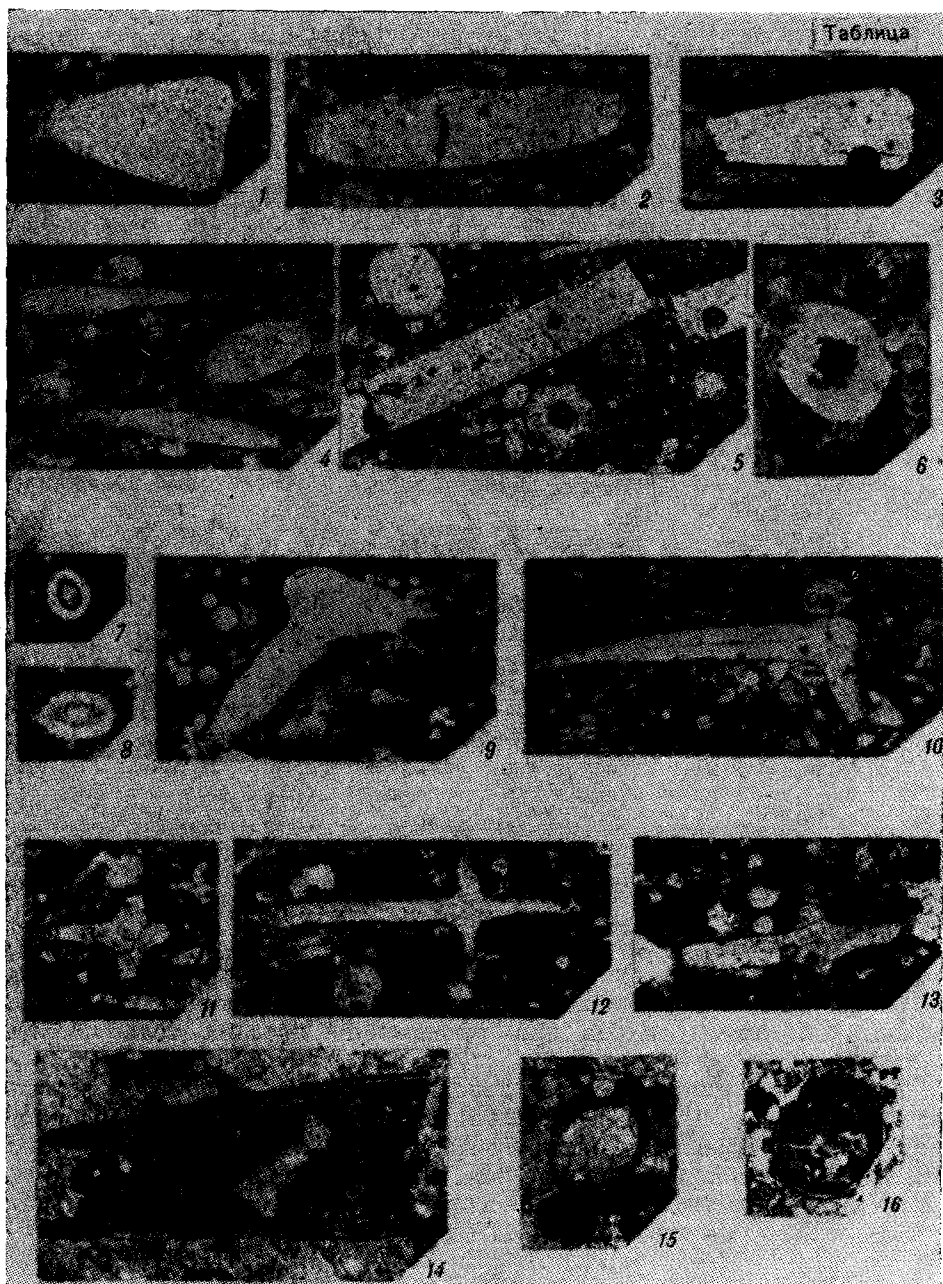
Рис. 1. а — Схема расположения Кимканского прогиба; б — схематическая геологическая карта Кимканского прогиба.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — вулканогенные меловые отложения; 3 — отложения хинганской серии; 4 — отложения союзненской свиты; 5 — отложения амурской серии; 6 — интрузивные образования; 7 — изученные разрезы: 1 — р. Буранбава, 2 — падь Тигровая; 3 — руч. Гремучий; 4 — р. Сухой Кайлан; 5 — р. Амур.

ния о находках различных групп органических остатков в производственных отчетах.

Анализ органических остатков, обнаруженных в хинганской серии, поражает своим разнообразием: от кораллов до микрофиллитов. При этом сразу же возникает вопрос о правильности определения тех или иных палеонтологических объектов. Не разбирая детально данной проблемы, в настоящее время можно уверенно говорить о том, что за кораллы были приняты трубчатые образования, которые относятся к камазидам [9]. Вызывает сомнения определение широко известной в литературе формы *Modioloides priscus*, так как «настоящие» модиолойдесы это не пелециподы, а ластоногие рачки (Arthropoda), которые появляются с девона. Нет достоверных данных и о том, что отложения, откуда был описан голотип, действительно нижнекембрийского возраста. Кроме того, ни попытка обнаружить этот единственный экземпляр во ВСЕГЕИ, куда он был отправлен на определение, ни многочисленные попытки различных исследователей повторить находку не увенчались успехом.

Вторая проблема — это противоречивые данные о возрасте отложений, в которых встречены различные группы органических остатков. Так, по заключению специалистов, в мурандавской и лондоковской свитах встречены юдомские микрофитолиты, кембрийские и докембрийские известковые водоросли, в верхней части мурандавской свиты (?) (см. ниже) спиккулы губок Атдабанского яруса нижнего кембрия, а в вышележащей лондоковской — верхнерифейские камазииды.



Примечание. Фиг. 1—5 Одноосные спикулы губок различной формы отряда Monaxonellida. 1 — шлиф Т-31-11, 2 — шлиф П-28/8, 3 — шлиф П-28/15-25; 4 — шлиф П-28/15-26; 5 — шлиф П-28/8; $\times 200$. Среднее течение р. Мал. Дитур, водораздел ручьев Гремучий—Сохатинный. Ф и г. 6—8. Поперечные сечения спикул губок отряда Monaxonellida с различным строением канала. 6 — шлиф П-28/9-13; 7, 8 — шлиф П-28/9-14; $\times 200$, там же. Ф и г. 9—10. Трехосные спикулы губок отряда Hexactinellida 9 — шлиф П-28/9-14; $\times 200$; 10 — шлиф П-28/9-17; $\times 80$, там же. Ф и г. 11—13. Четырехосные спикулы губок отряда Tetractinellida 11 — шлиф П-28/15-20; 12 — шлиф П-28/9-17; 13 — шлиф П-28/9-17; $\times 200$, там же. Ф и г. 14—16. Продольные и поперечные сечения хиолительментов 14, 15 — шлиф П-28/9-11; $\times 200$; 16 — шлиф П-28/9-12, $\times 80$, там же.

Для решения этих и целого ряда других вопросов в Кимканском прогибе были поставлены биостратиграфические исследования. К сожалению, по независящим от автора обстоятельствам, их не удалось завершить в запланированном объеме и первые результаты не позволяют решить все проблемы стратиграфии района. Более того, в некоторых случаях

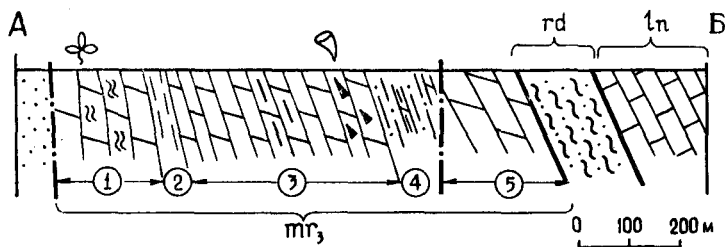
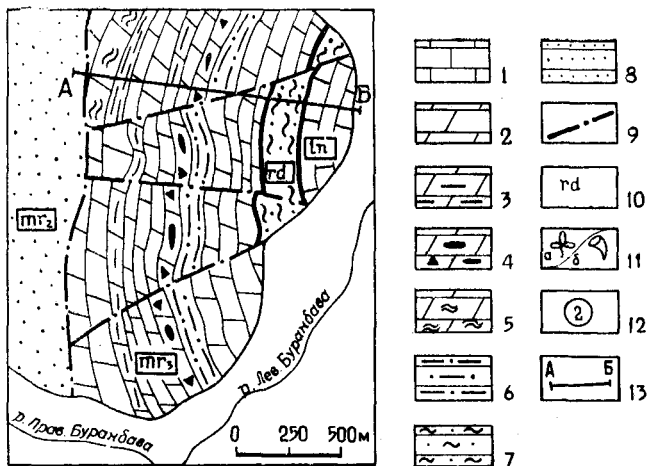


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрез Бурандавского фосфоритового месторождения в районе слияния рек Левая и Правая Буранбава.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — доломиты глинистые; 4 — доломиты фосфоритоносные, обломочные, кремнистые; 5 — доломиты узорчатые водорослевые; 6 — кремнисто-глинистые сланцы; 7 — терригенно-карбонатные породы рудоносной свиты; 8 — терригенные породы средней подсвиты мурандавской свиты; 9 — тектонические нарушения; 10 — индексы свит; 11 — палеонтологические находки; 12 — номера пачек и толщ; 13 — линия разреза.

палеонтологические находки еще значительно усложняют эти проблемы, но несмотря на это, можно говорить о перспективности применения палеонтологического метода для расчленения древних толщ Малого Хингана.

Материалом для написания данной статьи послужили результаты полевых исследований, проведенных летом 1989 г. совместно с А. Ф. Васькиным и Л. П. Соболевым. Органические остатки были обнаружены в камеральный период при химическом растворении карбонатных пород и в шлифах преимущественно кремнистых пород. Заключение по отдельным группам фауны сделаны И. Т. Журавлевой и А. А. Терлеевым (ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск), О. В. Сосновской (КГСЭ, Красноярск) и Н. В. Есаковой (ПИН АН СССР, Москва). Весь палеонтологический материал прошел апробацию у специалистов на III Международном симпозиуме по ярусному расчленению кембрийской системы, проходившем летом 1990 г. в Новосибирске.

Органические остатки были обнаружены нами в нескольких разрезах практически по всей территории Кимканского прогиба. Мы остановимся на рассмотрении только четырех разрезов, где встречена разнообразная фауна относительно хорошей сохранности и стратиграфическая разбивка которых различными исследователями понимается более или менее однозначно.

На Бурандавском фосфоритовом месторождении, расположенном в районе слияния рек Левая и Правая Буранбава (см. рис. 1, б), после зоны разлома, разделяющей терригенную среднюю подсвиту мурандавской свиты и вышележащие отложения, снизу вверх залегают (рис. 2):

I. Верхняя подсвита мурандовской свиты *.

1. Доломиты серые, светло-серые афанитовые или тонкокристаллические с прослоями узорчатых доломитов, содержащие неопределимые водоросли . . . 120—130 м
 2. Алевролиты серые, коричневато-серые, фиолетовые с прослоями тонкозернистых песчаников и глинистых доломитов . . . 20—25 м
 3. Доломиты серые и светло-серые, тонкокристаллические или афанитовые с прослоями глинистых доломитов, известняков, линзами и прослоями (5—20 см) темных кремней и брекчиевидных фосфоритов со спикулами: *Hexactinellida*, *Tetractinellida*, *Monaxonellida* . . . 390—400 м
 4. Алевропелиты и аргиллиты серые, бурые с прослоями алевропесчаников и глинистых доломитов . . . 140—100 м
 5. Доломиты серые и темно-серые, массивные, плотные, афанитовые или тонкокристаллические с прослоями алевролитов, глинисто-песчанистых доломитов, серых и темно-серых известняков . . . 140—150 м
- Суммарная мощность подсвиты 770—825 м.
- II. Сланцы кремнисто-глинистые серые, черные с прослоями кремнистых, глинистых и обломочных доломитов, кремней и гематитовых руд . . . 160—180 м
- III. Лондоковская свита.
- Известняки серые, темно-серые до черных, толстоплитчатые или массивные с прослоями доломитов, доломитистых известняков и мергелей . . . 140 м

Несколько южнее, на правом берегу р. Бол. Дитур на фосфоритовом проявлении Падь Тигровая (см. рис. 1, б), многочисленными траншеями вскрывается верхняя часть верхнемурандовской подсвиты (пачки 3—5 бурандовского разреза). В верхней части третьей пачки (рис. 3) в кремнистых и фосфоритоносных доломитах обнаружены спикулы губок *Hexactinellida*, *Tetractinellida* и возможно *Monaxonellida*.

Еще южнее на левобережье р. Мал. Дитур, на водоразделе ручьев Гремучий — Сохатый (см. рис. 1, б), несколькими траншеями вскрывается разрез третьей и четвертой пачек верхнемурандовской подсвиты (см. рис. 3). Третья пачка здесь представлена серыми и темно-серыми тонкокристаллическими доломитами, часто окремненными, фосфоритоносными, брекчиевидными, с линзами и прослоями (5—15 см) черных и темно-серых афанитовых кремней. Выше с постепенным переходом залегает четвертая пачка, представленная серыми, коричневато-серыми кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями черных и темно-серых полосчатых кремней. Далее, после тектонического нарушения, вскрыты темно-серые до черных, тонкокристаллические, иногда глинистые известняки. По литологическим особенностям они подразделяются на три пачки и относятся к лондоковской свите (см. рис. 3).

Спикулы губок отрядов *Hexactinellida*, *Monaxonellida* *Tetractinellida*, обнаружены в многочисленных шлифах из кремней как в верхней части третьей пачки, так и практически во всей четвертой. Здесь же в шлифах встречены раковины брахиопод и обломки трубок хиоллителлусов. При растворении известняков лондоковской свиты аналогичные спикулы губок выделены из первой и третьей пачек (см. рис. 3).

Вдоль автомобильной дороги п. Биракан — п. Теплые Ключи и далее в верховье р. Сухой Кайлан с востока на запад последовательно обнажаются толщи (рис. 4):

1. Известняки черные и темно-серые с редкими прослоями таких же известняков, содержащие камазииды плохой сохранности . . . 500—600 м
2. Глинистые сланцы с линзами и прослоями окремненных известняков, карбонатной брекчии и гематитовых руд . . . 700—800 м
3. Известняки, аналогичные первой толще с камазидами: *Tridia koptevi* Schip., *T. ex. gr. salebrosa* Sosn. . . 1200—1400 м
4. Доломиты серые и светло-серые массивные и толстоплитчатые, кристаллические с характерными узорчатыми текстурами . . . 250—300 м
5. Глинистые сланцы, аналогичные второй толще . . . 500—600 м
6. Известняки серые и коричневато-серые среднеплитчатые, слоистые, афанитовые с хиолителлиями *Torellella* sp. . . 500—600 м
7. Доломиты, аналогичные четвертой толще . . . 350—400 м

Если исходить из устоявшихся представлений о строении хинганской серии, узорчатые доломиты четвертой и седьмой толщ должны от-

* По мнению других исследователей (Роганов Г. В., Нагорный В. А.) верхняя часть третьей и четвертая — пятая пачки относятся к рудоносной свите.

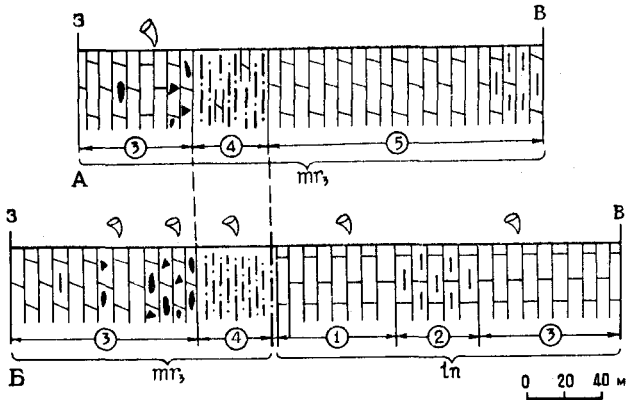


Рис. 3. Геологические разрезы мурандовской и лондоковской свит участка «Падь Тигровая» (А) и руч. Гремучий (Б). (Усл. обозн. на рис. 2).

свите нижнекембрийского возраста. В таком случае мы приходим к существенным противоречиям с палеонтологическими находками в этом пересечении, так как в первой и третьей толщах обнаружена невландиевая проблематика позднерифейского возраста. Аналогичные формы, или как их еще называют тридиево-инцертадиевая ассоциация, очень широко распространены в верхнем рифее Кузнецкого Алатау и Узбекистана. Более того, ее появление в первом регионе — и в Северной Америке (серия Белт) приурочено к самой верхней части среднего рифея [7]. В то же время в известняках шестой толщи встречены хиолителминты рода *Togellella* Nom, которые, по мнению ряда исследователей, появляются в самой верхней части венда, но широкое распространение имеют в нижнем кембрии [5].

Резюмируя основные результаты биостратиграфических исследований, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Находки скелетных организмов приурочены к верхней подсвите мурандовской свиты, которые по заключению И. Т. Журавлевой отвечают нижней части атдабанского яруса. Таким образом, нижняя граница кембрия должна проходить в подошве третьей подсвиты мурандовской свиты, а не в основании рудоносной, как это было принято ранее [6]. Необходимо отметить, что в разрезе по р. Амур (см. рис. 1, б) в основании мурандовской свиты нами обнаружены известковые водоросли *Korylophyton* sp., *Renalsis* sp., которые появляются в самой верхней части юдомия (немакит-далдынский горизонт) и широко распространены в нижнем кембрии. Если учесть указание М. В. Чеботарева, приведенное в нескольких производственных отчетах, о находках на этом же стратиграфиче-

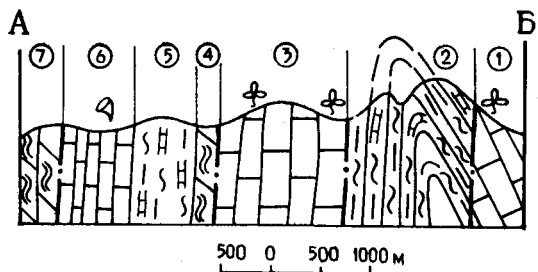
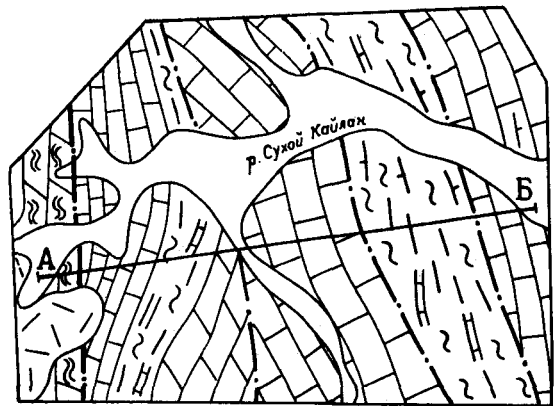


Рис. 4. Схематическая геологическая карта и разрез верхнего течения р. Сухой Кайлан (усл. обозн. на рис. 1, 2).

ском уровне спикул губок, то вся мурандавская свита должна считаться нижнекембрийской.

2. Палеонтологические данные подтверждают бытовавшую ранее точку зрения о том, что в составе хинганской серии существуют два, совершенно различных по стратиграфическому положению, уровня известняков, а возраст всей серии, вероятно, должен определяться в интервале от верхней части среднего рифея до атдабанского яруса нижнего кембрия включительно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васькин А. Ф., Пятилетов В. Г., Соболев Л. П. Новые данные о возрасте хинганской серии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока.— Хабаровск, 1990.— С. 37—38.
2. Вологдин А. Г. О новых известковых водорослях Малого Хингана // Докл. АН СССР.— 1941.— Т. 31, № 1.— С. 39—42.
3. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I.— М.: Недра, 1986.
4. Маслов В. П. Водоросли и некоторые проблематические образования Малого Хингана // Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. М., 1935.— С. 22—24. (Тр. ВИМСа; Вып. 72).
5. Миссаржевский В. В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия.— М.: Наука, 1989.
6. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1982.
7. Роганов Г. В., Нагорный В. А., Пак К. Л., Горбачева Г. Д. О находках невландиевой проблематики в древних отложениях Малого Хингана // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 63—69.
8. Роганов Г. В., Нагорный В. А., Васькин А. Ф. и др. Структурно-фациальное районирование и стратиграфия хинганской серии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока.— Хабаровск, 1990.— С. 34—37.
9. Шипицын В. А., Сосновская О. В. О природе докембрийских трубчатых окаменелостей // Геология.— Томск: ТГУ, 1973.— С. 23.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 550.93 : 553.45(571.63)

М. Д. Рязанцева, Н. С. Герасимов

РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В Вознесенском рудном районе, расположенном в пределах Ханкайского срединного массива, рубидий-стронциевым изохронным методом определен возраст интрузивных пород раннепалеозойского вознесенского комплекса и экструзивных образований, относимых до последнего времени к позднему палеозою. По результатам датирования сделано заключение об одновозрастности (O_3) и комагматичности интрузивных и экструзивных пород. Это позволяет рассматривать вознесенские граниты как составляющие вулканоплутонического комплекса, что, в свою очередь, приводит к пересмотру прежних представлений о магматизме рудного района и перспективах поисков редкометалльного оруденения.

Вознесенский рудный район (ВРР) (рис. 1) находится в краевой юго-западной части Ханкайского срединного массива (ХМ), сложенного осадочно-метаморфическими толщами протерозоя — нижнего палеозоя и представляющего собой область докембрийско-каледонской складчатости. От соседних структурно-формационных зон ХМ отделен структурными швами и сам, вследствие гетерогенности основания, имеет блоковое строение. Описываемый район расположен в зоне средне-позднекембрийской складчатости в одном из самых южных блоков ХМ, испытавшем устойчивое воздымание от раннего палеозоя до позднего мела. Западная граница ВРР проходит по контакту крупного интрузива гродековских гранитов силурийско-девонского возраста. Восточная граница проводится по крупному меридиональному разлому, проходящему по долине р. Илистая. Южная и северная границы района скрыты под мощными угленосными континентальными отложениями мезозойско-кайнозойских впадин. Осадочные образования, представляющие чередование терригенных и карбонатных толщ, смяты в складки северо-западного простирания, образующие серию тесно сжатых и опрокинутых на северо-восток антиклиналей и синклиналей. Тектоническими нарушениями площадь района разбита на блоки. К наиболее приподнятым из них приурочены выступы вознесенских интрузий, с которыми генетически или парагенетически связаны различные месторождения и рудопроявления.

С момента открытия в ВРР разнообразной эндогенной минерализации (олово, флюорит, редкие и полиметаллы) он привлекает к себе большое внимание. История формирования взглядов на магматизм ВРР довольно длительна и связана с именами многих исследователей (М. П. Материков, Ю. Г. Иванов, М. Г. Руб, И. Н. Говоров, Г. П. Луговской, Р. И. Полевских, А. А. и М. Д. Рязанцевы и др.). Начало изучению интрузивных пород ВРР было положено М. П. Материковым. Затем их детально изучала М. Г. Руб (с 1947 г.), которая в ранних работах относила к одному позднепалеозойскому комплексу вознесенские и гродековские гранитоиды. Впоследствии, по мере все более детального изучения магматизма района, возраст комплексов удревнялся.

До последнего времени считалось, что все разнообразие интрузивных пород в ВРР представляют различные фазы позднекембрийского, силурийско-девонского и позднепермского магматических комплексов. В региональной схеме расчленения магматических образований Приморского края вознесенский комплекс отнесен к позднекембрийскому на основании

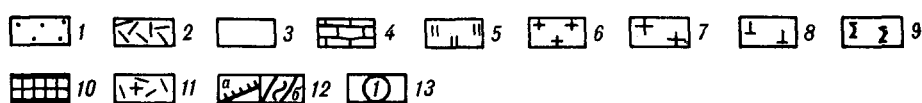
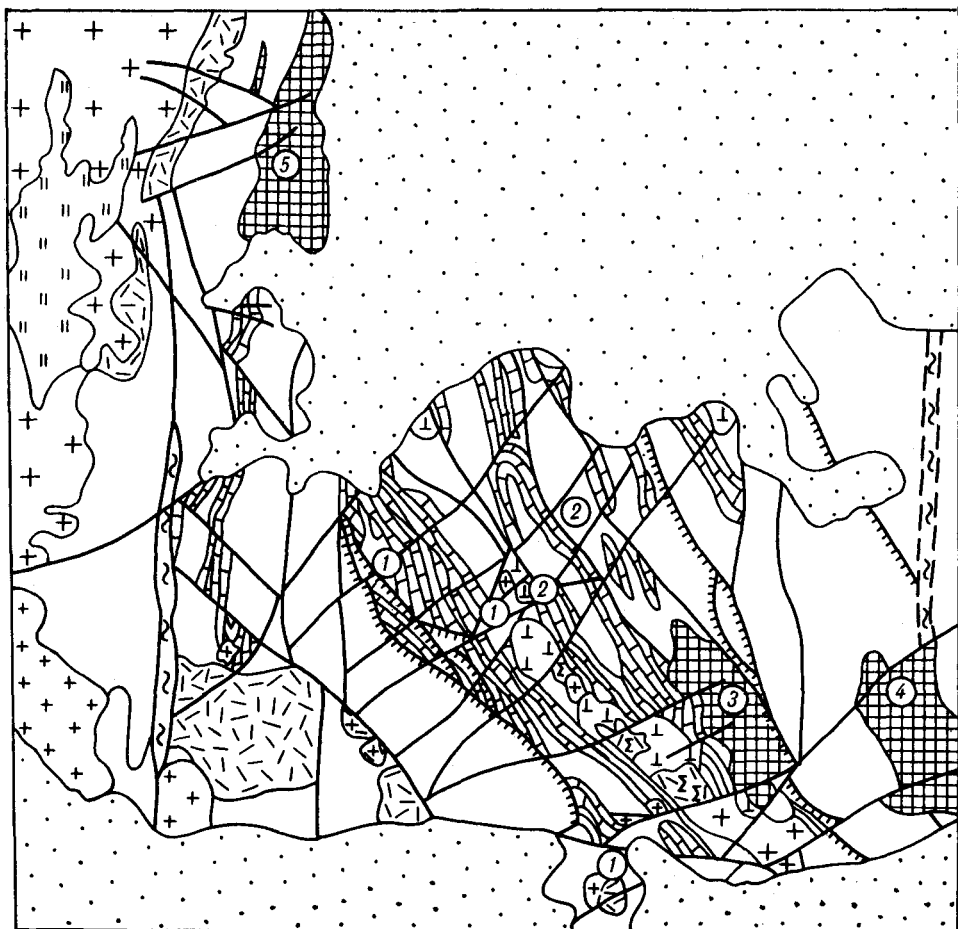


Рис. 1. Геологическая схема Вознесенского рудного района.

1 — кайнозойские депрессии; 2 — позднекембрийские кислые эффузивы; 3, 4 — терригенно-карбонатный комплекс нижнего кембрия: 3 — терригенный, 4 — карбонатный; 5 — интенсивно метаморфизованные и гранитизированные породы кровли силурийско-девонских гранитов; 6—11 — магматические образования: 6 — позднепермские граниты и граносиениты; 7 — силурийско-девонские граниты; 8 — силурийско-девонские (?) габбро-монзонит-диориты; 9 — силурийско-девонские (?) сиениты и граносиениты; 10 — ордовикские (вознесенские) граниты; 11 — ордовикские субвулканические образования; 12 — крупные разрывные нарушения (а) и зоны меланитизации (б); 13 — опробованные массивы: 1 — экзрузии гранит-порфиров, 2 — Вознесенский и Пограничный массивы, 3 — Ярославский массив, 4 — Чапаевский массив, 5 — Первомайский массив (номера массивов на рисунке соответствуют номерам серий проб на графиках).

того, что граниты прорывают и метаморфизуют нижнекембрийские (с фауной) терригенно-карбонатные отложения и имеют радиологический К—Аг-возраст 390—480 млн лет. Верхняя граница комплекса неясна. Граниты пересекаются многочисленными дайками среднего и основного состава, принадлежность которых к какому-либо определенному комплексу не установлена. Непосредственно с гранитами связаны дайки кислого состава. В настоящее время к вознесенскому комплексу относятся граниты, слагающие массивы трещинного типа, вытянутые, как и складчатые структуры, в северо-западном направлении, но явно дискордантные по отношению к складчатости и связанные с разломами. Часто это штоки с крутыми контактами, осложненными многочисленными апофизами. Размеры тел небольшие (от 0,5 до 12 км²). Изучая детально вознесенские граниты, М. Д. Рязанцева [3] пришла к выводу, что по своим петрографическим и петрохимическим особенностям они являются типичными гипабиссаль-

ными интрузиями, связь с эффузивными образованиями не ясна, но вероятно. По данным А. М. Петрищевского, обобщившего геофизические материалы по ВРР, интрузивы вознесенских гранитов имеют большую вертикальную протяженность.

В пределах полей условно верхнекембрийских вулканитов экстрезивные образования представлены небольшими телами риолитов. Вне полей вулканитов известны три экстрезии (с. Бойкова, с. Савченкова, с. Пологая), имеющие форму лакколита и относимые до последнего времени к позднему палеозою. Нами установлено пересечение гранит-порфиров и риолитовых порфиров экстрезий кварц-слюдистыми, кварц-флюоритовыми прожилками; флюоритовая же минерализация уверенно связана с вознесенскими гранитами. Размеры субвулканических тел в плане на уровне современного эрозионного среза составляют 0,5—0,8 км². Во внутреннем строении их наблюдается некоторая закономерность: центральные части сложены аляскитовыми гранит-порфирами, краевые и апофизы — риолитовыми порфирами, риолитами. Для всех этих пород характерно наличие в основной массе сферолитов, представляющих неиндивидуализированный кварц-полевошпатовый агрегат. Во многих случаях породы грейзенизированы.

Среди вознесенских гранитов выделяются две разновидности, которые рядом авторов принимаются за две фазы: серые среднезернистые, биотитовые, турмалинсодержащие граниты, слагающие относительно крупные массивы — Ярославский, Чапаевский, Первомайский, и лейкократовые, иногда аляскитовые с первичным (?) протолитионитом альбитизированные граниты, образующие небольшие штоки, апикальные части которых интенсивно грейзенизированы. Взаимоотношения между двумя разновидностями гранитов нигде не наблюдались.

В массивах первой разновидности преобладают среднезернистые, часто порфировидные биотитовые граниты. Последние слагают краевые части массивов. Апофизы образованы гранит-порфирами с мелкозернистой основной массой. В гранитах встречаются турмалинсодержащие разности, с турмалином иногда ассоциирует флюорит. Турмалин представлен шерлом и присутствует в пегматоидных обособлениях, образуя взаимопрастания с кварцем и калиевым полевым шпатом, иногда развивается по нему в результате постмагматических процессов. Флюорит в этих случаях образует гнезда и тонкие прожилки. Среднезернистые биотитовые граниты (содержание биотита 2—5 %) состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза (олигоклаза, альбит-олигоклаза) и биотита. Акцессорные минералы — циркон, апатит, рутил, сфен, топаз, флюорит, турмалин, касситерит, магнетит и др., характерно преобладание микроклина над олигоклазом.

Вторая разновидность гранитов представлена Пограничным и Вознесенским небольшими по площади выходам интрузивами. В качестве примера приводим описание Пограничного массива. На поверхности он образует узкий гребневидный выход северо-западного простирания протяженностью 0,8 км при ширине 50—300 м. С глубины 100 м (на востоке) и 300 м (на западе) массив резко расширяется с выполаживанием контактов. Поверхность интрузива сложная, на глубине появляется множество маломощных апофиз. До глубины 150 м граниты превращены в разнообразные грейзены, ниже они сменяются грейзенизированными альбитизированными гранитами, в которых с глубины 250 м уменьшается степень грейзенизации. На глубинах 400—450 м граниты приобретают черты первичных биотит-протолитионитовых (массив разбурен до глубины 1200 м). Состоят они из микроклина, альбита, кварца почти в равных соотношениях. Содержание протолитионита 4—5 %, присутствует иногда топаз. Протолитионит занимает место биотита, являясь первично магматическим [2]. Среди акцессорных, наряду с вышеупомянутыми в составе среднезернистых биотитовых гранитов, присутствуют ксенотим, колумбит, стрюверит.

Результаты определения изотопного состава стронция и концентраций рубидия и стронция в гранитах Вознесенского рудного района

Номер пробы	Название породы	Место отбора	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
1. 1-4И	Гранит-порфир	с. Савченкова	109,5	192,5	1,666	0,71801
2. 1-12И	«	«	78,2	239,7	0,956	0,71445
3. 1-9И	Фельзит-порфир	с. Пологая	430,6	80,9	15,733	0,80929
4. 4-2И	С/з биотитовый гранит	Чихезский массив	387,8	46,9	24,594	0,86616
5. 4-4И	Лейкократовый гранит	«	572,6	33,9	51,072	1,03492
6. 4-10И	С/з лейкократовый гранит	«	248,0	100,9	7,226	0,75364
7. 2-2И	Протолитионитовый гранит	Вознесенский массив	1777,0	578,4	9,042	0,76393
8. 2-3И	«	«	1008,5	75,4	40,111	0,96621
9. 3-3И	Лейкократовый гранит	Ярославский массив	278,2	203,9	4,003	0,73442
10. 3-8И	«	«	413,2	190,9	6,360	0,74959
11. 5-1И	С/з биотитовый гранит	Первомайский массив	523,8	14,1	116,722	1,46414
12. 5-3И	«	«	487,0	21,5	69,345	1,16974
13. 5-9И	«	«	463,9	62,7	21,974	0,85944
14. 5-10И	«	«	465,8	62,9	22,015	0,86303

Вознесенские граниты характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей (в том числе редких) при преобладании калия над натрием и небольшим количеством кальция, магния, железа. Они содержат повышенные концентрации фтора, бора, лития и могут быть отнесены к гранитам литий-фтористого типа. По усредненному химическому составу приближаются к аляскитам, отклоняясь в сторону щелочных гранитов.

Граниты описываемого комплекса в той или иной степени грейзенизированы. М. Г. Руб выделяет два этапа грейзенизации. Грейзенизация первого этапа имеет широкое площадное распространение и проявлена развитием мусковита по биотиту, замещением полевых шпатов кварцем и мелкочешуйчатой слюдой, незначительной турмалинизацией. Грейзенизация второго этапа развита локально и интенсивно, преимущественно в апикальных частях небольших штоков. По составу это кварц-слюдистые, кварц-топазовые грейзены с различными взаимопереходами. Одновременно с образованием по гранитам кварц-топазовых грейзенов во вмещающих известняках происходило метасоматическое их замещение с образованием своеобразных слюдисто-флюоритовых пород, которые И. Н. Говоров [1] назвал десилицированными апокарбонатными грейзенами.

С вознесенскими гранитами связаны месторождения олова, вольфрама, флюорита, редких элементов.

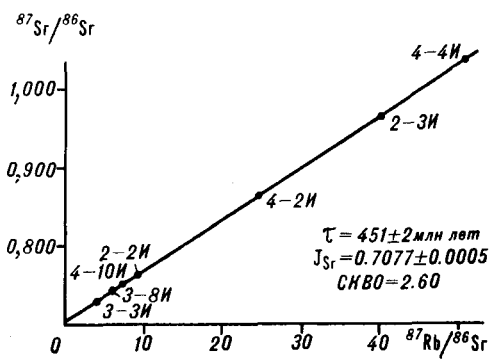


Рис. 2. Изохрона вознесенских гранитов.

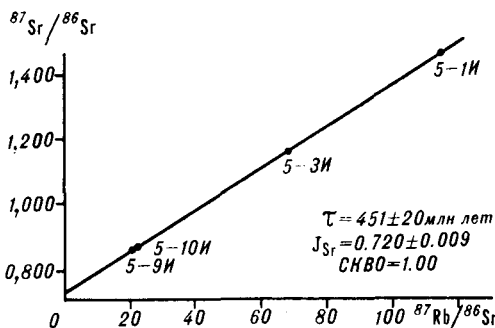


Рис. 3. Изохрона гранитов Первомайского массива.

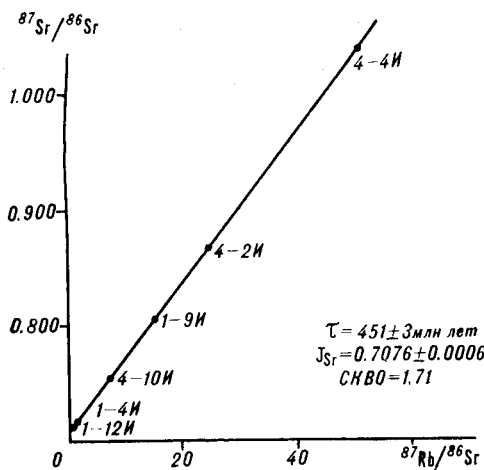


Рис. 4. Изохрона гранит-порфиров и биотитовых гранитов.

В настоящей работе приведены результаты Rb—Sr-датирования интрузивных пород обеих разновидностей, а также экструзивных образований (см. таблицу). Анализы выполнены в лаборатории изотопных исследований ДВИМСа на масс-спектрометре МИ-1201Т. Определение изотопного состава и концентраций стронция выполнено с применением метода двойного изотопного разбавления, а концентраций рубидия — метода изотопного раз-

бавления. Фигуративные точки всех проанализированных интрузивных пород, за исключением гранитов Первомайского массива, расположились на графике в изохронных координатах вдоль единой линии регрессии (рис. 2). Такое их положение свидетельствует в пользу комагматичности всех изученных гранитов. Мы не обнаружили различия в изотопном составе среднезернистых биотитовых и редкометалльных протолитионитовых гранитов. Вероятно, они являются производными единого магматического очага. Следует отметить, что все граниты, доступные для изучения, а особенно протолитионитовые, несколько изменены аутометасоматическими процессами и это обстоятельство объясняет увеличенный разброс точек относительно линии регрессии, выраженный в повышенном значении СКВО. Граниты Первомайского массива (рис. 3), не отличаясь по возрасту от гранитов других массивов района, резко отличны от них по начальному изотопному отношению стронция. Высокое значение начального изотопного состава (0,720) может быть объяснено захватом радиогенного стронция из вмещающих древних терригенных пород. Структурная позиция этого массива подтверждает этот вывод. И, наконец, изучение взаимоотношений между биотитовыми среднезернистыми гранитами и гранит-порфирами экструзий позволяет высказанное нами ранее предположение о их комагматичности перевести в разряд утверждений (рис. 4). В пользу этого свидетельствует совпадение начальных изотопных составов стронция, вычисленных по отдельным изохронам для гранитов и гранит-порфиров. Таким образом, можно говорить о вознесенских гранитах, как о составляющих вулканоплутонического комплекса, а это позволит расширить перспективы поисков редкометалльно-флюоритового оруденения в ВРР. Другой важный вывод из полученных результатов — внедрение вознесенских гранитов значительно оторвано от складчатости ($C_2—C_3$) и происходило в конце ордовика, и этим подтверждается тезис о связи редкометалльного и флюоритового оруденения с тектономагматической активизацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интродуцирующих их гранитов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М.: Гостеолтехиздат, 1960. — С. 522—530.
2. Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1971. — № 10. — С. 73—85.
3. Рязанцева М. Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродековских гранитов южной части Ханкайского массива // Изверженные породы Востока Азии. — Владивосток, 1976. — С. 69—73.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

ДК 556,33 : 551.242

А. Т. Сорокина

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ПРИАМУРЬЯ, ИХ ЭВОЛЮЦИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ

Рассматриваются вопросы формирования и развития морфоструктур Зейско-Буреинской впадины. Установлена их генетическая связь с гидрогеологическими резервуарами, показана унаследованность их развития от момента зарождения до настоящего времени. Отражена дифференцированная роль разрывных нарушений в формировании полей гидродинамической, гидрохимической и фильтрационной неоднородности. Сделан вывод о том, что гидрогеологические условия являются следствием историко-эволюционного развития региона в мезозое и кайнозое, определено важное значение структурно-тектонических и палеогеографических факторов в формировании ресурсов подземных вод.

Сложное геологическое строение рассматриваемой территории обуславливает большое морфоструктурное разнообразие гидрогеологических резервуаров, неравномерную их обводненность и локализацию подземных вод в определенных зонах, имеющих историко-генетическое происхождение и пространственно-временные границы.

Формирование морфоструктуры Приамурья связано с мезозойско-кайнозойскими явлениями деструкции, погружения (впадинообразования) отдельных участков земной коры, орогенеза и последующей их интеграции. Все это нашло отражение в существенном эволюционном преобразовании морфоструктур и неоднородном строении гидрогеологических резервуаров. Они во многом сохранили унаследованность развития — от момента зарождения до настоящего времени, а также единство формы и его емкостного комфортного содержания — степени обводненности.

Генетическая связь морфоструктур и гидрогеологических резервуаров, их эволюция рассматриваются на примере крупнейшей на Дальнем Востоке Зейско-Буреинской впадины по отдельным временным интервалам.

1. ЛАТЕРАЛЬНЫЕ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

В строении подземной гидросферы принимают участие образования нижнего (карелиды, каледониды, герциниды), среднего (мезозоиды) и верхнего (поздний мел — антропоген) структурных этажей.

1.1. Строение нижнего структурного этажа (протерозой — палеозой). В фундаменте Зейско-Буреинской впадины выделяется два типа структур, различных по строению и составу слагающих их пород. Первый этап — антиклинорные зоны (выступы): Гонжинский, Амуро-Мамынский, Завитинско-Майкурский, Петропавловский и Тарбагатайский; второй тип — синклинорные зоны (впадины): Норско-Сухотинская, Лермонтовско-Белогорская и Екатеринославская [8, 13, 18].

Выступы представляют собой изометричные или овальные в плане структуры, которым соответствуют мозаичные, слабо возмущенные магнитные поля и крупные преимущественно положительные и реже — отрицательные гравитационные аномалии. Центральные части их сложены ранне- и позднепалеозойскими гранитоидами, а на периферии почти повсеместно отмечаются архейские и нижнепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, а также верхнепротерозойские и нижне-

кембрийские сланцы, песчаники и известняки. Простираение их, в общем, согласуется с конфигурацией выступов. Последние по зонам региональных долгоживущих разломов близмеридионального и северо-восточного простираения соприкасаются с синклинорными зонами.

Синклинорные зоны образуют более протяженные и хорошо выдержанные в плане структуры, своеобразно отражающиеся в геофизических полях. Так, Норско-Сухотинская зона характеризуется линейно-вытянутыми интенсивными магнитными аномалиями и узко локализованными и закономерно ориентированными отрицательными гравитационными аномалиями. Лермонтовско-Белогорская и Екатеринославская зоны, в отличие от вышеуказанной, обладают отрицательными значениями магнитного поля с линейной ориентировкой отдельных элементов. В этих зонах широко развиты эв- и миогеосинклинальные породы силура и среднего — позднего девона и континентальные отложения карбона и ранней перми.

Указанный выше структурный план был заложен, по-видимому, не позднее раннего палеозоя. Значительную роль при этом играли глубинные разломы, с которыми связаны раскальвание протерозойского основания и формирование крупных положительных и отрицательных структур. Положительные структуры при внедрении интрузивных масс приобретали форму куполов и на протяжении длительного периода являлись областями сноса. В то же время в прогибах происходило формирование вначале геосинклинальных, а в карбоне — ранней перми — континентальных осадков.

1.2. Стрoение среднего структурного этажа (поздняя юра — ранний мел). Начальные этапы формирования позднемезозойских морфоструктур связаны с позднеюрской — раннемеловой активизацией региона, выразившейся в разрушении сводового поднятия и образовании систем грабенoв и горстов. На структурах герцинской Норско-Сухотинской синклинорной зоны были заложены Ушумунский, Тараконский, Кумаро-Ушаковский, Корсаковский, Сычевский и Сергеевский прогибы, вдоль Лермонтовско-Белогорской — Лермонтовский, Дмитриевский, Комиссаровский, Белогорский, Селетканский, Колмогорский и Червинский, а на территории Екатеринославской — Романовский, Екатеринославский, Асташихинский прогибы [7, 14]. Эти отрицательные структуры образуют Ушумунскую, Приамурскую, Зейско-Селемджинскую и Екатеринославскую депрессии, разделенные Амуро-Мамыньским, Петропавловским, Благовещенским и Завитинско-Майкурским поднятиями с внешним горноскладчатым обрамлением в виде Тукурингра-Джагдинского поднятия на севере, Туранского — на востоке и Малого Хингана — на западе.

Перемещение разнонаправленных блоков в поздней юре — раннем мелу происходило вдоль региональных разломов, унаследованных с геосинклинального этапа развития района и сопровождалось излиянием эффузивов. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в области сочленения Тукурингра-Джагдинского, Амуро-Мамыньского, Завитинско-Майкурского и Туранского поднятий с Ушумунской, Приамурской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессиями.

В это же время в центральных частях депрессий формировались осадки пролювиально-аллювиального комплекса. Так, в пределах Ушумунской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской зон в поздней юре была сформирована песчаниково-конгломератовая формация ураловинской и екатеринославской свит. Она слагает основание нижней континентальной молассы, мощность которой достигает 2500 м. Верхние горизонты ее представлены алевролит-конгломерато-аркозопесчаниковой угленосной формацией (до 6500 м), образованной породами аякской (осежинской), депской (толбузинской), молчанской и верхнемолчанской свит. Формирование их происходило в пределах Ушумунской депрессии при устойчивом сносе с Гонжинского, Амуро-Мамыньского и Туранского поднятий. В подобных условиях накапливались и более молодые осадки верхней молассы, представленной алевролит-песчаниково-конгломератовой формацией перемыкинской свиты.

Сложно построена верхняя моласса и в пределах центральной части Зейско-Буреинской впадины в Приамурской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессионных зонах. Здесь она представлена полярковской свитой, состоящей из пачек ритмичного чередования песчаников, аргиллитов и алевролитов (до 1000 м), а по периферии этих структур андезитобазальтами, базальтами, реже — липаритами в нижних частях разреза (более 500 м) и конгломератами, песчаниками, аргиллитами — в верхней (около 350 м).

1.3. Строение верхнего структурного этажа (поздний мел — антропоген). Формирование морфоструктур в позднем мелу и кайнозое осуществлялось в платформенных условиях с постепенным уменьшением дифференцированности и интенсивности прогибания. Это привело к расширению осадочного чехла Зейско-Буреинской впадины и снижению контрастности в системе впадина — поднятие. Наиболее интенсивно процессы выравнивания протекали в пределах Завитинско-Майкурского и Амуро-Мамынского поднятий, которые в течение позднего мела и кайнозоя были практически полностью погребены осадочным чехлом.

В разрезе чехла впадины выделяются завитинская, цагайская, кивдинская, райчихинская, мухинская, бузулинская, сазанковская и белогорская свиты, накопление которых происходило с сеномана по ранний антропоген. Непрерывность аккумуляции в пределах центральных частей Приамурской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессий и максимальная мощность осадков по сравнению с другими участками впадины свидетельствуют о том, что эти структуры являлись областями устойчивого прогибания на протяжении всей позднемеловой и кайнозойской истории развития территории с максимальными амплитудами погружения в сеномане и позднем миоцене [13, 15].

С ослаблением тектонической активности снизилась проницаемость региональных разломов, большая часть которых была «залечена» и в дальнейшем перекрыта мощными покровами вулканитов. Дизъюнктивные нарушения, определявшие в поздней юре и раннем мелу подвижность структурных элементов района, сменились в позднем мелу и кайнозое пликативными движениями, обусловившими образование типичных платформенных морфоструктур с пологими формами залегания и слабым диагенезом слагающих их пород. Формирование чехла депрессионных зон в это время происходило трансгрессивно с постепенным расширением области осадконакопления и вовлечением в прогибание выравненного обрамления.

Аккумуляция осадков осуществлялась в обстановке озерно-аллювиальной равнины с рисунком гидросети, близким к современному. На западной окраине Зейско-Буреинской впадины начиная с раннего мела располагался палео-Амур, а в центральной ее части — палео-Зей. Долины этих палеоводотоков четко фиксируются протяженными пологонаклонными с северо-запада и севера на юг и юго-восток линзами хорошо отсортированных осадков руслово-пойменного комплекса.

Положительные морфоструктуры внутри впадины (Амуру-Мамынское, Благовещенское, Завитинско-Майкурское поднятия и др.) в течение позднего мезозоя и кайнозоя проходили постепенную эволюцию по линии снижения гипсометрических контрастов между областями сноса и осадконакопления, выразившуюся в формировании обширных поверхностей денудационного выравнивания вдоль обрамления этих морфоструктур. Большая интенсивность этих процессов обусловила значительную выравненность вышеуказанных поднятий до состояния холмогорий или высоких денудационных равнин уже в раннем мелу. Внешние области сноса (Тукурингра-Джагдинское, Туранское и Малохинганское поднятия) почти на всем протяжении развития впадин существовали в виде средне- и низкогорных сооружений [13]. Тектоническая активность всех этих положительных структур не равнозначна. В пределах внутренних областей сноса (Завитинско-Майкурского, Благовещенского, Костюковского и других поднятий) блоковые движения были проявлены лишь в позд-

неюрский — раннемеловой этап развития впадины. В дальнейшем, в обстановке интенсивного выравнивания вышеуказанных структур и образования мощных кор выветривания, они были сравнительно быстро перекрыты плащом платформенных осадков. В отличие от них, вдоль внешнего обрамления впадины — на периферии Тукурингра-Джагдинского, Туранского, Гонжинского и частично Амуро-Мамынского поднятий существовали более контрастные формы сопряжения с областями седиментации, обусловленные существованием на протяжении мезозоя и кайнозоя крупных разрывных нарушений.

2. РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ МОРФОСТРУКТУРНОГО ПЛАНА ПРИАМУРЬЯ

Значение разломов в становлении и формировании структурных неоднородностей земной коры, в частности, Забайкалья и Дальнего Востока неоднократно рассматривалось в литературе [1—5, 9, 19—21].

Для этого региона регматический каркас образован четырьмя основными системами разрывных нарушений: Сибирской, Байкальской, Монголо-Охотской и Тихоокеанской [12]. Первая из них представлена взбросами, взбросодвигами окраинных зон Сибирской платформы северо-восточного, юго-восточного и близширотного простираний. Байкальская система выражена густой сетью близпараллельных разрывов северо-восточного простирания различной кинематики (сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги), нередко осложненной низкопорядковыми нарушениями северо-западного направления. На границе Забайкалья и Приамурья Байкальская система сменяется Монголо-Охотской, образованной близширотными и северо-восточными сбросами, сдвигами и надвигами, для которых характерна и поперечная сеть разломов.

Резко дискордантной по отношению к Байкальской и Монголо-Охотской системам является Тихоокеанская система, наиболее четко проявленная в пределах Буреинского массива и Сихотэ-Алинской области. Это сбросодвиговые структуры меридионального направления (с отклонениями к западу и востоку).

Непосредственно в пределах рассматриваемой территории преобладают два основных типа разрывных нарушений: Тихоокеанский (близмеридиональный) и Монголо-Охотский (близширотный), образующие ортогональный каркас, осложненный сетью низкопорядковых разломов диагональной ориентировки.

Разрывным нарушениям принадлежит существенная роль в формировании морфоструктур района. Однако, положение разломов отражает лишь современный регматический каркас рассматриваемой территории. Для познания гидрогеологических закономерностей крайне важно проследить эволюцию разрывов и выявить положение сквозных проницаемых зон, с которыми связаны очаги разгрузки подземных вод.

Реконструкция основных разломов в пределах Приамурья более или менее достоверно может быть проведена с герцинского этапа развития этого региона. Восстанавливая разрывной каркас Приамурья по схемам мезозойского фундамента Зейско-Буреинской впадины [8, 14], можно выделить региональные структуры, разделяющие геосинклинальные и геантиклинальные области завершающей стадии герцинского этапа. Это Приамурская, Призейская, Завитинская, Буреинская, Архаринская шовные зоны большой глубины заложения и длительного развития, выраженные в виде тектонических ступеней Тихоокеанского типа. Дальнейшая эволюция указанных разрывных систем связана с позднеюрской — раннемеловой тектономагматической активизацией и неотектоническими движениями в кайнозое. В поздней юре — раннем мелу бесспорно имело место подновление структурных швов, обусловившее вулканическую деятельность с формированием отрицательных (грабен) и положительных форм рельефа. Анализ геофизических материалов [10] показывает, что наряду с вертикальными движениями вдоль древних швов с образова-

нием прогибов и поднятий в это время в рассматриваемом регионе имели место и горизонтальные перемещения вдоль диагональных разломов северо-западного и широтного простирания, по которым происходило смещение подновленных зон. Древние швы в мезозое превратились в системы разломов лестничного типа.

В процессе мезозойского орогенеза разрывные нарушения обусловили возникновение двух типов морфоструктур: краевых и центральных частей Зейско-Буреинской впадины. Первые, развитые вдоль Малого Хингана (правобережье р. Амур), представлены низковысотными и холмогорными массивами Благовещенского, Петропавловского, Алексеевского и других поднятий, в которые вдоль Норско-Сухотинской синклинойной зоны «врезаны» Сергеевский, Марковский, Кумаро-Ушаковский, Ту-Гараконский и др. грабены, выполненные эффузивами основного и среднего состава мощностью до 1000 м.

В отличие от морфоструктур периферии Зейско-Буреинской впадины, центральные ее части характеризуются целым рядом особенностей. Вдоль бывших синклинойных зон по системе ступенчатых глубинных разломов в мезозое возникли системы депрессий, дифференцированных по мощности выполняющих их отложений. А. П. Сорокиным эти структуры выделяются в зоны устойчивого прогибания (Зейско-Селемджинская и Екатеринославская), а Э. Л. Рейнлибом в структуры (блоки) проседания областей «базификации» (Благовещенский, Серышевский, Завитинский, Белогорский, Свободненский и др.).

В кайнозойский неотектонический этап (олигоцен — антропоген) развития региона произошло новое оживление разрывных нарушений. Достаточно активными были движения по разломам северо-восточного близширотного и меридионального направлений Монголо-Охотского типа. Указанные выше разрывные нарушения характеризуются различной глубиной заложения, продолжительностью развития, кинематикой, степенью раскрытости и др. Для оценки их активности и флюидопроницаемости автором в южных районах Амурской области был проведен комплекс геохимических исследований, позволяющий выявить раскрытые и «дышащие» зоны по наличию растворенных в воде и сорбированных газов глубинного происхождения — гелия, водорода, метана и др. [6]. Эти работы осуществлялись совместно с дешифрированием аэро- и космоснимков, в сочетании с морфоструктурным, структурно-тектоническим и литолого-фаціальным анализами.

Результаты площадной водно-гелиевой и газовой съемки, проведенной путем опробования около 700 водопунктов и шлама неглубоких скважин, показывают, что тектоническая активность разломов, выявленных геофизическими методами, не равнозначна. Значительное их большинство, считавшееся ранее залеченными, оказались проницаемыми. Причем, регионально выдержанные нарушения имеют неравномерную раскрытость по простиранию и характеризуются чередованием активных и пассивных участков.

Особенности флюидного режима рассматриваемых структур обусловлены многоэтапной и разноплановой динамической активностью региона. Решающая роль в этом процессе принадлежит фанерозойским этапам тектогенеза, с которыми связано формирование зон глубинных разломов Монголо-Охотского и Тихоокеанского типов. Линеаменты Тихоокеанского типа отчетливо проявляются аномальными концентрациями гелия, образуя линейно вытянутые зоны, совпадающие с Призейским, Приамурским, Лермонтовским и другими глубинными разломами либо узлами их пересечений, ограничивающих подвижные грабенообразные погружения. Хорошо выражены в поле гелия зоны сочленения Зейско-Селемджинского, Екатеринославского и Архаринского погружений с Благовещенским, Завитинско-Майкурским и Притуранским поднятиями, где в пределах высококонтрастных аномалий (села Константиновка, Чигири и др.) концентрация растворенного в воде гелия достигает $(19733-48974) \times 10^{-5}$ мл/л при расчетном фоне $71,7 \cdot 10^{-5}$ мл/л (рис. 1). Прерывистость

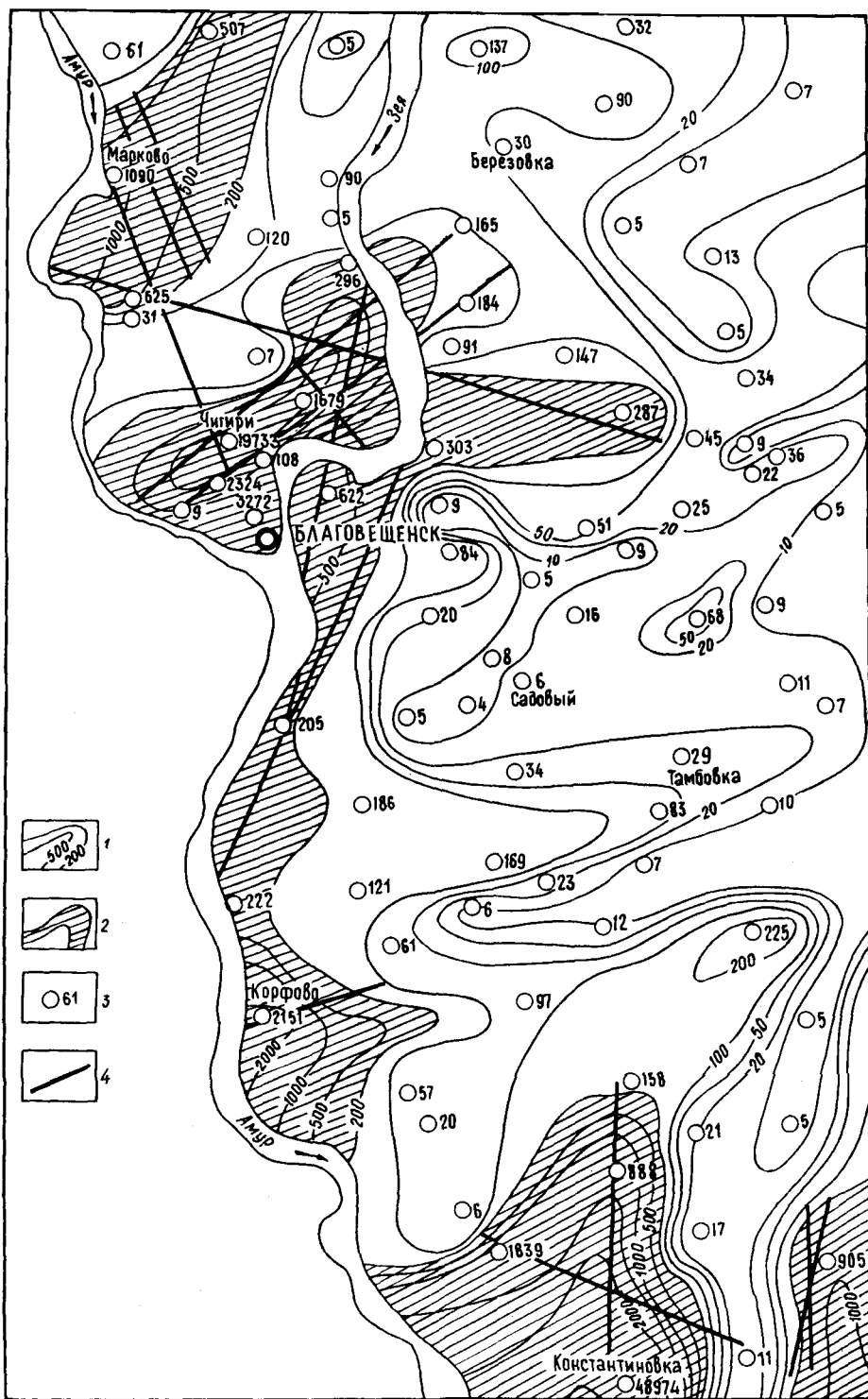


Рис. 1. Схема гелиености южной части Зейско-Буреинской впадины.

1 — изолинии концентраций водорастворенного гелия, $n \cdot 10^{-5}$ мл/л; 2 — участки распространения аномально высоких концентраций гелия со значениями более $200 \cdot 10^{-5}$ мл/л; 3 — место отбора проб воды из скважин, цифра справа — концентрация гелия, $n \cdot 10^{-5}$ мл/л; 4 — активные разрывные нарушения, подтвержденные аномалиями гелия. Геохимический фон по водорастворенному гелию $71,7 \cdot 10^{-5}$ мл/л.

и контрастность гелиевых аномалий указывает на узколокальную динамическую активность и нередко сквозной характер флюидопроводящих зон.

Линеаменты Монголо-Охотского типа отчетливо выделяются комплексными аномалиями сорбированного водорода, метана, углекислого газа, которые в структурных узлах усиливаются повышенным содержанием гелия.

3. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КАК ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ РЕГИОНА

Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что Зейско-Буреинская впадина представляет собой типичную внутриконтинентальную депрессию, для которой характерны устойчивый режим аккумуляции в процессе формирования чехла, длительное существование геодинамических и депрессионных зон, эволюция во времени тектонического каркаса разрывных структур. Эти особенности определяют изменчивость гидрогеологических условий территории, гидрохимическую, гидродинамическую зональность и закономерности в обводненности гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов.

Зейско-Буреинскую впадину автор относит к одноименному артезианскому бассейну первого порядка, включающему Амуро-Зейский, Нижне-Зейский артезианские бассейны второго порядка, Ушумунский, Приамурский, Зейско-Селемджинский и Притуранский — третьего порядка и малые артезианские бассейны четвертого порядка [16]. Среди последних в северо-западной части района выделяются Тараконский, Кумаро-Ушаковский, Корсаковский, Сычевский, Сергеевский, в центральной — Дмитриевский, Комиссаровский, Лермонтовский, Белогорский, Селетканский, Колмогоровский, а в юго-восточной — Романовский, Екатеринославский, Асташихинский и др. (рис. 2).

Положительные гидрогеологические структуры также разнопорядковые. Наиболее крупные из них — Тукурингра-Джагдинский и Туранский массивы обрамляют Зейско-Буреинский артезианский бассейн, являются структурами первого порядка и представляют собой устойчивую во времени внешнюю область питания артезианских бассейнов.

Более высокопорядковые гидрогеологические массивы (Гонжинский, Амуро-Мамынский, Завитинско-Майкурский, Благовещенский и др.) представлены холмогорными возвышенностями и разделяют артезианские бассейны второго и третьего порядка. «Внутренние» гидрогеологические массивы (Успеновский, Полтавско-Ильиновский, Западно-Албазинский, Калининский и др.) практически не выражены в современном рельефе. Они перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских осадков мощностью до 500 м, ограничивают малые артезианские бассейны и характеризуются неравномерной и, в большинстве своем, локальной тектонической раздробленностью. При разработке принципов гидрогеологического районирования положительные и отрицательные структуры, включая ограничивающие их разрывные нарушения, рассматривались обычно как статические системы на современном уровне их развития. Это не позволяло проследить стабильность (или смещение) во времени и пространстве положения областей питания и разгрузки подземных вод, а также оценить роль разломов, их активность (или пассивность) в формировании ресурсов и химического состава. Автор, вслед за Н. В. Роговой [11], разработывает концепцию формирования гидрогеологических структур на основе геолого-геоморфологической конформности, отражающей связь геоморфологической поверхности с гидрогеологической емкостной средой [16], позволяющей восстановить морфологию структур, оценить направленность, интенсивность и эволюцию тектонических движений земной коры и в конечном итоге реконструировать гидрогеологические структуры как динамические системы.

Гидрогеологические закономерности в артезианских бассейнах тесно связаны с историей развития этих структур, относительно устойчивым

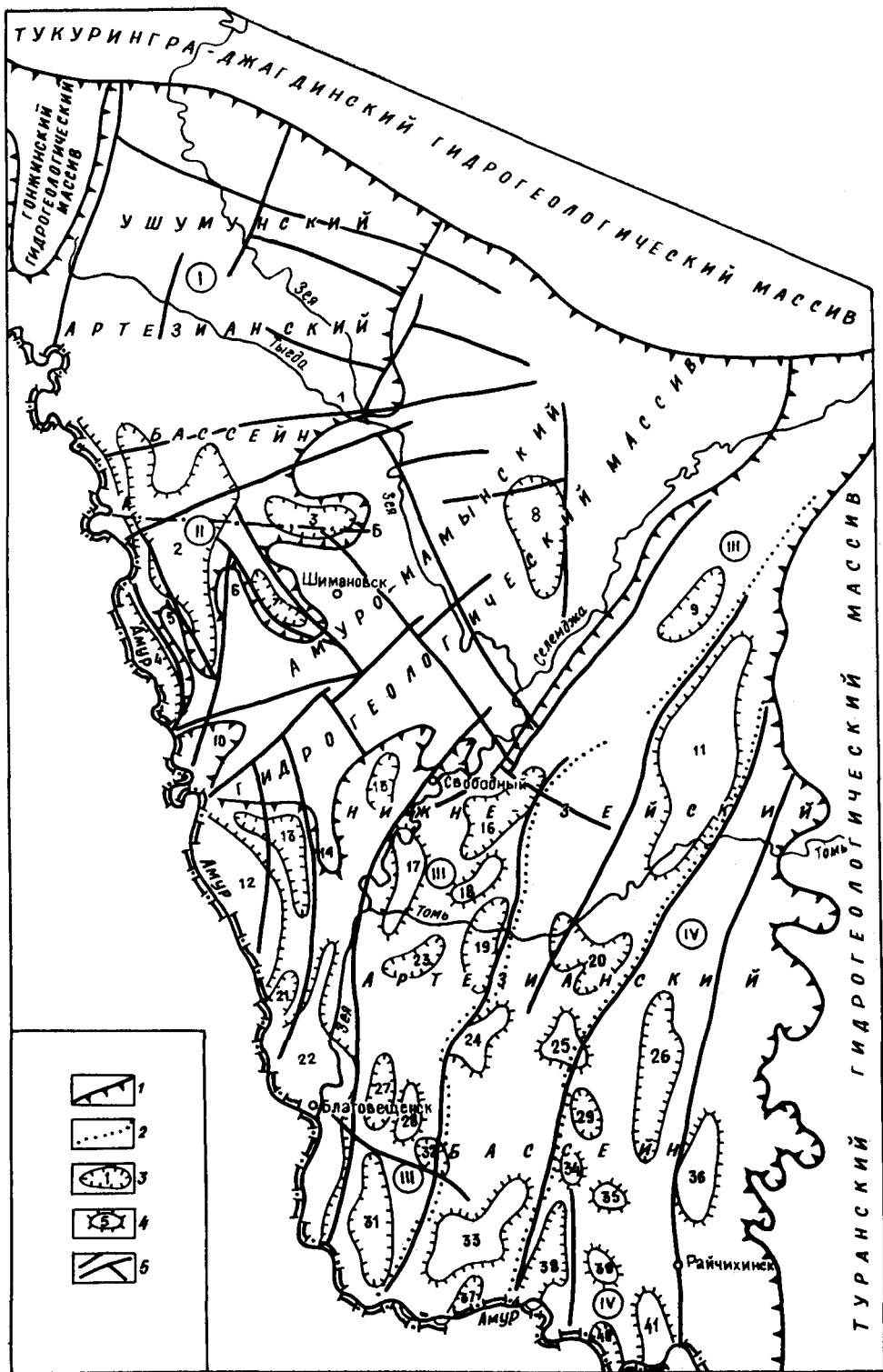


Рис. 2. Схема гидрогеологического районирования Зейско-Буреинской впадины. 1 — граница Зейско-Буреинского артезианского бассейна; 2 — граница между артезианскими бассейнами третьего порядка в составе Ушумунского и Нижнейсейского артезианских бассейнов второго порядка: 1 — Ушумунский, 11 — Ту-Тараконский, 111 — Зейско-Селемджинский, IV — Екатеринославский; 3 — артезианские бассейны четвертого порядка: 1 — Усть-Тыгдинский, 2 — Тараконский, 3 — Мухинский, 4 — Кумаро-Ушаковский, 7 — Актайский, 8 — Ушмынский, 9 — Колмогоровский, 10 — Корсаковский, 13 — Сычевский, 15 — Спасовский, 16 — Сопроновский, 19 — Белогорский, 20 — Ромненский, 21 — Сергеевский, 23 — Комиссаровский, 26 — Романовский, 27 — Дмитриевский, 29 — Екатеринославский, 31 — Лермонтовский, 32 — Козьмодемьяновский, 37 — Куприяновский, 38 — Михайловский, 40 — Астасихинский; 4 — внутренние гидро-

положением палео-Амура и палео-Зей и влиянием последних на формирование осадков различного генезиса. Они выражаются в приуроченности хорошо отсортированных и обводненных пород руслово-пойменного комплекса к центральным частям малых артезианских бассейнов и слабо-водоносных — к их периферии, где вследствие слабо развитой гидросети формировались осадки озерно-болотного генезиса сокращенной мощности. Формирование водоносных горизонтов связано с чередованием эпох прогибания и стабилизации при общем расширении областей седиментации в виде обширных озерно-аллювиальных равнин и болот. Наиболее высокие скорости погружения были присущи центральным частям Ту-Тараконской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессий и более замедленные — их перифериям и внутренним поднятиям, что обусловило многоярусное строение осевых частей артезианских бассейнов и преимущественно одноярусное — их склонов.

В строении Зейско-Буреинского артезианского бассейна выделяется два этажа. Нижний этаж (поздняя юра — ранний мел) представлен дейтероорогенным комплексом — вулканитами основного, среднего и кислого состава, песчаниками, конгломератами и аргиллитами екатеринославской, итикутской и поярковской свит общей мощностью 2500 м. Образования екатеринославской и итикутской свит характеризуются низкой водоносностью и затрудненными условиями водообмена. Более водообильны вышележащие отложения поярковской свиты, представленные песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами, включающие трещинно-пластовые и пластово-поровые напорные воды. В наиболее прогнутых частях Тараконского, Сычевского, Белогорского и др. артезианских бассейнов в составе этого водоносного комплекса установлено от 4 до 25 водоносных горизонтов мощностью от 5 до 20 м при суммарной — 300—400 м. Водосодержащие породы обладают высокой степенью сортировки и проницаемости. Коэффициент фильтрации их достигает 15—35 м/сут, а удельный дебит скважин 0,8—1,2 л/с [15]. Перемежаемость водоупорных и водосодержащих пород в депрессионных зонах обусловила широкое развитие напорных пластовых вод в нижних горизонтах плитного комплекса (сеноман — средний миоцен) и преимущественно грунтовых — в верхних его частях.

Водоносные горизонты и комплексы верхнего этажа в преобладающем большинстве грунтовые, реже напорные, обладающие интенсивным водообменом. Максимальное значение коэффициента фильтрации, водоотдачи и пьезопроводности характерны для центральных частей Тараконского, Сычевского, Спасовского, Белогорского, Дмитриевского и др. бассейнов. Здесь дебит скважин изменяется от 0,5 до 17 л/с, а модуль эксплуатационных ресурсов для разновозрастных водоносных горизонтов — от 0,3 до 11 л/(с · км²). На периферии малых артезианских бассейнов и участков их пологого сочленения с поднятиями при снижении фильтрационных свойств водовмещающих пород удельный дебит скважин не превышает десятые доли литра в секунду, а модуль эксплуатационных ресурсов снижается до 0,2—0,07 л/(с · км²).

Интенсивность водообмена в гидрогеологических структурах в большинстве случаев определяется морфологией переходной зоны и разнообразными формами сопряжений в системе массив — бассейн. Для внешнего обрамления Амура-Зейского артезианского бассейна характерны наиболее контрастные формы сопряжения в виде ступенчато-крутопадающих блоков, отделяющих Зейско-Буреинский артезианский бассейн от Тукурингра-Джаджинского, Туранского и Большехинганского гидрогеологических массивов. Указанные зоны сопряжения контролируются системами Южно-Тукурингрского, Западно-Туранского и Приамурского

геологические массивы: 5 — Алексеевский, 6 — Новогеоргиевский, 11 — Майкурский, 12 — Петропавловский, 14 — Костюковский, 17 — Лебяжьевский, 18 — Борисопольский, 22 — Благовещенский, 24 — Николаевский, 25 — Поздеевский, 28 — Успенский, 33 — Полтавско-Ильинский, 34 — Западно-Албаинский, 35 — Восточно-Албаинский, 36 — Тюканский, 39 — Воскресеновский, 41 — Украинский; 5 — тектонические нарушения.

глубинных разломов. С ними связаны протяженные и мощные таликовые зоны со значительными запасами пресных подземных вод.

Более пологие формы сопряжений характерны для малых артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов центральной части Амуро-Зейского бассейна. Формирование их связано с последовательным расширением осадочного чехла в условиях невысоких темпов прогибания с широким развитием кор выветривания, отсутствием мобильных систем разрывных нарушений, сквозных проницаемых зон. Аномалии гелия невысокой контрастности указывают на наличие литологических окон в осадочном чехле, через которые возможна связь с глубокими горизонтами, но она имеет спорадический характер. Полученные в последние годы материалы геофизических [10], атмосферических [17] и других исследований подтверждают, что наиболее активной и проницаемой частью гидрогеологических структур является зона сочленения гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов, которая в большинстве случаев и определяет особенности всей гидродинамической системы. Эта зона рассматривается автором как своеобразный структурно-тектонический элемент или поле гидродинамической, гидрохимической и фильтрационной неоднородности, имеющее важное значение для познания гидрогеологических закономерностей. Именно через эти зоны, пространственно совпадающие с долгоживущими тектоническими нарушениями или их узлами, осуществляется наиболее тесная пространственная и генетическая связь трещинно-жильных, трещинно-пластовых и артезианских вод. Для отдельных блоков, разделяющих структуры или их отдельные части, характерно наличие полужкранирующих барьеров. Такие барьеры приурочены к тектоническим нарушениям, смещение по которым продолжается и в настоящее время.

Пространственное сочетание на этих участках полей различной фильтрационной проницаемости и гидродинамических давлений формирует гидродинамическую неоднородность гидрогеологического резервуара, что выражается в одновременной проявленности как нисходящего, так и восходящего водообмена. Это подтверждается самоизливами из скважин (села Ново-Петровка, Усть-Ивановка, Михайловка, Черемхово, Богородское, Белогорье и др.) и различным соотношением пьезометрических уровней вскрываемых водоносных горизонтов.

В зоне сочленения артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов происходит сложное взаимодействие элизионного и инфильтрационного режимов, что находит отражение в обогащении подземных вод глубинными газами (гелием, водородом, метаном) и биологически активными микроэлементами (литием, бором, фтором и др.). Характерная для этих участков гидрохимическая инверсия проявляется в очаговой разгрузке хлоридных вод повышенной минерализации (1,2—1,6 г/л), которая контрастно выделяется на фоне широко распространенных ультрапресных вод гидрокарбонатного состава.

Таким образом, суммарное воздействие тектонических, палеогеографических, гидрогеологических и гидродинамических факторов способствует формированию гидрогеологических емкостей повышенной водообильности, нередко благоприятного химического состава, которые представляют значительный интерес для целей водоснабжения, бальнеологии и при поисках минеральных вод.

Генетическая связь морфоструктур с гидрогеологическими резервуарами позволяет более целенаправленно решать проблемы по рациональному использованию подземных вод, их охране от загрязнения, а также прогнозировать обводненность различных видов полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтнев Е. Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. — М., 1982. — С. 73—88.

2. Глуховский М. З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по материалам дешифрованных телевизионных космических снимков) // Геотектоника.— 1976.— № 5.— С. 68—77.
3. Казанский В. И. Разломы Байкало-Амурского региона и связь с ними эндогенного оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона.— М., 1982.— С. 3—5.
4. Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии // Тектоника Сибири. Т. I.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1962.— С. 9—17.
5. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.
6. Кротошкин П. Н. Дегазация Земли и геотектоника // Дегазация Земли и геотектоника.— М.: Наука, 1979.— С. 7—13.
7. Лишневский Э. Н. О строении поверхности фундамента Нижне-Зейской впадины // Геотектоника.— 1968.— № 5.— С. 62—74.
8. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Вып. 79/ГИН АН СССР.— М., 1968.
9. Пейве А. В. Глубинные разломы и мобилизм // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей.— М.: Наука, 1977.
10. Рейнлиб Э. Л. Глубинные разломы Дальнего Востока, устанавливаемые по данным гравиметрии // Древние сейсмофокальные зоны/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 122—127.
11. Роговская Н. В. Гидрогеологические системы молодых плит, их свойства и типизация // Итоги изучения региональных гидрогеологических и инженерно-геологических процессов в осадочном чехле молодых плит.— М.: Наука, 1983.— С. 4—8.
12. Саркисов Ю. М., Ермаков Б. В. Положение разломов Байкало-Амурского региона в общей регматической сети Востока СССР // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона.— М., 1982.
13. Сорокин А. П. История геолого-геоморфологического изучения Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1972.
14. Сорокин А. П. Геологическое строение докембрийского складчатого фундамента северо-западной части Зейско-Буреинской впадины // Геология Дальнего Востока.— Хабаровск, 1972.— С. 151—157.
15. Сорокина А. Т. Роль структурных и литолого-фациальных факторов в формировании ресурсов подземных вод Зейско-Буреинского артезианского бассейна: Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1973.
16. Сорокина А. Т. Морфоструктуры и гидрогеологические резервуары Верхнего Приамурья // Морфоструктурные исследования, теория и практика.— М.: Наука, 1985.
17. Сорокина А. Т., Флешлер В. И., Сорокин А. П. Флюидный режим тектонических зон гидрогеологических структур Забайкалья и Приамурья // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. II.— М.: Наука, 1985.— С. 53—58.
18. Тарков А. П. Глубинное строение Зее-Буреинской равнины // Сов. геология.— 1963.— № 7.— С. 90—104.
19. Томсон И. Н., Крайцов В. С., Кочнева Н. Т. и др. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур.— М.: Наука, 1984.
20. Хренов П. М., Шерман С. И., Александров и др. Южное обрамление Сибирской платформы // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.— С. 48—56.
21. Шерман С. И., Борняков С. А., Бурда В. Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования).— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 августа 1991 г.

УДК 502.7 : 550.84

В. Н. Борисова, П. В. Елпатьевский

ВОЗМОЖНОСТЬ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ ПРИ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

Рассмотрена зависимость металлической нагрузки сточных вод горно-промышленных предприятий от вещественного состава руд, вмещающих пород, зоны окисления, способа отработки месторождения, степени извлечения сульфидов. Ее потенциальную мощность можно и необходимо определять на ранних стадиях геолого-разведочных работ. Предлагаются некоторые направления экологических исследований при геолого-разведке и использования их результатов для геолого-экономической оценки месторождений рудных полезных ископаемых и дальнейшего проектирования горных предприятий.

Возрастающая острота экологических ситуаций на горно-рудных объектах определяет необходимость глубоких экологических проработок на всех стадиях освоения и оценки месторождения, начиная с первичных геолого-разведочных работ. Идея экологических исследований в геологии была сформулирована еще в 1971 г. А. В. Сидоренко и К. И. Лукашевым [6]. В настоящее время разработка систем охраны биосферы отнесена к приоритетным направлениям научных исследований в геологии, определяющим состояние геологической отрасли на ближайшую перспективу [5]. Одним из путей совершенствования геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых является усиление внимания к экологическим исследованиям [4].

Небольшой опыт недавно введенной экологической экспертизы действующих и подготовленных к разработке месторождений показывает недостаток первичных геолого-разведочных материалов по изначальному экологическому состоянию территории. Кроме того, нет опыта сбора, интерпретации и использования этого материала. Этим обусловлены многие дефекты в проектировании и осуществлении природоохранных мероприятий. Недостаточный учет в предпроектную стадию экологических и связанных с ними социальных и экономических последствий в результате будущего освоения того или иного месторождения приводит по меньшей мере к одному из двух негативных моментов:

от освоения месторождения чаще под давлением общественности приходится отказаться; отсюда бессмысленная затрата средств на геолого-разведочные работы (Агиинское месторождение на Камчатке);

учитывая затраты на разведку и строительство объекта, месторождение разрабатывается, что приводит к значительным потерям сопряженных ресурсов, а порой и к реальной угрозе здоровью населения (месторождение Многовершинное на Нижнем Амуре).

На наш взгляд, для получения достоверной оценки воздействия на окружающую среду (ОВОС) будущего горно-рудного комплекса необходимо, чтобы раздел «Охрана окружающей среды» стал неотъемлемой частью работы на всех стадиях геолого-экономической оценки месторождения. Так, после проведения поисково-оценочных работ при определении экономической целесообразности месторождения этот раздел должен содержать необходимую информацию для определения экологической допустимости будущего горно-рудного предприятия,

На стадии предварительной оценки должны быть максимально учтены социально-экологические аспекты последствий освоения месторождения. Утрата сопряженных ресурсов (экологический ущерб), а также платежи за дозволенное и сверхлимитное загрязнение должны отразиться на определении временных кондиций. С большей степенью достоверности все это должно войти в ТЭО постоянных кондиций.

В частности, при геолого-экономической оценке рудных месторождений необходимо иметь исчерпывающую информацию по предполагаемому техногенному воздействию предприятий будущего горно-промышленного комплекса на поверхностные воды, как один из основных природных объектов. Трансформация химического состава вод проявляется в изменении их кислотных характеристик, основного солевого состава и, главное, в многократном возрастании металлической нагрузки водотоков в первую очередь рудными элементами: тяжелыми (Pb, Zn, Cd, Cu, Hg и др.) и петрогенными (Al, Mn) металлами, металлоидами (As, Sb). Токсичность этих элементов для гидробионтов всех трофических уровней в настоящее время общепризнанна, поступление техногенных стоков ведет к разрушению водных экосистем и изменению качества природных вод в худшую сторону со всеми соответствующими последствиями.

Конкретными источниками техногенных стоков в природную гидро сеть являются: рудничный водоотлив, дренаж пород, шламовые поля обогатительных фабрик [1].

Гидрохимическое обследование более 30 горно-промышленных предприятий юга Дальнего Востока показало, что потенциально токсичная металлическая нагрузка сточных вод зависит от вещественного состава руд и минерализации околорудного ореола. В первую очередь имеет значение количество сульфидов, при окислении которых образуется серная кислота (пирита, пирротина, арсенопирита), поскольку кислые рудничные воды мобилизуют в раствор рудные элементы и алюминий.

Сравнение рудничных вод малосульфидных касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных месторождений (строки 2 и 3 таблицы) показывают, что нейтральные воды месторождения первого типа обогащены только Mn, Zn, Cd, в кислых водах месторождения второго типа спектр металлов, присутствующих в аномальных концентрациях, расширяется, концентрации возрастают и для достижения водами фоновых характеристик теоретически требуется их разбавление в 5500 раз.

Другими важнейшими факторами, регулирующими кислотность и металлоносность рудничных вод, являются:

с о с т а в в м е щ а ю щ и х п о р о д. При сопоставлении дренажных вод шламохранилищ, в одном из которых складированы отходы обогащения скарново-полиметаллических руд (карбонатный скарн), а в другом — полиметаллических руд, залегающих в терригенно-осадочных породах (строки 4 и 5 таблицы), виден огромный контраст в содержаниях металлов;

с т е п е н ь р а з в и т и я з о н ы о к и с л е н и я. Например, водоотлив из штольни, пройденной в приповерхностных, проработанных процессами окисления горизонтах касситерит-сульфидного месторождения, выносит многократно больше металлов, чем стоки из штольни в свежих породах (строки 6 и 7). Кроме того, перемещенные в отвалы затронутые выветриванием рудосодержащие породы являются более активными поставщиками металлов в гидрохимические потоки, нежели свежие, не выветренные, которые должны пройти этот этап предварительной подготовки;

с п о с о б р а з р а б о т к и м е с т о р о ж д е н и я. При открытой добыче измельчается и перемещается в отвалы существенно больший объем «пустых», зачастую содержащих непромышленную сульфидную минерализацию пород, благодаря чему интенсифицируется механическая и химическая техногенная денудация. Воды дренажного стока отвалов имеют магниевое-алюмоцинковый состав катионов, а железа и марганца содержат больше, чем натрия и калия, т. е. рудные металлы из микро-

Характеристика техногенных стоков на разрабатываемых месторождениях Приморья

Характер и место отбора проб	рН	SO ₄	Микроэлементы, мкг/л							
			Cu	Pb	Cd	Zn	Fe	Mn	Al	As
Фоновые концентрации (неэкспортируемые водотоки) для Сихотэ-Алиня	7,35	6,8±2,3	1,7±1,0	0,7±0,3	0,05±0,02	9,1±4,6	10,5±5,0	2,5±2,0	10	2
Рудничный водоотлив каспирит-силикатного месторождения	7,40	402	26	2,8	8,2	644	12	2299	22	5
Рудничный водоотлив каспирит-сульфидного месторождения	3,15	499	5210	191	502	25440	131850	13910	3170	200
Дренажный сток шламохранилища от обогатительного сканово-полиметаллических руд	5,16	202	2	1,3	0,2	68	16	152	11	5
Дренажный сток шламохранилища от обогатительного Pb-руд в силикатных породах	3,48	276	140	318	56	24470	101940	20890	4300	18
Воды штольни на гор. 1060 м каспирит-сульфидного месторождения	4,78	479	1180	40	558	36490	73	24000	2260	2
Воды штольни на гор. 795 м того же месторождения	7,16	190	58	1,8	36	4460	44	4010	32	2
Воды карьера полиметаллического месторождения	6,85	885	51	4,4	76	28740	69	12940	14	2
Дренажный сток из-под отвалов того же месторождения	3,30	4050	8680	265	1470	350520	13210	40810	21470	4
Дренажный сток шламохранилища от обогатительного Pb-руд, заполняемого менее 10 лет	7,24	359	1,4	50	0,56	120	53	1642	10	2
Рудничный водоотлив каспирит-силикатного малосульфидного месторождения	6,95	105	66	10	12	1500	9	3570	95	8
Те же воды после пребывания в отстойнике	6,24	160	257	2	12	1650	15	2150	266	2

элементов переходят в разряд катионов основного солевого состава. Воды, дренирующие карьер, при разработке которого были сформированы отвалы, хотя и являются высокоаномальными, но существенно уступают отвальным (строки 8 и 9 таблицы). Подземный способ отработки дает стоки, которые возможно локализовать, подвергнуть нейтрализации и пустить на очистные сооружения;

степень извлечения сульфидов при обогащении. Она задает мощность будущего потока токсичных металлов при дренаже, а нередко и при размыве шламохранилищ. При разработке многих небольших касситерит-сульфидных месторождений после извлечения касситерита все сульфиды остаются и аккумулируются в шламах, закладывая тем самым многолетние мощные источники поступления металлов в окружающую среду в подвижных соединениях;

увеличение времени существования поверхностных техногенных литоаккумуляций (отвалов, шламохранилищ) на изученном временном интервале ведет к нарастанию интенсивности выноса металлов из них. Сравнение концентраций металлов в дренажных водах шламохранилища, начатого заполнением свыше 40 лет назад, ныне выведенного из эксплуатации, и в дренажном стоке шламохранилища, заполняемого менее 10 лет (строки 5 и 10), хорошо иллюстрирует увеличение интенсивности развития серно-кислотного процесса и мобилизации рудного вещества, накопленного в шламах;

технология очистки сточных вод в подавляющем числе случаев заключается в отстаивании вод в прудах-накопителях (отстойниках) небольшой емкости. Малое время пребывания стоков в отстойниках дает возможность только для их осветления от грубых механических примесей, но не позволяет седиментироваться тонкому материалу техногенной взвеси, который обычно на порядок и выше более металлоносен, нежели грубые частицы пород. В некоторых случаях пребывание вод в отстойниках сопровождается ростом концентраций растворенных форм металлов (строки 11 и 12 таблицы), вероятно, за счет окисления и растворения тонко раздробленных сульфидов, поступающих со стоками.

Подводя итоги вышезложенному, нужно отметить, что все обследованные горно-промышленные предприятия формируют техногенные потоки рассеяния рудных металлов в природных водотоках. Общими элементами для всех объектов и типов минерализации являются Mn, Cd, Zn, образующие наиболее протяженные потоки рассеяния. Для доведения техногенных вод, связанных с касситерит-сульфидными и скарново-полиметаллическими месторождениями, до исходных концентраций металлов теоретически требуется их разбавление в 10—100 раз, а для вод касситерит-сульфидных и полиметаллических месторождений, залегающих в силикатных породах, в $n \cdot 10^2$ — $n \cdot 10^5$ раз, чего не происходит при впадении техногенно-трансформированных притоков в интегрирующие высокопорядковые водотоки.

Для повышения «экологичности» горно-промышленного техногенеза, для сведения к минимуму сброса токсичных элементов в природную гидросеть необходимы разработка и практическая реализация комплекса профилактических природоохранных мероприятий.

Следует признать, что в настоящее время почти не осознана необходимость разработки технологического комплекса, направленного на уменьшение токсического биогеохимического воздействия горно-добывающих предприятий. Очевидно, что технологии должны варьировать для различных звеньев добычи и переработки рассматриваемых полезных ископаемых. При этом, на наш взгляд, следует признать архаичной даже для сравнительно слабо освоенных регионов общепризнанную стратегию «борьбы с загрязнением» путем разбавления стоков чистыми водами. Основной целью следует признать максимальную локализацию токсичных компонентов рудничных стоков, что возможно только при переводе растворенных соединений металлов в твердофазные и седиментации последних в отстойниках. Отстойники должны иметь емкость, обеспечи-

вающую время пребывания стоков, достаточное для седиментации подавляющей части взвешенного материала, и оборудованы приспособлениями для очистки накапливающихся отходов. Усиленная аэрация стоков путем создания каскада с широкими сливами даст возможность интенсифицировать процесс окисления закисного железа и, как следствие, сорбционное извлечение из растворов мышьяка образующейся взвесью и осадками гидроокислов железа. Последующее подщелачивание стоков может стимулировать образование окислов марганца, являющихся хорошими сорбентами тяжелых металлов. Тем самым могут быть в какой-то мере реализованы геохимические потенциалы рудничных вод к самоочищению, заложенные в них присутствием металлов с переменной валентностью. В условиях естественного развития зоны окисления по мере рассеивания вод в зоне аэрации происходит достаточно активное выведение металлов из миграции.

Полная реализация природных процессов не ограничена во времени. Процессы, индуцируемые техногенезом, и продукты, являющиеся их результатом, зачастую не успевают придти в равновесие друг с другом и с окружающими условиями на «техногенном» отрезке миграции и поступают в природные миграционные потоки в активной форме; процессы завершаются в природной среде. Цель технологических приемов очистки — локализация всех процессов и их продуктов в техногенном, контролируемом звене. Заслуживает тщательной проработки специалистами гео-микробиологии возможность использования микробиологических методов. Окисление марганца в природных средах с рН ниже 9 целиком связывается с деятельностью микроорганизмов [2]. Формирование высокометаллоносных осадков с содержанием Mn до 5,4 %, Zn — 8,6 %, Cd — 0,04 %, выпадающих из кислых рудничных вод (рН = 5,32), не может быть объяснено физико-химическими условиями, а скорее имеет микробиологическую природу [3]. Нельзя исключать, при соответствующих работах, выделение специализированных металл-аккумулирующих культур микроорганизмов и последующего использования их для обработки рудничных стоков. Целенаправленная разработка технологии требует привлечения различных методов — как физико-химических, так и биологических.

Иные технологические подходы требуются для локализации потоков тяжелых металлов от техногенных литообразований — отвалов и шламовых полей. Их специфическое отличие от рудничного водоотлива — продолжительное, трудно поддающееся оценке время воздействия на природную среду. Эти новые литообразования продолжают и будут продолжать трансформировать гидрохимию природного стока и сбрасывать большие количества металлов и после обработки месторождений, с которыми они связаны. Срок их функционирования, вполне вероятно, может достигать столетий, и поток металлов от них, по мере развития окислительных процессов в их толще, будет возрастать. Тем самым, современный горно-промышленный техногенез «передает в будущее» свои геохимические «болевые точки», не сознавая в полной мере их последствия для окружающей среды.

Техническим средством, предотвращающим вынос металлов с дренажным стоком, может быть создание искусственных геохимических барьеров из карбонатных пород в виде фильтрующих дамб, углубленных в рыхлые отложения для перехвата поверхностного стока и подземного дренажа, приуроченных к тальвегам низкорядковых водотоков, обычно занимаемых под отвалы и шламохранилища. Естественно, требуются инженерно-геологические разработки для создания оптимальных условий фильтрации и предотвращения кольматирования технического геохимического барьера. Создание барьеров усложняется и удорожается в тех случаях, когда литообразования сформированы на пониженных участках долины и далее с выходом на поймы рек.

Данные для определения необходимой емкости техногенных геохимических барьеров, обеспечивающей им эффективное функционирование на

весь возможный период выноса токсикантов из техногенной литоаккумуляции, могут быть получены при проведении геолого-разведочных работ. Как было рассмотрено выше, вынос металлов-токсикантов в техногенном стоке в наибольшей степени связан с кислотностью растворов, в конечном итоге — с запасами кислотообразующих сульфидов.

Таким образом, принятие концепции активного предотвращения токсического воздействия горно-промышленного техногенеза на окружающую среду ставит перед геолого-разведочной службой дополнительные задачи. В их числе, на наш взгляд, следует рассматривать следующие.

На этапе поисковых работ необходимо получить максимально полную эколого-геохимическую оценку территории месторождения и сферы влияния будущего предприятия, характеризующую природные уровни (фоновые и аномальные) металлов в почвах и водах, а также размеры аномалий. Это позволит в последующем оценить степень трансформации миграционных потоков техногенезом. Используемое в настоящее время сопоставление с предельно допустимыми концентрациями (ПДК) не отражает реальных изменений.

На стадии разведки месторождений целесообразно выполнить оценку («подсчет запасов») суммарного количества металлов и их разных минеральных форм как в контуре рудных тел, так и в околорудном ореоле с выделением кислотообразующих сульфидов, что позволит оценить потенциальный сброс рудным объектом в природную среду потока металлов и кислотность будущих стоков.

На этапе проектирования горно-добывающих и перерабатывающих предприятий необходима оценка количества металлов и потенциальной кислотности извлекаемых из недр и перемещаемых в отвалы «пустых» пород и отходов, складываемых в шламохранилищах, для того, чтобы предусмотреть необходимую мощность и емкость техногенных геохимических барьеров, способных перехватывать поток выносимых компонентов.

При оценке экономичности способов разработки месторождения (открытой или подземной) следует учитывать и затраты на нейтрализацию токсического воздействия на окружающую среду. Методически этот вопрос ни в коей мере не разработан, но прежде всего важно осознание этого как необходимости.

Нами рассмотрено лишь одно направление экологических исследований при геолого-разведочных работах — гидрогеохимическое. И хотя работы в этом направлении только начинаются и с трудом признаются геологами-практиками, хочется верить, что «роль исследований по учету экологических последствий разработки месторождений неуклонно возрастает и в ряде случаев при их оценке может явиться решающей. В связи с этим экологическим исследованиям должно уделяться внимание, начиная с ранних стадий геолого-разведочных работ» [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисова В. Н., Бакшеева Л. К. Комплексная оценка состояния окружающей среды в процессе проведения геолого-разведочных работ и эксплуатации месторождений // Современные проблемы природопользования. — Владивосток, 1987. — С. 104—110.
2. Глазовская М. А., Добровольская Н. Г. Геохимические функции микроорганизмов. — М.: МГУ, 1984.
3. Елатьевский П. В. О потенциальной способности рудничных стоков к самоочищению // Современные проблемы природопользования. — Владивосток, 1987. — С. 111—116.
4. Комплексная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. — М.: Недра, 1990.
5. Кривцов А. И. Перспективные и приоритетные направления научно-исследовательских работ в области геологии // Сов. геология. — 1989. — № 1. — С. 3—8.
6. Сидоренко А. В., Лукашев К. И. Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза // Там же. — 1971. — С. 6—18.

ХРОНИКА

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ
И СТРУКТУР ДИВА

27—30 августа 1991 г. в г. Благовещенске проходил II международный симпозиум «Тектоника и металлогения зон активизации (структур дива)». I симпозиум в рамках сотрудничества ученых СССР и КНР состоялся в 1988 г. в г. Чанша (КНР). Нынешний форум привлек внимание также геологов Венгрии, Монголии и Японии. Всего в нем участвовало около ста специалистов из Благовещенска, Владивостока, Магадана, Петропавловска-Камчатского, Хабаровска, Новосибирска, Иркутска, Читы, Якутска, Москвы, Санкт-Петербурга, Киева и др. городов Союза. Симпозиум был организован Амурским научным центром ДВО АН СССР под руководством чл.-корр. АН СССР В. Г. Мойсенко.

Во вступительном слове академик А. Л. Яншин дал обзор проблемы. По его мнению, мезозойская тектономагматическая активизация была уникальной эпохой в истории Земли, заслуживающей самого пристального внимания исследователей. Он предостерег от полной идентификации зон активизации и структур дива, которые представляют собой более узкий класс. Была предложена программа изучения дива-структур. Академик Чень Года, автор концепции дива-структур, рассказал о возникновении идеи и ее развитии. Намечены пути дальнейшего совершенствования теории и ее практического применения.

Академик Д. В. Рундквист выделил в истории Земли несколько эпох активизации, характеризующихся специфическими чертами металлогении. В докладе прозвучал новый термин «реювенация». Ч. Б. Борукаев сопоставил мезозойскую эпоху Востока Азии с позднепалеозойской Атлантического сегмента. Сходные процессы, по его мнению, проявились на всех континентах в середине протерозоя. Таким образом, они характерны для эпох образования суперконтинентов Пангея и находят наилучшее объяснение с позиций тектоники литосферных плит.

Т. Яно (Япония) изложил представления о механизме развития континентальной окраины Восточной Азии с позиций асимметричного дуги и сводообразования. Активизация связывается с формированием впадины Тихого океана и влиянием зоны Вадати-Беньоффа. З. Балла (Венгрия) от имени коллектива исследователей дал принципиально новую модель возникновения и усложнения во времени Байкальской рифтовой системы. Рассмотрены взаимосвязи между активным и пассивным рифтообразованием. Доклад вызвал очень большой интерес и живо обсуждался в прениях.

Л. М. Парфенов на базе новых структурных, сеймотектонических и палеомагнитных данных рассмотрел структуру и проблемы геодинамики южной и восточной частей Северо-Азиатского кратона. Кратон возник в юнде и во второй половине мезозоя наращивался путем приращения к нему серии террейнов. Современные сейсмические пояса тяготеют к границам кратона. О. А. Вотях с соавторами отметили, что мезозойская активизация играет решающую роль в ресурсном потенциале Забайкалья. Охарактеризованы связи месторождений разных полезных ископаемых с конкретными структурами.

В докладе Оуян Шахуая (КНР) исследуется тектоническая природа переходной от Азиатского континента к Тихому океану зоны и место ста-

дии дива в ее эволюции. Выделено 4 структурных этажа и 4 стадии развития зоны: догеосинклинальная (докембрий), геосинклинальная (палеозой), платформенная (поздний палеозой — триас), дива (поздний триас — кайнозой). Переходная зона названа областью дива катазиатского типа (фуцзян-чжэцзянского подтипа). Е. А. Кулиш охарактеризовал генетические типы метаморфогенных месторождений, располагающихся в структурах тектономагматической активизации докембрийских блоков.

Чень Шии (КНР) с коллегами представил данные о тектонических условиях залегания мезозойско-кайнозойских шарьяжей Китая трех типов: 1) окраины тектонических областей и зоны их сочленения, 2) области бассейнов и хребтов, 3) разломно-складчатые области. Х. Аоки (Япония) посвятил свое сообщение результатам изучения марганцевых кор подводных гор района о. Маркус, обогащенных кобальтом. Доклад сопровождался прекрасными цветными фотографиями различных типов железомарганцевых конкреций.

Кроме пленарных заседаний, проводившихся в первый и последний день симпозиума, его работа осуществлялась также в четырех секциях: тектоники, магматизма, металлогении, эндогенного рудообразования. На тектонической секции проблемы тектономагматической активизации и дива-структур в ряде докладов рассматривались совместно с вопросами глубинного строения, металлогении и нефтегазоносности. А. И. Садовский выделяет на востоке Азии целый ряд автономных геозкологических районов, полагая, что общий стиль их тектономорфологии определяется циклически повторяющимися процессами активизации, которые накладываются на разные геологические комплексы. С целью создания в пределах районов единых систем рационального комплексного хозяйствования необходимо их комплексное геозкологическое изучение и информационное моделирование. Чжоу Юйфэнь (КНР) дал исчерпывающий анализ состояния терминологической и понятийной базы теории дива-структур. Е. А. Алекторова посвятила доклад природе орогенного тектогенеза. Все структуры «третьего типа» она предлагает объединить понятием орогенной активизации или орогенеза. Их природа объясняется в рамках представлений о гравитационной дифференциации глубинного вещества Земли.

Тань Кэжэнь (КНР) рассмотрел тектоническую эволюцию Северной Азии, отметив, что мезозойская эра представляет собой важный перелом в развитии тектонических режимов. В. С. Имаев с соавторами охарактеризовали тектоническое положение впадин, показав, что они сохраняют активность и ныне. Высокая сейсмичность связывается со сближением Амурской и Евразийской плит. Сведения о геодинамике зоны сочленения этих плит были приведены также в докладе В. В. Колесникова. И. В. Гордиенко с соавторами была продемонстрирована геодинамическая карта Забайкалья м-ба 1 : 1 000 000, на которой линейные и изометричные мелкие впадины и прогибы типа дива отнесены к рифтогенным. Образование рифтовых систем авторами связывается с процессами субдукции и коллизии, приведшими к формированию субдукционных и коллизионных орогенов.

Н. П. Романовский с соавторами выделяют на пересечении Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов по тектоническим, магматическим, металлогеническим признакам и особенностям глубинного строения литосферы Амурскую мегаструктуру в качестве одной из гигантских дива-структур восточной окраины Азии. Формирование мегаструктуры относится к началу мезозоя, проявление наложенной тихоокеанской зональности становится отчетливым, начиная с конца юры, максимальная деструкция мегаструктуры произошла в кайнозое. В. А. Амантов уделил большое внимание глубинным факторам контроля магматизма и оруденения орогенных и рифтогенных областей Центрально-Азиатского пояса, в качестве которых им рассмотрены аномалии геопотенциала, границы блоков с разной мантией и др. Нефтегазоносности активизированных в кайнозое областей Северо-Китайской платформы, представ-

ленных грабеновыми осадочными бассейнами Бохайского залива, был посвящен доклад Чжан Чжи (КНР). Образование этих бассейнов им объясняется процессами растяжения земной коры, а максимальное углубление их — процессами сжатия.

На секции магматизма И. В. Гордиенко на примерах Восточных Саян, Забайкалья и Монголии проанализировал природу и показал гетерогенность развития покровно-складчатых структур активных континентальных окраин в результате образования новых или оживления древних границ литосферных плит. И. А. Загрузина посвятила свое сообщение анализу петрохимических признаков и изотопных характеристик мезозойских гранитоидов азиатского Притихоокеанья и связи с ними различных типов эндогенного оруденения. В двух сообщениях О. Герел (МНР) с соавторами рассматривались особенности субщелочного мезозойского магматизма и геодинамические условия формирования рудно-магматических систем западной части Монголо-Охотского пояса. Л. Н. Хетчиков с группой авторов указали на минералогические и геохимические особенности редкометалльных вознесенских гранитов, позволяющие предположить реоморфический характер их происхождения в связи со спецификой магматизма структур дива на Ханкайском массиве. В докладе авторской группы А. В. Котова приведены данные о геохимической специализации и продуктивности на золото метасоматических образований одного из типичных месторождений Верхне-Селемджинского рудного района. Ж. В. Семинским рассмотрены типы магматических ареалов Монголо-Забайкальской области мезозойской активизации, которые различаются по строению земной коры, тектонической позиции, характеру их магматической и металлогенической специализации.

На секциях металлогении и эндогенного рудообразования рассматривались сходные вопросы характеристики рудоносности активизированных областей. Основное размещение золотоносности в Китае Чжан Сянбин (КНР) связывает с поднятиями в регионах дива. Бедны золотом реликтовые платформы типа Сычуань и Сунляо. Месторождения золота контролируются глубинными разломами и гравитационными ступенями. Наиболее продуктивной на золото в Китае является протерозойская эпоха (56,4 %), на втором месте — мезозойско-кайнозойское время (36,2 %). В. И. Сотников охарактеризовал размещение медно-молибден-порфировых месторождений на территории Монголии. Оруденение этого типа сосредоточено в трех субширотных вулканоплутонических поясах: Южном, Центральном и Северном, входящих в Центрально-Азиатский медно-молибденовый металлогенический пояс. Причем в качестве рудоконцентрирующих структур выступают поперечные глубинные разломы, наиболее продуктивными из которых являются северо-западные. Месторождения медно-молибденовых руд располагаются на пересечении этих разломов с вулканоплутоническими поясами.

Геохимические особенности указанных медно-молибден-порфировых месторождений были рассмотрены А. Готовсурэном (МНР). Статистическими расчетами на большом фактическом материале была оценена вероятность преобладающей трехметалльной рудной ассоциации основных месторождений порфирового типа Монголии. Большой интерес вызвал доклад Ван Лина (КНР), посвященный размещению и характеристике месторождений китайского камня, являющихся базой фарфоровой промышленности Китая. Эти месторождения представляют собой кварц-серицитовые породы, которые образовались в результате гидротермальных изменений кислых жильных пород на стадии дива. Они локализованы в куполах системы Цзяннань, расположенных в провинциях Аньхой и Цзянси.

Новые данные о распределении эндогенного оруденения в структурах дива Малого Хингана приведены в докладе А. М. Жирнова и Е. Я. Синякова. Выделены четыре металлогенические зоны меридионального простирания и две субширотного, в участках пересечения которых локализуются рудные районы и крупные рудные узлы. Ценная информа-

ция, синтезирующая размещение флюоритового оруденения Дальнего Востока, содержится на картах, представленных А. А. Черепановым: наглядно показано распределение не только флюоритовых, но и рудоносных формаций с сопутствующим флюоритовым оруденением. Установлена четкая связь флюоритоносности с вулканогенными поясами региона.

Описанию главных типов магматических, метаморфических и гидротермальных месторождений в областях многоэтапной (от позднего рифея до кайнозоя) активизации, рассматриваемых на примерах Анабарского щита и Саяно-Байкальской области, был посвящен доклад Г. В. Андреева. В. Д. Мельниковым охарактеризованы золоторудные формации активизированных в мезозое структур Алданского и Сино-Корейского щитов, Становой области, Бурейнского и Ханкайского срединных массивов.

После совещания одна группа участников ознакомилась с геологией левобережья р. Амур, другая — с Балейским месторождением. К совещанию были изданы тезисы и путеводители на русском и английском языках. Большой том тезисов докладов китайских геологов издан в г. Чанша. Следующий симпозиум решено провести в КНР.

*ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск*

*Ч. Б. Борукаев, Ю. Ф. Малышев,
Н. П. Романовский*

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ТЕКТониКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ — РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

25—30 августа 1991 г. в г. Фукуока, Япония, состоялся Международный симпозиум «Происхождение, седиментация и тектоника позднемеозойских — раннекайнозойских осадочных бассейнов восточной Азии», с которым было совмещено заседание рабочей группы 245 Проекта международной геологической корреляции, занимающейся корреляцией неморских образований меловой системы. Симпозиум был посвящен 77-летию профессора Тацуро Мацумото — основателя стратиграфии и палеонтологии меловой системы в Японии.

В работе симпозиума приняли участие более 120 ученых из 12 стран. Заседания проходили в рамках заранее определенных тем:

А. Седиментация и тектоника осадочных бассейнов.

В. События на границе мела и палеогена.

С. Органическое вещество в морских и неморских осадках.

Д. Проект 245 программы международной геологической корреляции: корреляция и стратиграфия.

Е. Регионы Тетиса.

Наибольшее число докладов было сделано по теме А «Седиментация и тектоника осадочных бассейнов». В первом докладе «Тектоника южного Китая, в связи с взаимоотношением Азии и Пацифики» известный исследователь Kenneth J. Hsü из Швейцарии на большом фактическом материале доказывал ошибочность отнесения в ранних плейттектонических реконструкциях богатого мезозойскими гранитами юго-восточного Китая к Тихоокеанскому кольцу и отстаивал мнение о принадлежности его Тетису. По его представлениям, Великая сутура юго-восточной Азии прослеживается от северного Борнео через восточный Тайвань к поясам Ямагучи, Чичибу и Самбоган и маркирует зону мезозойской коллизии юго-восточного Китая и фрагментов Гондваны юго-восточной Азии. Вергентность мезозойских деформаций направлена с востока на запад. Циркум-Тихоокеанский стиль деформаций в Восточной Азии не проявлялся вплоть до мела.

В докладе «Основные черты мел-палеогеновых осадочных бассейнов Японских островов» профессор Н. Okada из Университета Кюсю продемонстрировал все разнообразие природы и происхождения мел-палеогено-

вых бассейнов Японских островов от континентальных задуговых грабенов через присдвиговые бассейны преддуговой области до преддуговых бассейнов и бассейнов-желобов. Такое разнообразие типов бассейнов Х. Окада объясняет уникальной обстановкой активной континентальной окраины в мел-палеогеновое время.

Е. Z. Chang из Стэнфордского университета, США в своем докладе «Мезозойская континентальная окраина Восточной Азии» показал, что активная континентальная окраина сформировалась лишь в поздней юре, до этого времени мезозойская континентальная окраина Янцзы-Катазиатского кратона относилась к трансформному типу. Позднеюрско-среднемеловой меланж субдукционного комплекса известен на островах Рюкю и Центральном хребте о. Тайвань. Известково-щелочной магматизм проявлялся вдоль юго-восточного побережья Китая и в акватории. Однако задуговой спрединг начался только в неогене в трог Окинава и в центральной части Южно-Китайского моря.

Два доклада были посвящены развитию палеогеновых бассейнов о. Тайвань и Тайваньского пролива. В первом докладе Y. Wang из Национального университета Тайваня рассмотрел раннюю историю развития палеогеновых бассейнов. Он выделил с запада на восток три ряда эшелонированных бассейнов СВ — ЮЗ простираения. Фундаментом этих бассейнов служили частично термально метаморфизованные андезит-риолитовые пирокластические образования, конгломераты, песчаники, сланцы, известняки аптского возраста. После длительного перерыва в палеогене заложилась полуграбены, в которых осадконакопление сопровождалось излияниями щелочных базальтов. В эоцене в области Тайваньского пролива продолжали изливаться щелочные базальты, накопились пирокластические образования и песчаники, а в восточнее отложились черные сланцы, переслаивающиеся с базальтами и пирокластикой. Олигоценые образования, отделенные от эоценовых угловым несогласием, тесно связаны с миоценовыми. Формирование их обусловлено трансгрессией, связанной с раскрытием Южно-Китайского моря.

Олигоценой истории развития бассейнов о. Тайвань посвятил свой весьма информативный, богато иллюстрированный доклад L. Teng из Национального университета Тайваня. Олигоценые толщи Тайваня значительно дислоцированы в результате неогеновой коллизионной орогении, поэтому история осадконакопления реконструирована на основании стратиграфических и структурных данных. В общих чертах олигоценая толща представляет собой клин, утоняющийся к западу в сторону континента. В районе Тайваньского пролива бурением вскрыты лишь тонкие слои прибрежных отложений. На западе о. Тайвань и в Центральном хребте фации изменяются с северо-запада на юго-восток от прибрежно-морских до глубоководных и соответственно мощность возрастает от 800 до 3000 м. На востоке, однако, олигоценые слои отсутствуют и миоценовые осадки несогласно перекрывают эоценовые и мезозойские породы. Таким образом, становится очевидным, что в олигоцене бассейн представлял собой полуграбен с пологим западным склоном и обрывистым восточным. Ширина его составляла около 200 км. Это был один из рифтовых бассейнов, широко распространенных на Азиатской континентальной окраине в это время.

В двух докладах японских исследователей N. Murakami из Университета Бейцу и H. Sakai из Университета Рюкю анализировалась роль палеогеновых вулканических и пирокластических продуктов в формировании бассейнов юго-западной Японии и Южной Кореи, эволюция вулканизма в пространстве и во времени.

Доклад Li Jiliang и Hu Qiang из Геологического института Академии наук Китая был посвящен строению и тектонической эволюции палеогенового бассейна Дунпу, являющегося частью обширного бассейна Хуабэй — Бохайвань. По мнению докладчиков, деколlement находится на глубине 9—12 км, примерно на контакте кембрия и докембрия. По этой поверхности срыва шло растяжение и раскалывание листрическими раз-

ломами на серию блоков. Рифтинг начался в эоцене и продолжался до конца миоцена. Скорость расширения оценивается в 0,3 мм в год, а скорость погружения — 0,2 мм в год.

У. Miyachi из Университета Ниигаты на основании детальных литолого-стратиграфических исследований серии формаций группы Муру на п-ове Кии юго-западной Японии расшифровал изменения палеогеографической обстановки в палеогене от бативальной через подводный фан к обстановке склона и шельфа. После некоторого перерыва опять восстановилась мелководно-морская обстановка.

В серии докладов исследователей Южной Кореи обсуждались как общие проблемы эволюции позднемиловых — палеогеновых неморских бассейнов Кореи и прилегающих морей (доклад S.S. Chun и S.K. Chough), так и частные вопросы, касающиеся палеообстановок седиментации отдельных меловых формаций (доклад J.D. Son), седиментации и диагенеза среднемиловой формации янгмокри на о. Кеоджи (доклад Yong Il Lee и Hong Jo In), диагностики фаций фана в меловых формациях бассейна Пионгхай (доклад C.W. Rhee, S.K. Chough).

Седиментация и тектоника раннемеловых присдвиговых бассейнов террейна Куросегава в центре о. Кюсю были рассмотрены в докладе Т. Sakai и Н. Okada из Университета Кюсю.

Эволюции и минеральным ресурсам меловых бассейнов Туранской плиты был посвящен доклад казахских геологов О.А. Федоренко и М.И. Займина.

Ряд молодых японских исследователей из различных университетов страны представили содержательные доклады, касающиеся частных вопросов седиментологии: роли обломков шпинели для расшифровки происхождения и истории бассейна Санчу в Центральной Японии (К. Hisada, S. Arai, T. Ishida), природы и происхождения озерных песчаников нижнемиловой группы Канмон в юго-западной Японии (S.G. Seo), изменения фаций в склоновой ассоциации подводной горы при миграции океанической плиты на примере юрского аккреционного комплекса Центральной Японии (Т. Yamagata); петрографии юрских песчаников в Центральной Японии в связи с тектоническими проблемами (Naoko Tachibana).

Два доклада были посвящены мезозойским осадочным комплексам о. Хоккайдо: о фациях формации Микаса группы Иезо в меловом преддуговом бассейне северного Хоккайдо (В. Ando) и о петрографических свидетельствах флинт-известняковых циклов в аккрезированной мезозойской подводной горе в Чираи на Хоккайдо (S. Yamamoto).

О поздне-мезозойско-раннекайнозойской седиментации и тектонике в северо-западных Трансгималаях Индии говорил в своем докладе исследователь из Индии Т. N. Bagati, что было весьма полезно в плане сравнения с одновозрастными событиями и комплексами на Восточной окраине Азии. Демонстрационным методом внутри этой же темы были представлены доклады о палеогеновых осадках желоба, поступивших из двух источников в осевой зоне Хоккайдо (F. Nanayama, T. Kanamatsu), о развитии меловых бассейнов в регионе Канто Центральной Японии (A. Ishii, O. Takahashi), о тектоническом контроле седиментации в преддуговых бассейнах Кюсю и Рюкю палеогенового террейна Симанто (Т. Kusaba, Т. Sakai), о структуре кайнозойских осадочных бассейнов Восточно-Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (Г.Л. Кириллова).

Тема В "События на границе мела и палеогена" была представлена двумя докладами: об аномальном кварце на границе мела и палеогена (У. Miura) и об изменении флоры на мел-палеогеновой границе на островах Малой Курильской гряды (Н.И. Блохина, В.А. Красилов и В.С. Марквич).

По теме С "Органическое вещество в морских и неморских осадках" было прочитано четыре доклада. О связи углеводородного потенциала с тектонической эволюцией палеогеновых бассейнов юго-западной части Восточно-Китайского моря говорили тайваньские исследователи (W.R. Chi и

С.Н. Tang). Проанализировав тектоническую эволюцию бассейна, они пришли к выводу, что перспективными являются палеоцен-эоценовые толщи. Благоприятны термальные условия, чему способствовала вулканическая активность в это время.

Термальная история некоторых мезозойских и кайнозойских осадочных бассейнов о. Кюсю анализировалась в докладе Jun Aizawa на основании изучения отражательной способности витринита и некоторых минералов-индикаторов (клиноптилолита, ломонтита).

Китайские исследователи (Huang Xingzhen, Shao Hongshun) в своем докладе рассмотрели строение и перспективы нефтегазоносности палеогеновых озерных бассейнов северо-западного Китая.

R.M. Flores, США посвятил свой доклад рассмотрению последовательности фаций на одном из эоценовых угольных полей Южного острова Новой Зеландии.

Заседание по теме D началось докладом руководителя проекта 245 программы международной геологической корреляции Niall J. Mattee из Калифорнийского университета и руководителя этого проекта в Японии M. Malsukawa, в котором говорилось об основных достижениях в работах по проекту, а также о дальнейших планах и задачах. Большинство докладов по этой теме были посвящены вопросам стратиграфии. С интересным докладом, в котором была представлена биостратиграфическая шкала меловой системы Японии, выступил юбиляр — профессор Т. Мацумото. Весьма содержательным был доклад известного корейского геолога Ki-Hong Chang о меловой и раннекайнозойской стратиграфии и истории бассейна Кионгсан в Южной Корее. Большой интерес вызвали два доклада M.G. Lockley о распределении следов динозавров и птиц в меловых формациях разных регионов мира и их значении для палеоэкологии.

Китайские исследователи (Zhao Chuaben, Gao Ruiqi) представили доклад о применении палио-стратиграфии для реконструкции палеоклимата в меловых формациях бассейна Сунляо в Китае и продемонстрировали сравнительную таблицу палино- и магнитостратиграфических подразделений для мела этого бассейна.

В совместном докладе Е.А. Калинина и М.М. Мацукава были изложены результаты корреляции раннемеловых комплексов Японии и Сихотэ-Алиня. Доклад J.G. Douglas из Австралии был посвящен корреляции неморских меловых осадков в Австралии. К.А. Азбель из Казахстана сделал доклад о континентальных меловых отложениях Джунгарского Алатау (Казахстан). Доклад Е.И. Бугдаевой из Владивостока был посвящен фито-стратиграфии множества больших и малых нижнемеловых бассейнов Трансбайкалии.

Тема Е, посвященная регионам Тетиса, была представлена двумя докладами. G. Eseller из Турции в своем докладе обосновывал связь синседиментационной доломитизации с раннерифтовой стадией на примере мезозойской континентальной окраины южного Тетиса на юго-востоке Турции. Известный немецкий ученый J. Wiedmann из Тюбингенского университета сделал весьма содержательный доклад об эволюции в мезозое — кайнозое южной Бискайской окраины в пределах Северной Испании.

Доклады симпозиума продемонстрировали значительные успехи ученых разных стран в разностороннем изучении меловых и кайнозойских осадочных бассейнов. Симпозиум завершился серией полевых экскурсий, где участникам представилась возможность ознакомиться с разрезами осадочных бассейнов. Симпозиум был очень хорошо организован, что способствовало плодотворным дискуссиям участников. Это является несомненной заслугой председателя оргкомитета симпозиума проф. Х. Окады.